

ACTES DU COLLOQUE
6-10 septembre 2011 - MART - Rovereto (TN)

Association Internationale de Climatologie
XXIVème
Colloque International
Climat Montagnard et Risques

**ACTES DU COLLOQUE 6-10 septembre 2011
MART - Rovereto (TN)**

XXIVème Colloque International AIC

Climat Montagnard et Risques

Editeurs Scientifiques

Massimiliano Fazzini - Université de Ferrara
Gérard Beltrando - Université Paris Diderot

Comité d'Organisation

Massimiliano FAZZINI - Université de Ferrara
Paolo BILLI - Université de Ferrara
Franco MANTOVANI - Université de Ferrara
Stefano FURIN - GeotemaSrl
Luca MINARELLI - Université de Ferrara
Claudio NATALI - Université de Ferrara
Vincenzo ROMEO - Corpo Forestale dello Stato
Paolo SGUALDO - Université de Ferrara
Marco SILVA - Université de Ferrara
Roberto TEZZELE - P.A.T.
Gérard BELTRANDO - Université Paris Diderot
Hervé QUENOL - Université Rennes 2

Comité Scientifique

AIASSA Roberto - Université de Turin
BELTRANDO Gérard - Université Paris Diderot
BIGOT Silvain - Université Joseph Fourier, Grenoble
CAMBERLIN Pierre - Université de Bourgogne, Dijon
CARREGA Pierre - Université de Nice Sophia Antipolis
DOUGUEDROIT Annick - Université de Provence
DUBREUIL Vincent - Université Rennes 2
ENDLICHER Wilfried - Université Humboldt, Berlin,
Allemagne
ERPICUM Michel - Université de Liège, Belgique
FALLOT Jean-Michel - Université de Lausanne, Suisse
HENIA Latifa - Université de Tunis, Tunisie
HUFTY André - Université Laval, Québec - Canada
MADELIN Malika - Université Paris Diderot
MENDONCA Francisco - Université de Curitiba, Brésil
NDIAYE Aminata - Université Cheikh Anta Diop, Dakar
Senegal
PITA Maria Fernanda - Université de Séville, Espagne
PLANCHON Olivier - Université Rennes 2
PAUL Patrice - Université Louis Pasteur, Strasbourg
QUENOL Hervé - Université Rennes 2
ROME Sandra - Université Joseph Fourier, Grenoble
RICHARD Yves - Université de Bourgogne, Dijon
RONCHAIL Josyane - Université Paris Diderot
SEGUIN Bernard - INRA, Avignon
TOURRE Yves - Météo France, Toulouse
ZAHARIA Liliana - Université de Bucarest, Roumanie

Introduction au XXIV Colloque de l'Association Internationale de Climatologie :
CLIMAT MONTAGNARD ET RISQUES

Rovereto, Italie, 6 – 10 septembre 2011

Massimiliano FAZZINI

Professeur de Rischio climatico à l'Università di Ferrara

Ce volume de plus de 630 pages et qui comprend 101 articles scientifiques d'excellente qualité, ressemble, avec un classement par ordre alphabétique du nom du première auteur, les résumés élargis des communications orales et des posters dont la présentation est prévue dans le programme du XXIV Colloque de l'Association Internationale de Climatologie qui se déroulera à Rovereto du 6 au 10 septembre 2011

La ville de Rovereto, située au fond de la vallée du fleuve Adige - qui divise en deux parties symétriques la Provincia autonome di Trento - à été choisie par le comité d'organisation du colloque pour la beauté du centre historique et du territoire montagnard mais aussi pour sa vivacité intellectuelle et pour l'intérêt que les institutions locales accordant aux problèmes environnementaux. Enfin, sa position géographique centrale - entre la plaine du Po et la ville de Verona au sud, le lac glaciaire de Garda à l'ouest, les Dolomites au nord - permet de rejoindre facilement ces célèbres domaines touristiques.

L'étude du climat montagnard n'est pas si fréquente dans notre communauté scientifique francophone mais les variations du climat d'altitude des moyennes latitudes représentent un indicateur particulièrement sensible du signal au niveau global. Em Italie, les Alpes du sud et les Apennins ressentent de leur position à l'intérieur du bassin méditerranéen. Et le climat du « *mare nostrum* » est tellement prégnant et marqué par des manifestations extrêmes aussi en montagne (chutes de neige toujours plus irrégulières et intenses, période de sécheresse, rapides variations thermiques avec fonte immédiate de la neige) que le risque climatologique direct ou indirect provoque toujours plus graves dommages matériels ou de décès

Dans les Dolomites, patrimoine UNESCO - que nous visiterons durant l'excursion post congres, - le réchauffement climatique a provoqué, durant les deux derniers décennies, la disparition de la plupart des petits glaciers de cirque et le milieu périglaciaire est limité à quelques petits points des plateaux sommitaux. Fréquent, durant le printemps, les épisodes de fusion et regel sont plus intenses et favorisent les éboulements de roches ; en été l'intensification des orages provoque une augmentation de la fréquence du débris. Enfin, en hiver on enregistre une baisse des précipitations neigeuses et au même temps une hausse des avalanches spontanées. Tout cela montre que, dans toutes les saisons, on observe une augmentation du risque spécifique dans ces environnement montagnard le plus fréquenté du monde pour tourisme.

L'excursion, à caractère complètement environnementale, permettra de voir, le vendredi 9 septembre plusieurs des plus beaux sites des Dolomites ; nous admirerons les lacs glaciaires de Levico et Caldonazzo, la Vallée du Primiero, avec les célèbres Pale di San Martino –où on va monter grâce à un moderne téléphérique - du Passo Rolle à la Vallée di Fiemme, capitale du ski de fond. Le samedi 10 nous visiterons la vallèe de Fassa –avec ses celebres massif montagnards du Latemar, Catinaccio, Sassolungo, Sella et finalement nous atteindrons le Col Rodella d'où la vue est immense et vous pourrez admirer la Marmolada avec son glacier de pente. Nous contemplerons, enfin, le Lac de Carezza, perle d'incomparable beauté.

Ainsi bien que centré sur les relations existantes entre climat montagnard et risques, d'autres thèmes ont été choisis afin de susciter beaucoup d'intérêt parmi les chercheurs et de promouvoir un débat animé et constructif :

Plusieurs articles abordent les résultats de recherches effectuées sur le climat montagnard des latitudes tropicales ; d'autres portent sur la variabilité et les tendances des climats méditerranéennes et des autres climats des moyennes latitudes , aussi sur l'analyse des longues séries historiques ; important est l'apport scientifique des chercheurs qui exposeront les résultats des recherches les plus innovantes sur la modélisation en climatologie. D'autres scientifiques montreront pour la période actuelle les relations existantes entre la variabilité climatique et les activités agricoles, telle l'agriculture. Enfin, certains ont travaillé sur le thème toujours plus important de la relation climat-tourisme-santé, fortement abordé dans ce colloque et qui va connaître un fort développement surtout en montagne.

Les articles publiés dans cet ouvrage, ont été auparavant relus – et des précisions ont été sollicitées à la plupart des auteurs – par un comité scientifique et de lecture créé pour ce colloque. Je tiens à souligner le travail et l'engagement fort et je tiens à remercier les vingt-quatre collègues qui ont permis la réalisation de ce volume.

Pour les préparatifs du colloque je dois remercier plusieurs amis vrais, « *in primis* » Gerard Beltrando - l'âme de l'organisation - en collaboration avec Hervé Quenol ainsi que de « jeunes gens » qui comprennent Claudio Natali pour le secrétariat et l'accueil des congressistes, Luca Minarelli et Stefano Furin pour la création du site web et pour les différentes graphiques; Marco Silva pour la fondamentale participation à la finalisation de l'ouvrage, Roberto Tezzele pour l'énorme travail de logistique au Trentino; Paolo Sgualdo pour les aspects comptables. Merci pour les précieux conseils aux Prof. Franco Mantovani et Paolo Billi

L'effort du comité d'organisation a été rendu plus facile grâce aux nombreuses soutiens et contributions de la part de différents organismes et institutions publiques et privées qui ont montré un grand intérêt sur les questions de climat

Je remercie fortement les institutions suivantes :

- Association internationale de Climatologie et son Bureau très dynamique et toujours prêt à donner précieux conseils
- Università degli Studi di Ferrara
- Provincia Autonoma di Trento
- Ministero delle Politiche Agricole – Corpo Forestale dello Stato
- Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare
- Dipartimento nazionale della Protezione Civile
- Regione Autonoma Trentino-Alto Adige
- Fondazione CARITRO
- Fondazione Dolomiti UNESCO

Ainsi que les Partenaires suivants :

- Dolomiti Superski
- Ski Center Latemar
- Bien Vivre Hotels - Val di Fiemme
- Litografia Artistica Cartografica
- Idrosistemi SRL

Enfin je me permet de remercier très amicalement les 130 congressistes inscrits, presque tous étrangers et originaires de 23 pays (Algérie, Allemagne, Belgique, Benin, Brésil, Burundi, Cameroun, Canada, Congo, Cote d'Ivoire, Espagne, France, Grèce, Liban, Maroc, Nouvelle Zelande, Pologne, Portugal, Roumanie, Sénégal, Suisse et Tunisie). La plupart des congressistes participe activement en présentant les résultats des travaux, d'excellent qualité scientifique - sous forme de communication (presque soixante) et de poster (même numéro) durant ces trois journées.

Présentation des Actes du Colloque de l'AIC

À l'occasion de l'Année internationale des forêts et du 150e anniversaire de l'unité de l'Italie, le Corps forestier d'Etat - en vertu de ses responsabilités institutionnelles dans le domaine de la protection de l'environnement - a voulu assurer son appui technique et scientifique à l'organisation du XXIV "Colloque Internationale de Climatologie", dont le thème principal est le "Climat Montagnard et risques associés".

L'environnement de montagne, en raison de sa sensibilité particulière au changement climatique, exige une surveillance permanente et une étude constante afin de protéger les systèmes naturels et les systèmes humains qu'il accueille et l'économie qu'il génère, par exemple, à travers les ressources d'eau (précieuses pour l'usage civil, industriel et énergétique de tout un Pays) et les ressources touristiques et récréatives.

Il y a plus d'un demi-siècle que le Corps forestier d'Etat est impliqué dans les activités de contrôle, de surveillance et d'étude des facteurs qui influencent les phénomènes météorologiques et climatiques qui à la fois affectent les écosystèmes naturels et les activités humaines. En particulier le service Meteomont permet de suivre quotidiennement les conditions du climat et de la neige. Par cette voie, on peut mieux gérer les risques associés aux urgences survenant sur les hautes montagnes et soutenir, de même, le système national de protection civile dans la gestion des conséquences dommageables liés à l'hydrogéologie, à la neige, aux avalanches, aux conditions météorologiques défavorables pour la mobilité civile.

Isolés à cause des tempêtes de neige, les habitants montagnards des Apennins du centre-sud ont été secourus pour la première fois en 1956. En 1957, à la demande de la FAO - Division des Forêts et de l'Institut fédéral suisse pour les avalanches, à Davos, sont mis en place le Service national des avalanches, le Registre et la Cartographie des avalanches. En 1966 commence l'enquête nationale sur les ouvrages de protection contre les avalanches et en 1978 la prévision de la neige et des avalanches. Enfin, en 1985 est mis en place le service de contrôle et de sauvetage sur les pistes de ski.

En dernier lieu, mais non le moindre, il faut souligner le support du Corps forestier d'Etat - en collaboration avec les universités et les instituts de recherche - aux études sur le climat qui visent à prévoir les tendances et les scénarios futurs: données qui sont indispensables pour mieux gérer une politique de protection et contrôle de l'environnement, et pour mieux protéger l'économie de non seulement les populations de montagne.

IL CAPO
DEL CORPO FORESTALE DELLO STATO

Cesare Patrone

Participation à la finalisation de l'ouvrage :

Marco SILVA

Logo du Colloque:

Luca MINARELLI

Les opinions défendues dans cet ouvrage n'engagent que les auteurs; elles ne sauraient être amputées aux institutions auxquelles ils appartiennent ou qui ont financé leurs travaux.

ISBN : 978-2-907696-17-3

CONFERENCES INVITEES

LE RESEAU DE MESURES DE LA NEIGE DU TARENTINO: DES DONNEES HETEROGENES, FRUIT D'UNE HISTOIRE COMPLEXE

FAZZINI M.

Università di Ferrara, Dipartimento di Scienze della Terra – Via Saragat, 1 - 44100 Ferrara – email: fzzmsm@unife.it

Résumé : *Les variations de l'enneigement à différentes échelles spatiales et temporelles représentent aujourd'hui un indicateur majeur du signal climatique récent dans les domaines montagnards neigeux des latitudes moyennes et méditerranéennes moyenne latitude ou méditerranéen. Toutefois, les mesures inhérentes le manteau neigeux ne sont non plus si fréquentes ou continues comme celle pluviométrique ou thermométrique. Le Trentino dispose des mesures sur la neige les plus étendues temporellement de l'Italie; dans quelques cas, elles commencent à partir du 1830 mais on trouve des données officielles à partir de 1864. Les différents organisme étrangers, et locaux responsables de la surveillance « neige » depuis cent-cinquante ans et jusqu'à présent, ont produits des archives des données pas homogènes, soit au point de vue des paramètres mesurés soit pour les techniques de mesure, soit pour les différents poste utilisés pour le monitoring, soit enfin pour la méthode - manuel ou automatique. De conséquence, on ne dispose presque jamais de séries historiques homogènes sur les quelles produire des analyses statistiques satisfaisantes. Après l'informatisation et une première validation des données, afin de résoudre ce problème fondamentale, il faudra appliquer des procédures de control de qualité et d'homogénéisation des différents types de données afin de disposer de séries historiques appropriées au calcul des tendances et pour mieux évaluer les indices de changement climatique.*

Mots clés : *neige, Trentino, séries historiques, hétérogénéité*

Abstract : *The network for snow measuring in Trentino: heterogeneous data, the result of a complex history*

The variations of snow parameters (depth and cover of land) at different scales and time is an important signal of climatic change in the medium and high Mediterranean mountains. However, the measures of the snow cover are not as frequent and extensive as those related to rainfall or temperatures. The Trento province has more extensive measures of snow cover of Italy; unofficial measurements are available since 1830 as the first official remarks since 1864 begins. Several official institutions - foreign and local - responsables for measuring of the snowpack, have produced data archives uneven between them, both in terms of the parameters measured, both for the different measuring points, and finally for the type of relief - manual or automatic. Therefore I don't have almost never available time series on which to make satisfactory statistical analysis. After the creation of database and a data quality control, we must proceed at homogenization of time series available, so that they can calculate the trends and properly assess the indices of climate change.

Key words : *snow, Trentino, historical series; heterogeneity*

Introduction

Depuis une vingtaine d'années, la communauté scientifique internationale a produit des efforts importants afin de reconstituer l'évolution du signal climatique séculaire dans les domaines montagnards. Les études ont été particulièrement nombreuses sur le domaine alpin - la plus importante chaîne de montagne du continent européen - mais ces études portent essentiellement sur le cumul des précipitations et sur les températures. En Italie, on dispose de plusieurs séries, plus que séculaires, la plupart de bonne qualité et relatives aux villes alpines ou préalpine. L'analyse de ces données a confirmé les signaux calculés sur des secteurs étrangers du massif (Bohm *et al*, 2001, Brunetti *et al* 2006 ; AA.VV, 2007). A la différence de ce qui se passe depuis longtemps, en France ou en Suisse - pays où il existe, depuis des décennies, des organisme de recherche nationaux qui s'occupent de l'archivage et/ou des études sur la neige - en Italie les recherches spécifiques dans les Alpes centrales et orientales n'ont été effectués qu'à partir des ans '40. Seulement quelques chercheurs qui disposait des données du Servizio Idrografico Nazionale procède à étudier les paramètres nivo logiques dans les différentes domaines du secteur méridionale des Alpes) (Crestani, 1941, Bossolasco 1948; Dona 1950 et 1954; Morandini 1953 in Gazzolo et Pinna, 1973). Dans les régions et les provinces des Alpes, le collecte des données sur l'enneigement est devenue plus constante et plus fiable à partir des années 70-80, en particulier pour les altitudes élevées, grâce à l'anthropisation croissante de ces régions et pour satisfaire aux demandes du tourisme lié aux sports d'hiver (risque avalanche, hauteur de neige sur les pistes). A partir des années 1990,

grâce à plusieurs projets européens sur le réchauffement climatique est sur ses implications dans le tourisme saisonnier, la recherche sur l'enneigement est devenue très active elle permet finalement de construire des banques de données consistantes (Biancotti *et al.* 1998 ; Fazzini et Gaddo, 2003, SMI, 2007 ; Valt, 2008, 2009) La recherche présentée ici est insérée dans le Project international FORALPS, ayant comme objectif prioritaire la constitution de séries climatiques longues et de « haute qualité » afin de mieux comprendre les dynamiques du changement climatique observé et les effets du réchauffement récent dans le domaine alpin.

1. Evolution des mesures sur la neige dans le territoire du Trentino

1.1 La période « autrichienne »

Le territoire du Trentino – totalement montagneux et avec altitudes qui atteint 3910 m. - dispose de très longues séries de données pluviométriques (Trento depuis 1816 ; Riva du 1876 ; Rovereto du 1882, etc – Zardi et Bellin, 2004) ; toutefois très souvent, et en particulier dans les villes situées à basse altitude, on ne dispose pas d'informations relatives à l'enneigement. Les observations sur la neige pour la période antérieure à la première guerre mondiale - l'annexion du Trentino à l'Italie - dérivent du monitoring effectué par du personnel local dépendent de l'Office Météorologique de l'Empire austro-hongrois « *K.K. Zentralanstalt für Meteorologie und Erdmagnetismus* » (figure 1)

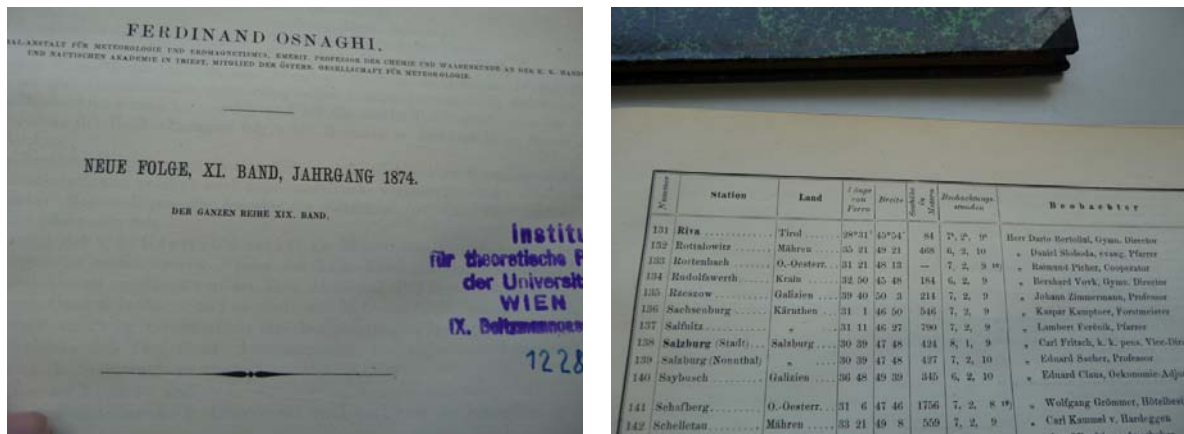


Figure 1 : première page « Jahrgang » 1874 et indications sur la station d'altitude (Bibliothèque Institut de Physique - Université de Wien – Photo Fazzini, avril 2010)

A Trento, pour la période 1851-1871, on dispose des observations météorologiques du Garbari (1875) qui souligne la date de la première chute de neige. Ces premières observations sur la neige se limitent aux jours avec précipitations solides mais il manque de tout quelques informations ou quantification de l'éventuel cumul au sol (figure 2).

Il est donc évidente que ce paramètre est considéré comme peu intéressant pour les études sur l'enneigement, mais il nous permet de comprendre la répartition dans le temps des précipitations à caractère neigeux.

Cette typologie de données est disponibles pour plus de dix stations et finalement en 1896 est fondé le « *Zentral Anstalt fuer Meteorologie und Geodinamik* ». On y trouve les premières valeurs saisonnières d'une quinzaine de stations - sur la date de la première chute de neige au sol, sur la période avec persistance au sol, sur les cumuls (en quelle unité), sur les jours avec chute de neige fraîche les plus abondantes. Ces informations donnent les premiers renseignements sur la distribution spatio-altitudinale du phénomène, bien qu'elles ne soient pas toutes en continu, pour la totalité des stations. Donc, jusqu'aux premières années du XX^{ème} siècle, on ne dispose jamais de séries historiques saisonnières complètes qui puissent être

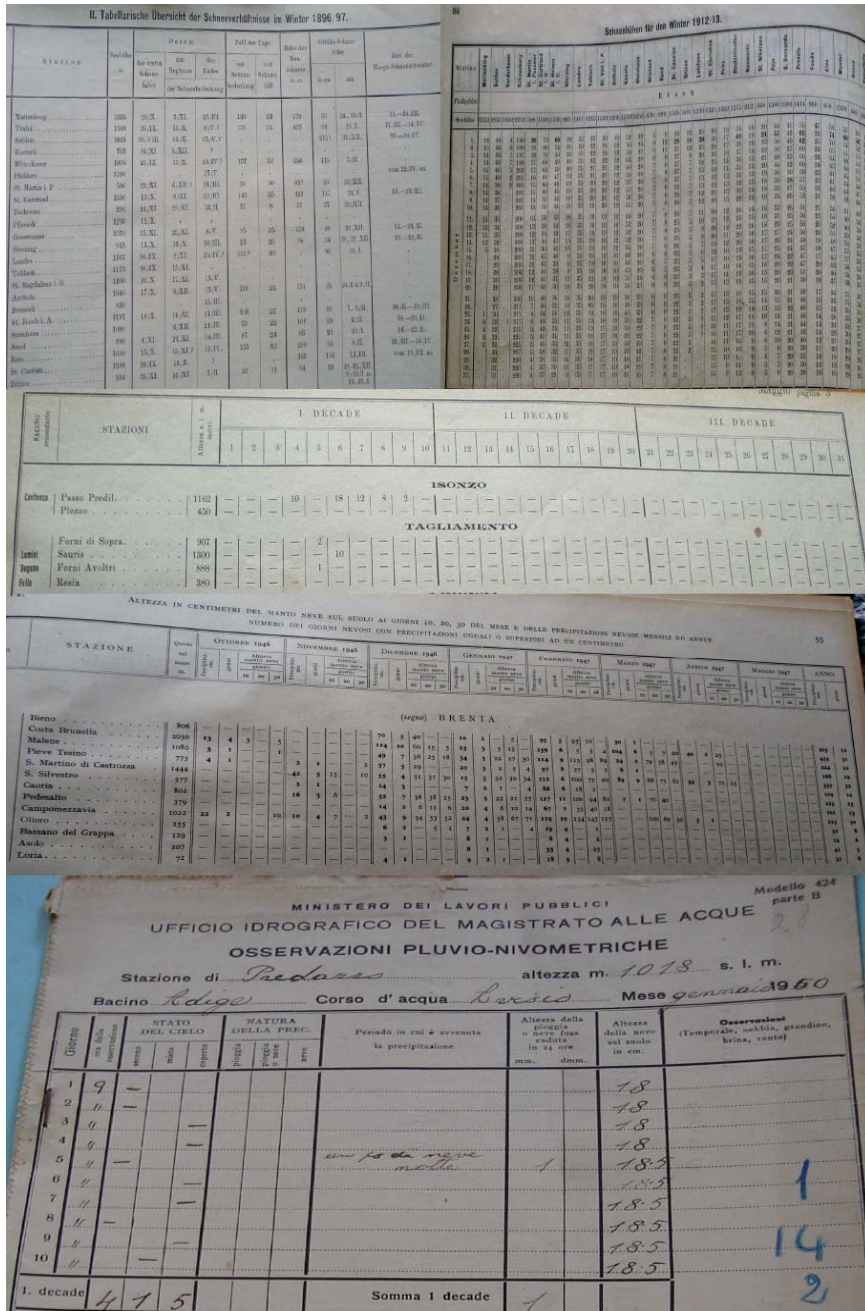


Figure 2 : exemples de données disponibles dans les annales hydrographiques ou dans les observation pluvio-nivometriques depuis 1880 et 1974

mieux encore que au fond de la vallée de l'Adige, où la neige était encore au sol fin d'avril. Dans ce terrible hiver, les avalanches provoquent presque 16.000 morts, beaucoup plus que les combats sur le front

1.2 Le passage du Trentino à l'Italie

Après la fin de la guerre, le Trentino passe à l'Italie mais il faut plusieurs années avant que le réseau de mesures commence a fonctionner. Au 1921, le gouvernement fonde le « Servizio Idrografico nazionale ». Toutefois, durant l'organisation du réseau, dans les Alpes orientales on ne s'occupe pas rapidement des mesures sur la neige et on doit attendre la saison d'hiver 1924-25 pour disposer des premières données relativement à quelques points d'observation) Les mesures sont recueillies dans les « Annali idrologici » (figure 2).

prise en considération pour devenir des séries de références au sud des Alpes comme celles de Innsbruck ou Sonnblick, situées dans les Alpes du Tyrol autrichien.

A partir de la saison 1908-09, on commence à disposer de données quotidiennes observées dans des stations d'altitude ; il devient alors possible de calculer les cumuls de neige fraiche, le maximum de neige au sol et la persistance du manteau neigeux (figure 2). Mais ce type de données n'est plus disponible à la fin de la saison 1915-16 quand la guerre s'étend aux montagnes du Tyrol (Langes, 2006).

En particulier, on ne dispose pas d'informations quantitatives relatives à l'hiver 1916-17, célèbre pour les énormes quantités de neige. Seuls quelques témoignages relatent des cumuls de neige fraiche de trente mètres au Passo del Tonale (1800 m.) ou

Pour disposer d'un réseau nivo métrique étendue on doit attendre les années 1930 mais, jusqu'en au 1951, on dispose seulement des résumés mensuels pour les paramètres cumuls de neige fraîche, nombre de jours avec chute de neige et épaisseur de neige au sol pour les jours 10, 20 et 30 de chaque mois (figure 3) Cette lacune d'observation, étendue pour plusieurs saisons, deviendra un problème majeur pour les futures études sur la climatologie de la neige. C'est seulement dans la portion du sud-ouest du territoire située dans le bassin du Po et dépendant de l'office régional de Milan - Bezzeca, Riva et Tione – que l'on peut disposer des données de trois stations dès 1921. Le deuxième conflit mondial crée encore quelques problèmes pour la continuité des observations, surtout dans les villes les plus importantes.

A partir de 1951 et jusqu'à 1974, le réseau de d'observation « neige » devient plus étendue; on dispose d'environ quarante postes de mesures en altitude, surtout grâce au développement des barrages en haute montagne, liés à la production d'énergie électrique. Cependant, la qualité des observations est presque toujours médiocre et les données disponibles dans les résumés nivo météorologiques quotidiens sont hétérogènes. On observe en particulier d'une confusion entre les données neige et celles de précipitations totales ; parfois on ne comprend pas si la mesure de la neige est relative à l'épaisseur totale au sol ou à la neige fraîche tombée durant les dernières 24 heures. Enfin la plupart des observateurs mesurent seulement les nouvelles chutes de neige et non plus l'épaisseur de la neige au sol. Tout cela provoque d'énormes difficultés dans le calcul des cumuls de neige fraîche et ne permettent d'évaluer le nombre des jours avec persistance de la neige au sol

1.3 La fondation du service hydrographique provinciale

Au 1974, la province de Trento fonde son propre service hydrographique ; elle augmente fortement le réseau des stations. On dispose depuis cette période et jusqu' au 2003 de plus de cinquante station de mesures où chaque jours on va mesurer l'épaisseur de la neige au sol ; la qualité des données subit une amélioration importante. Au 1981, on va parallèlement crée le réseau des « *campi neve* », situés en haute montagne - au dessus de 1000 mètres - afin d'effectuer des mesures de l'épaisseurs du manteau neigeux.

Ce type de mesure, complétée par des reliefs sur l'évolution du manteau neigeux et sur l'observation des déclanchements des avalanches est recueillie dans le *modello 1 AINEVA* (figure 3). Notamment les mesures sur la couche de neige commencent lors de la première chute de neige abondante ou parfois à l'ouverture des domaines skiables proches, de conséquence la quantification des cumuls saisonniers ne soient presque toujours comparables avec ceux relevés près des station de mesure du réseau du Servizio Idrografico.

Dans la deuxième moitié des années 1990, on commence a remplacer les stations manuelles de ce « Servizio » par des stations automatiques souvent pas complètes de nivomètre à ultrason; on va, par conséquence perdre toujours plus d'information sur l'enneigement, en particulier aux altitudes inférieures à 1000 mètres ou le réchauffement climatique détermine une baisse plus forte de l'enneigement. Les informations de type nivo métrique se terminent complètement en 2003.

Au même temps, en haute montagne, les reliefs manuels sont souvent complétés par ceux dérivants des stations automatiques, complètes de nivomètre à ultrason (figure 4).

Donc, on va préférer l'amélioration du réseau d'observation neige aux altitudes les plus élevées – ou la neige est plus abondante et les risques d'avalanches sont plus étendues et persistants- plutôt que de poursuivre les mesures sur la totalité du territoire provincial.

Data	Ora	Codice	WW	N	V	VQ1	VQ2	Ta	Tmin	Tmax	HS	HN	rho	TH 0,1	TH 0,3	PR	CS	S	B
26/10/2010	920	25TO	00	/	4	3	3	-7	-8	0	073	073	110	-5	-4	066	11	1	0
27/10/2010	745	25TO	00	/	4	0	0	-7	-7	1	061	///	///	-6	-4	048	11	1	0
28/10/2010	900	25TO	00	/	4	0	0	-2	-3	4	052	///	///	-1	-1	025	11	1	0
29/10/2010	845	25TO	00	/	4	0	0	1	0	7	047	///	///	-2	-2	///	13	1	0
30/10/2010	900	25TO	00	/	4	0	0	3	0	8	038	000	///	0	-1	///	11	1	0
31/10/2010	740	25TO	73	8	1	/	/	0	-1	7	051	015	110	-1	-1	025	11	1	0
01/11/2010	1000	25TO	63	/	1	/	/	4	1	5	062	816	180	0	0	038	21	1	0
02/11/2010	500	25TO	63	/	2	0	0	3	1	3	051	800	///	0	0	022	21	2	0
03/11/2010	700	25TO	00	/	4	0	0	3	1	4	043	000	///	0	0	000	13	2	0
04/11/2010	845	25TO	00	/	4	0	0	4	-1	8	038	000	///	0	0	000	23	2	0
05/11/2010	800	25TO	00	/	4	0	0	5	4	11	034	000	///	0	0	001	21	2	0
06/11/2010	740	25TO	00	0	4	4	0	2	2	12	029	000	///	0	0	001	21	2	0
07/11/2010	840	25TO	69	8	1	/	/	1	0	8	027	000	///	0	//	001	21	5	0
08/11/2010	830	25TO	70	8	1	/	/	0	1	3	030	805	///	0	0	006	21	1	0
09/11/2010	815	25TO	70	/	1	/	/	-5	-6	1	048	817	100	-1	-1	025	11	1	0
10/11/2010	900	25TO	00	4	2	0	0	-3	-5	-1	042	002	///	0	0	018	11	1	0
11/11/2010	800	25TO	00	2	4	0	0	-5	-6	-2	040	001	///	-1	0	012	11	1	0
12/11/2010	715	25TO	00	4	3	2	2	-2	-3	1	038	000	///	-1	0	011	11	1	0
13/11/2010	945	25TO	00	/	3	4	0	6	1	6	032	000	///	0	0	008	21	1	0
14/11/2010	940	25TO	00	/	4	4	0	5	0	8	027	000	///	0	//	005	21	1	0
15/11/2010	800	25TO	61	8	1	/	/	3	2	4	023	800	///	0	//	003	21	2	0
16/11/2010	900	25TO	75	8	1	/	/	0	-1	3	048	826	120	0	0	039	21	1	0
17/11/2010	750	25TO	45	/	1	/	/	-1	-1	0	073	831	120	0	0	050	21	1	0

Figure 3 : exemple de *modello 1 AINEVA* pour la station de Passo Tonale, en rouge apparait l'épaisseur de la neige au sol (Hs) et de la neige fraîche en 24 heures (Hs)



Figure 4 : Station météorologique manuelle-automatique PAT de Folgaria-Passo Sommo avec bien remarqué le nivomètre à ultrason (photo Fazzini, janvier 2009)

2. Discussion et premiers résultats sur 3 stations du Trentino oriental

Les lacunes d'information, communes à toutes les stations, relativement nombreuses et parfois durable ne favorisent pas la reconstruction des séries historiques depuis la date des premières observations. Plusieurs problèmes concernent les séries historiques à disposition; par exemple, différentes méthodes de mesures existent pour obtenir l'épaisseur de la neige fraîche en 24 heures ou celle de la neige au sol ou encore les deux mesures sans distinction. Cela ne permet pas de di disposer de série de données homogènes. Le problème le plus important reste l'absence de séries historiques complètes. Aucune des neuf stations « séculaires » (Figure 5), ne dispose de mesures relatives à la période 1916-1923, car ces

données n'ont pas été conservées dans tout le secteur oriental des Alpes italiennes. Dans le futur, il faudra récupérer les séries historiques complètes qui sont disponibles dans le territoire autrichien et proches de la frontière pour estimer les cumuls des stations du Trentino. Entre 1925 et 1950, nous disposons exclusivement des données mensuelles du cumul de neige fraîche, du nombre des jours neigeux et de celui de la neige au sol.

Après 1950 et jusqu'à la fin des séries disponibles (en général fin du XXe siècle) on dispose de données quotidiennes des mêmes paramètres : En complément, nous disposons des données de 11 autres stations météo qui débutent durant les années 1930 et se terminent à la fin du siècle. Enfin, ainsi que des données d'une trentaine de stations disposant de séries presque complètes de données quotidiennes de 1951 à la fin des observations et toujours pour les mêmes paramètres (figure 5). Les métadonnées à disposition dans les différentes archives indiquent que les neuf stations séculaires utilisées dans ce travail, n'ont pas subi de « variations significatives » de positions (pas de changement d'altitude, déplacement horizontal maxi de 20 m.). Toutefois dans la plupart de ces stations présentent des lacunes significatives qui devront être comblées à l'aide des séries historiques autrichiennes dont nous ne disposons pas actuellement.

In fine, seulement trois stations de haute montagne, à l'est de la province - San Martino de Castrozza (1465 m.), Passo Rolle (2002 m.) et Paneveggio (1520 m.), disposent de séries saisonnières quasi-complètes (moins de 5% de lacunes) avant et après la période 1916-1924 (figure 5). A l'aide des tests statistiques de Pettitt, effectués avec AnClim (2005), nous avons détecté, dans les trois stations, des ruptures d'homogénéité, à l'échelle saisonnière, en 1951, 1986 et 2009, qui correspondent à des hivers avec de très abondantes chutes de neige sur tout le secteur alpin oriental. C'est uniquement sur ces 3 stations, que portent les résultats qui suivent

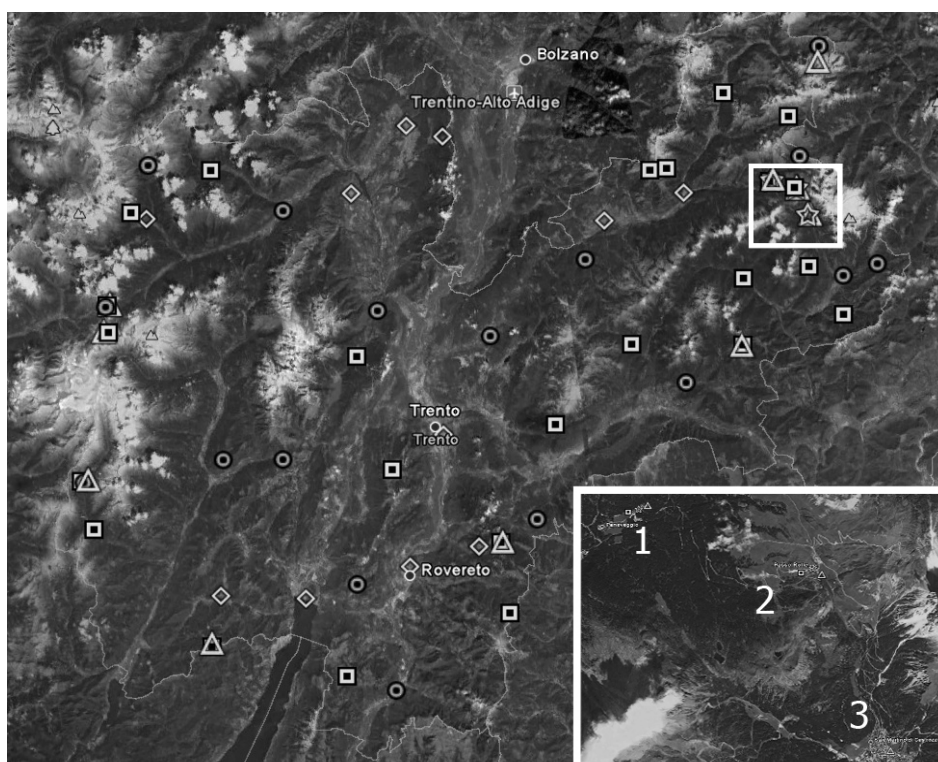


Figure 5 : Distribution spatio-temporelle des stations nivo-météorologiques dans le territoire du Trentino. Légende : losange : 9 séries séculaires ; cercles séries d'au moins cinquante ans , carrés : « campo neve » ; triangle : stations automatiques récentes (moins de 15 ans). Au sud-est de la carte est indiqué l'aire l'emplacement des 3 séries séculaires; 1 : Paneveggio ; 2 Passo Rolle, 3 San Martino di Castrozza

Pour cette première analyse du signal nivo-métrique, nous avons considéré le paramètre cumul de neige fraîche mensuelle (Hn) et saisonnière (Hs) pour les trois stations du Trentino oriental qui sont situées dans un rayon de 8 km entre les massifs des Pale di San Martino et du Lagorai. La station de San Martino est située au fond du Val Cismon, qui s'étend du nord vers le sud et qui culmine dans la ligne de partage des eaux à Passo Rolle, à 2000 m. d'altitude (figure 5). La station de Paneveggio est située au fond de la vallée du Travignolo, quelques kilomètres à l'ouest de Passo Rolle. Les données historiques débutent du 1897 pour les deux premières stations et du 1905 pour la troisième.

Le régime nivo métrique varie entre un niveau équivalent de décembre à février à San Martino et Paneveggio (Fazzini *et al*, 2007) et un niveau bimodal à maximum de printemps de Passo Rolle. L'analyse des tendances ultra séculaires montre de fortes différences entre les signaux des trois stations, bien qu'elles soient proches l'une de l'autre; avec des tendances à la hausse qui prévalent sur les tendances à la baisse, indépendamment de l'altitude. En même temps, on observe pour ces trois stations, une périodicité variable entre 23 et 28 ans (moyenne mobile de 7 ans). Cependant les tendances pour chaque station et pour trois séries de 30 ans (1921-1950 ; 1951-1980 et 1981-2010), montrent des résultats, *a priori*, divergents.

La station de Passo Rolle se caractérise par une plus forte variabilité interannuelle que les deux autres, ce qui confirme la nécessité de la prise en compte des facteurs locaux.

Tableau 1 : Tendances mensuelles (Novembre à Avril) et saisonnières de l'enneigement, en cm par an
SIE : tendance pour toute la période ; 21-50, 51-80 et 81-10 : tendances pour 3 périodes de 30 ans

Station	Altitude	N	D	J	F	M	A	SIE	21-50	51-80	81-10
SAN MARTINO DI C.ZZA	1444	0,02	0,05	-0,13	-0,23	0,09	0,45	-0,05	-3,3	2,1	3,7
PASSO ROLLE	2004	-0,09	0,03	-0,07	-0,26	0,07	0,81	0,39	5,5	-1,1	8,5
PANEVEGGIO	1520	0,03	0,04	0,13	-0,02	0,01	0,27	0,14	2,7	3,5	-0,1

Nous pouvons expliquer ces différences, en rappelant que dans les Alpes du sud, chaque saison est caractérisée par des passages perturbés de natures diverses, depuis ceux de type méditerranéens qui déterminent des chutes de neige seulement à altitudes élevées, à ceux de type instable continental qui apportant des chutes de neige parfois abondantes à altitudes moyennes et parfois en plaine alors que les sommets sont caractérisés soit par du brouillards sans précipitation, soit par un ciel clair.

3. Conclusions et perspectives de la recherche

L'hétérogénéité remarquée dans les données nivo-métriques actuellement disponibles pour le territoire du Trentino mettent en évidence plusieurs problèmes pour la construction et l'analyse temporelle du phénomène enneigement. Relativement aux lacunes présentes dans les séries les plus longues, il faudra récupérer quelques séries historiques dans les territoires des Alpes autrichiennes pour tenter une reconstruction satisfaisante des données mensuelles incomplètes. Tout cela pourrait permettre l'insertion de ces séries historiques dans une banque de données internationale comme celle du projet FORALPS. Les premières analyses effectuées sur trois séries séculaires de haute montagne, très proches l'une de l'autre et complètes depuis les années 1920, montrent, pour la neige fraîche, des signaux diversifiés entre eux, mais avec une périodicité du signal commune autour de 25 ans. Les différences de tendances observées entre les trois séries sont dues très certainement à des facteurs topographiques locaux qui déterminent d'énormes variations des chutes de neige à l'échelle de l'événement et à l'échelle saisonnière. L'arrêt de la plupart des stations météo durant les années 1990 à 2000, ne permet plus de disposer de données sur la période récente, à moyenne et basse altitudes et donc de comprendre l'évolution des signaux nivo-métriques, dans un

contexte de changement climatique global qui va pénaliser l'économie du tourisme d'hiver aux altitudes inférieures à 1200 mètres. Pour les séries historiques finalement complètes, on pourra chercher à établir les interrelations entre le signal nivo-métrique saisonnier et les principaux indices climatiques des moyennes latitudes - NAO, OM, QBO.

Bibliographie

AA.VV., 2007 - *HISTALP* - Historical Instrumental Climatological Surface Time Series of the Greater Alpine Region. 222 pp.

Biancotti A., Carotta M., Motta L. et Turrone E., 1998. Le precipitazioni nevose sulle Alpi piemontesi", trentennio 1966-1996. *Studi climatologici in Piemonte*, **1**, 11-79,

Bohm R., Auer I., Brunetti M., Maugeri M., Nanni T., Schoner W., 2001: Regional temperature variability in the European Alps: 1760-1998 from homogenised instrumental time series. *Internat. J. of Climatology*, **21**, 1779-1901.

Brunetti M., Maugeri M., Monti F., Nanni , 2006 - Temperature and precipitation variability in Italy in the last two centuries from homogenised instrumental time series. *Internat. J. of Climatology*, **26**, 345-381.

M.Fazzini, S.Fratianni & M. Gaddo, 2003 : Nivométrie dans le territoire du Trentino et ses implications Actes XVI colloque de l'AIC - Varsovie 2003 - *Dokumentacja geograficzna* **29**, 117-121.

M.Fazzini, D.Moro et L.Stefanuto, 2009 : Les extrêmes nivo-métriques dans les Alpes italiennes :analyse des données de deux stations de Mont Canin (Alpes Juliennes Frioul) et situations synoptiques responsables des chutes de neige. Actes XXII Colloque AIC - *Studia Crescent, Geographia tecnica - Numero Special "Extrêmes climatiques : genèse, modélisation et impacts »*

Fazzini M., 2007 :Caratterizzazione generale dei fenomeni di innevamento in Italia. *Neve e valanghe* - **60**; 36-49. AINEVA ed.

IPCC, 2007 - Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I. Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press.

Langes G., 2006. La Guerra tra rocce e ghiacci 1915-1918, Athesia ed, 213 pp

OMM-WMO, 2007: *Guide to climatological practices draft*. Third edition, 3 may 2007, 117 pp.

Sneyers R., 1990 : On the statistical analysis of series of observation. *Technical Note N. 143, OMM:WMO.*, 192 pp

Stepanek P., 2005 : AnClim – *Software for time series analysis*. Dept. of Geography, Fac. of Natural Sciences, MU, Brno. 1.47 MB

CHANGEMENTS CLIMATIQUES SIMULES POUR LE XXI^{ÈME} SIECLE ET EVOLUTIONS POSSIBLES DE LA FORET FRANÇAISE (METROPOLE)

BELTRANDO G.

Université Paris-Diderot – Sorbonne Paris Cité - UMR 8586 du CNRS (PRODIG) (C.C. 7001) 75205 Paris cedex 13 (beltrando@univ-paris-diderot.fr)

Résumé : *Le fonctionnement et la productivité de la forêt montrent une dépendance étroite au climat et, mis à part les effets des événements de fréquence rare (tempêtes de décembre 1999, canicule et sécheresse de l'été 2003...), sa croissance radiale s'est accrue depuis près d'un siècle et en particulier depuis les années 1980. Comment le changement climatique va-t-il se répercuter sur la forêt métropolitaine française ? Quel scénario faudrait-il prendre en compte ? Quels conseils peuvent être donnés aux forestiers qui doivent gérer et planter des arbres qui seront exploités par les générations futures ?*

Mots-clés : *forêt, France, changement climatique, simulation*

Abstract : *Climate change simulated for the twenty-first century and possible developments of French Metropolitan forests*

The functioning and productivity of forest show a strong dependence on climate and, except the effects of rare-frequency events (December 1999 storms, heat waves and drought in summer 2003 ...), its radial growth has increase for nearly a century and particularly since the 1980s. How Climate Change will affect the Metropolitan French forest? Which scenario should be taken into account? What advice can be given to foresters who must manage and plant trees that will be exploited by future generations?

Keyword : *forest, France, Climatic Change, simulation*

Introduction

Les simulations obtenues à partir de modèles climatiques, sur le climat des décennies à venir, indiquent que les tendances positives des températures observées depuis une trentaine d'années devraient se prolonger durant le XXI^e siècle (GIEC, 2007). Si cela se vérifie, des changements vont affecter les forêts qui produisent des biens et des services multiples aux sociétés humaines (fonction sociale et récréative, économique, de production de matériaux, de protection de la biodiversité...). Malgré les incertitudes sur la part de fiabilité que l'on peut accorder à ces simulations du climat futur, il est utile d'avoir une information sur les conséquences - positives ou négatives suivant les régions et les périodes - que pourraient avoir ce changement climatique en tentant d'évaluer les niches futures des essences arbustives. A défaut d'apporter des éléments opérationnels de réponse sur l'évolution des forêts - car la dynamique d'une forêt dépend d'autres facteurs (insectes ravageurs, feux...) qui sont tout autant difficiles à prévoir - cela permettrait d'orienter la réflexion des professionnels en charge de la gestion des forêts et des nouvelles plantations. L'objectif étant à terme de minimiser le plus possible les impacts néfastes d'un changement environnemental, car celui-ci pourrait intervenir dans un laps de temps inférieur à une génération pour la plupart des espèces d'arbres.

1. La forêt et le climat

Lorsque le climat de la planète change, l'aire de répartition des espèces végétales et animales se déplace vers des latitudes et des altitudes plus élevées (réchauffement) ou plus basses (refroidissement), sauf si des obstacles empêchent cette migration (hautes montagnes, mer...). Mais toutes les espèces n'ont pas les mêmes aptitudes à migrer et à l'état naturel, certaines d'entre elles colonisent plus vite que d'autres les espaces abandonnés et, avec l'intervention humaine qui va introduire de nouvelles essences, la dynamique forestière est encore plus complexe.

1.1. Une forêt relativement diversifiée

En France, la relative diversité de la forêt métropolitaine s'explique par des facteurs édaphiques et climatiques mais aussi par le poids de l'histoire. Dès le Moyen Âge, les espaces forestiers français – sauf, peut-être, dans quelques zones de montagne – ont été largement aménagés et plantés afin d'être exploités.

Le volume sur pied de la forêt de production est de 2 200 millions de m³ (campagnes d'inventaire IFN, 2005). Les feuillus représentent 63 % du volume total, avec comme essences principales : 3 variétés de chêne (le rouvre 12%, le pédonculé 11% et le pubescent 4%), ainsi que du hêtre (11%), du châtaignier (5%) et du charme (4%). Les principales essences de résineux (37% du total) sont l'épicéa commun (8%), le pin maritime (7%), le sapin pectiné (7%) et le pin sylvestre (6%). Cette relative diversité, compte tenu de la latitude du pays, s'explique en partie par sa position à l'intersection de trois grandes influences climatiques - méditerranéenne, semi-continentale et océanique - auxquelles il faut ajouter les spécificités des climats de montagne. A l'intérieur de ces « régions climatiques », la répartition des espèces forestières est sous la dépendance de facteurs édaphiques. En France, la présence de la forêt est limitée pour l'essentiel par les températures (moyennes et minimales) ainsi que par la disponibilité en eau, deux variables qui déterminent ensemble la répartition des niches forestières moyennes (Fig.1). D'autres facteurs climatiques tels la neige ou le vent, interviennent aussi dans l'explication de la répartition des essences. Si ponctuellement ils peuvent jouer un rôle perceptible, à l'échelle régionale leur rôle est manifestement moins important.

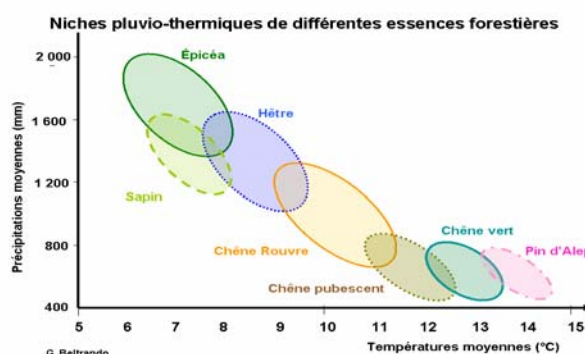


Figure 1 : Niches pluvio-thermiques de différentes essences forestières françaises (valeurs moyennes annuelles)

Le gel dommageable surtout printanier peut concerner la plupart des régions du pays y compris le bassin méditerranéen. Ainsi, en 2003, après une période relativement douce en mars favorisant un débourrement précoce, deux épisodes de gels tardifs sont intervenus successivement mi-avril et mi-mai et ont endommagé certaines espèces comme le sapin pectiné (*Abies alba*), qui est relativement sensible au gel (Maugard, 2004). L'épisode froid d'avril a duré de 6 à 7 jours, pendant lesquels les températures minimales ont varié de -4 à -8 °C en plaine dans un grand quart nord-est du pays.

Le déficit hydrique, en combinaison avec divers facteurs aggravants comme les températures élevées et le vent, constitue l'autre facteur atmosphérique majeur pour la vie des végétaux. Les épisodes secs de longue durée qui jalonnent l'histoire climatique de l'Europe de l'Ouest (1911, 1921, 1976, 2003...) ont entraîné le dépérissement et parfois la mort des arbres, surtout de ceux qui étaient déjà affaiblis pour d'autres raisons (champignons, insectes...).

La nature du sol se combine aussi aux effets du climat pour expliquer la répartition et le plus ou moins bon état de santé des plantations. Par exemple, le Chêne sessile (appelé aussi

Chêne rouvre), espèce très répandue dans les plaines et les collines françaises (sauf régions méditerranéennes), est sensible au froid et aux gelées de printemps, mais il est assez rustique et peut accepter une faible alimentation en eau estivale et une certaine acidité du sol. A l'inverse, le Chêne pédonculé demande lui des sols plus riches et mieux alimentés en eau toute l'année...

1.2. L'évolution de l'environnement et du climat depuis un siècle en France

En France, l'augmentation de la température moyenne au cours du XX^{ème} siècle a été de l'ordre de 0.9°C (Moisselin *et al.*, 2002), soit un peu plus que la moyenne planétaire et avec une nette accélération sur la dernière décennie de ce siècle et cela se prolonge sur la première du XXI^{ème} siècle. La tendance positive des températures est plus importante sur les températures minimales (0.7 à 1.7°C /siècle) que sur les maximales (0 à 1.3°C). Pour illustrer cette évolution, on indique souvent que le réchauffement des températures moyennes intervenu durant le XX^{ème} siècle correspond à un déplacement du climat vers le Nord de 180 km environ. Sur la même période, l'évolution des précipitations a été plus contrastée. Elle montre une légère tendance à l'augmentation sur les deux tiers nord du territoire avec des contrastes saisonniers plus marqués : en hausse en hiver et en baisse en été. C'est durant cette dernière saison que les sécheresses ont tendance à être plus fréquentes.

Ces changements observés dans le climat (et l'évolution des gaz à effet de serre) se traduisent dans les forêts de la métropole comme celle des autres régions tempérées par un allongement de la période de croissance, grâce à une avancée de la date de débourrement des bourgeons et un retard de la chute des feuilles (Spiecker *et al.*, 1996 ; Lebourgeois *et al.*, 2001), ainsi que par une stimulation de l'activité des mycorhizes (association symbiotique entre des champignons et les racines). Actuellement, pour le hêtre, le diamètre de 60 cm est atteint à 90 ans au lieu de 150 ans (Bastien, 2000). Dhôte *et al.* (2000), à partir de mesures du taux d'accroissement des arbres, indiquent que ce changement de productivité devrait devenir un élément important dans l'élaboration des stratégies de gestion (sylviculture, aménagement forestier). L'augmentation des températures mais aussi celle des taux de CO₂ et de NO_x expliquent pour l'essentiel l'augmentation moyenne du gain de productivité.

2. Impacts d'un changement climatique sur la forêt

La simulation de l'aire potentielle des essences forestières permet d'évaluer certaines conséquences potentielles des modifications climatiques sur la biosphère et d'anticiper les effets probables de ces changements futurs. Elle est obtenue en intégrant des données écophysologiques et les bases de données issues des modèles climatiques.

2.1. La simulation du changement climatique

Si pour la variable hydrique future, une grande prudence s'impose, car la marge d'incertitude des modèles est encore relativement importante ; en revanche, pour les températures qui jouent un rôle déterminant sur le cycle phénologique des précipitations peuvent être apportées sur les probabilités d'apparition des valeurs thermiques quotidiennes simulées par les modèles. Pour l'essentiel, d'après les résultats de cette modélisation, le réchauffement devrait être marqué en été (par exemple, les journées avec une température maximale supérieure à 35°C devraient devenir beaucoup plus fréquentes) et, comme il pourrait y avoir une diminution des précipitations, il y aurait plus de sécheresses dans le sud du pays.

D'après les modèles de circulation générale, durant le XXI^{ème} siècle, le changement climatique se manifestera surtout par un changement des cumuls saisonniers des précipitations et de l'évapotranspiration potentielle. De façon globale, les différents modèles prédisent :

- un réchauffement en hiver, qui devrait être plus faible sur la partie Ouest (influence océanique) que dans le reste du pays ;
- des températures plus élevées en été, et surtout dans le Sud sur le pourtour Méditerranéen ;
- des précipitations accrues en hiver, particulièrement dans l'Ouest et déficitaires dans le Sud en été.

Mais la limite entre la zone d'augmentation et la zone de diminution de la pluviométrie est très fluctuante d'un scénario et/ou d'un modèle à l'autre. Ces résultats doivent donc être interprétés avec précautions, car les simulations des modèles climatiques restent assez imprécises surtout pour la pluviométrie (Kittel *et al.*, 1998).

2.2. La simulation de l'aire potentielle des essences forestières pour le XXI^{ème} siècle

L'augmentation de la concentration en CO₂ résultant de l'activité humaine peut être profitable aux forêts si l'arbre est en bonne santé et si ses autres besoins sont assouvis. Cela est confirmé par des études dendro-écologiques montrant que la croissance radiale des arbres a augmenté depuis une centaine d'années.

Les travaux réalisés dans le cadre du programme CARBOFOR (2002-2005 ; Badeau *et al.*, 2007) ont eu pour objectif de quantifier les impacts d'un changement climatique sur le bilan et le stockage de carbone, la production primaire et l'hydrologie des grands écosystèmes forestiers français (feuillus sociaux de plaine, pinède atlantique, chênaie méditerranéenne). Ils présentent l'intérêt d'avoir été réalisés à une échelle spatiale relativement fine et en utilisant les données collectées dans le cadre de l'Inventaire Forestier National (IFN) sur la répartition des essences ligneuses (relevées sur 104 259 points de sondage de l'IFN entre 1985 et 2001, soit 1 point de relevé pour environ 130 ha de forêt). Treize groupes d'espèces présentant des aires de répartition semblables ont été définis par des méthodes d'analyses statistiques et les données ont été croisées avec des données climatiques (température, nombre de jours de gel, pluviométrie, rayonnement...) en point de grille de 1km de résolution (méthode AUREHLY de Bénichou et Le Breton, 1987). L'objectif de cette étude, réalisée sans intégrer le rôle futur de l'homme (ce qui constitue une limite majeure à sa validation comme l'indique les auteurs) était de rechercher les aires potentielles pour chacune des essences en tenant compte des contraintes climatiques futures. Les documents produits (Badeau *et al.*, 2007) peuvent aussi apporter une aide aux forestiers pour le choix à venir des meilleures essences de reboisements.

La figure 2 montre un exemple de résultat obtenu par Badeau *et al.* (2007) pour le chêne vert en appliquant une élévation de 2,5°C à la fin du siècle par rapport à la fin du XX^{ème} (scénario B2 du GIEC). Cette espèce emblématique de la région méditerranéenne est surtout présente dans les zones de fortes chaleurs et de fort ensoleillement estival. Son extension (Fig. 2A) est limitée par les fortes amplitudes thermiques annuelles et par un trop grand nombre de jours de gel. Dans l'hypothèse d'une élévation de +2,5°C, son extension pourrait dépasser la latitude de la Loire (Fig. 2B) et comme l'indiquent les auteurs de l'étude ce résultat peut-être transposé à la majorité des espèces méditerranéennes : l'olivier, le pin d'Alep, le pin parasol, etc.

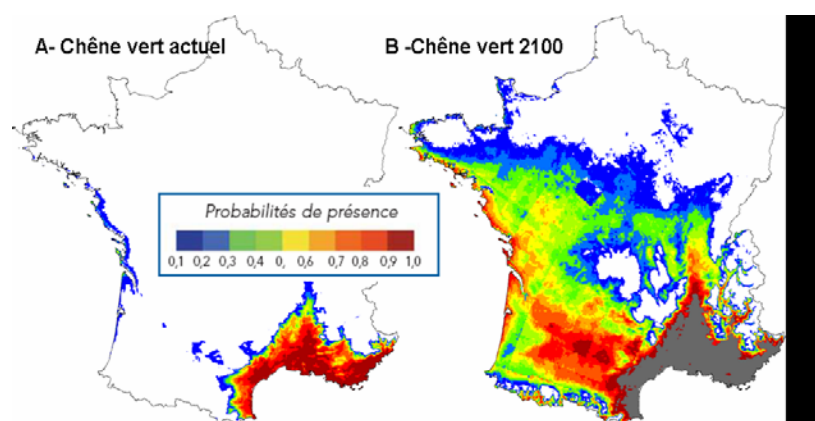


Figure 2 : Niche climatique du chêne vert actuel (A) et à la fin du XXI^{ème} siècle (B) (extraits de Badeau *et al.*, 2007). Source projet CARBOFOR Tâche D1 : Modélisation et cartographie de l'aire potentielle des grandes essences forestières françaises. Pour le bassin méditerranéen en 2100 les paramètres climatiques ne permettront plus l'existence à l'état actuel du Chêne vert

Une fois prise en compte la marge d'incertitude des résultats de la modélisation numérique, il est possible de simuler la proportion d'essences qui pourrait changer leur aire de répartition et donc d'imaginer la physionomie des forêts pour les décennies à venir. A court et moyen termes, des effets bénéfiques seront possibles, dans certaines régions au climat approprié (notamment sous la forme d'une augmentation de la croissance des arbres), mais des effets néfastes sont aussi à envisager (déperissement, migration d'insectes ravageurs...) (Fig. 3).

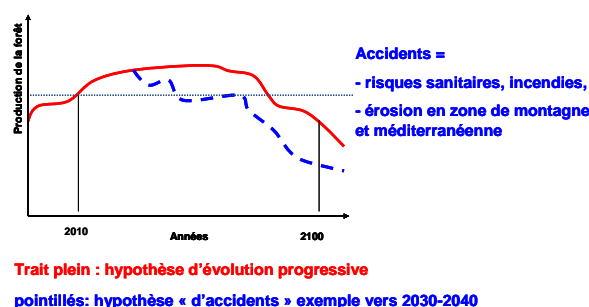


Figure 3 : Schéma théorique d'évolution de la productivité d'une forêt

2.3. Des particularités régionales et de grandes incertitudes

Au-delà des marges d'incertitudes liées à la complexité de la modélisation du climat futur ainsi qu'à celles liées à la simulation du possible déplacement des essences forestières s'ajoutent d'autres facteurs plus difficiles à prendre en compte dans les modèles : Quel sera le comportement des sols sous l'effet d'un changement durable du climat ? Quel sera celui des apports anthropiques d'azote par l'atmosphère ? Comment vont se déplacer les ravageurs (insectes) et autres parasites de l'arbre (champignons) ? Comment vont se comporter les forestiers qui, en prise à des problèmes de rentabilité économique, pourraient avoir du mal à prendre des mesures préventives devant autant de questions sans réponse ?

Jusque vers le milieu du XXI^{ème} siècle, les régions qui deviendront plus chaudes sans être très concernées par une tendance négative de la pluviométrie (Massif Central, Nord-Est du pays) devraient voir leur productivité s'accroître au bénéfice des forestiers. Mais la part grandissante des événements extrêmes (notamment les sécheresses estivales et les épisodes caniculaires) pourraient perturber cette croissance dans des proportions qu'il n'est pas possible de préciser. Cela pourrait avoir des conséquences diverses (augmentation des insectes ravageurs ou des incendies de forêt...) également difficile à quantifier. Au-delà des années 2050-2060, toujours en tenant compte des résultats produits par les modèles climatiques,

l'augmentation beaucoup plus nette des températures permettra une colonisation des essences méditerranéennes dont la productivité est moindre que celle des forêts actuelles (des régions plus septentrionales). Les événements extrêmes augmenteront le risque d'incendie qui pourrait devenir très important dans le bassin aquitain jusqu'aux premiers reliefs du Massif Central (Périgord, Limousin...) et peut-être atteindre (pour les scénarios les moins positifs) les régions boisées du Centre et du Nord Est du pays.

Dans les régions montagneuses, le changement climatique, tel qu'il est simulé par les modèles, se traduira par des premières neiges plus tardives et une réduction de la durée d'enneigement. Compte tenu du gradient thermique altitudinal moyen, pour chaque degré d'augmentation des températures moyennes, la limite inférieure de la neige devrait remonter d'approximativement 150 m en altitude. Aux altitudes où l'enneigement deviendra faible ou nul, l'érosion torrentielle pourrait croître, notamment en début et en fin de saison froide. En limitant la rétention d'eau solide en saison froide (moins de neige), cela aura des conséquences sur la disponibilité saisonnière en eau, sur le chargement des nappes phréatiques et donc la croissance des arbres.

Dans l'arc méditerranéen et dans le Sud-Ouest du pays, les modèles prédisent une élévation de la température estivale ainsi qu'une diminution des précipitations printanières et estivales plus importantes que dans le reste du pays. De plus, la fréquence des périodes sèches ainsi que l'occurrence des fortes pluies de saison froide pourraient s'accroître ce qui aura des conséquences en termes de sensibilité à l'érosion des sols. L'augmentation de la fréquence et de l'extension des incendies pourrait conduire à une proportion plus élevée de sol fréquemment remis à nu, et donc aussi à un accroissement du taux d'érosion, surtout sur les terrains en pente qui sont fréquents sur les pourtours du bassin méditerranéen. Cela est d'autant plus préoccupant que, d'une part la très grande majorité des départs de feux est due à des actions de malveillance ; d'autre part, que les dommages ont été multipliés ces dernières décennies parce que l'habitat récent s'est diffusé largement dans l'espace (mitage) et que, souvent, les parcelles à proximité des habitations ne sont plus ou insuffisamment entretenues par l'homme.

Ces particularités régionales ne doivent pas faire oublier que partout en France, dans les régions où l'eau permettra la croissance des arbres, sous l'effet du CO₂ et de la température, le stockage du carbone par la forêt finira par atteindre des limites et le développement forestier va accroître la compétition entre les arbres et donc augmenter la mortalité. Par exemple, dans les plantations où les troncs sont très proches les uns des autres, les arbres pousseront plus haut et seront mécaniquement plus fragiles face aux tempêtes...

Discussion : un avenir bien incertain

Les conséquences d'un possible changement climatique sur la forêt sont encore source de nombreuses interrogations, que ce soit sur les tendances du climat futur, sur la réponse des écosystèmes à un nouveau climat ou encore sur la capacité et la volonté de l'Homme à prendre des mesures préventives qui pourtant devraient coûter moins cher que des mesures curatives. Plusieurs actions volontaires des hommes permettront certainement de réduire les conséquences négatives. Ainsi, une forêt composée d'un mélange de plusieurs essences aura manifestement plus de chances de se maintenir, car ces essences n'ont pas toutes les mêmes exigences en ce qui concerne le climat moyen et sa variabilité. Si certaines sont moins sensibles ou mieux adaptées que d'autres, elles pourront assurer la permanence du couvert forestier. De même, des peuplements comportant des arbres d'âges divers devraient, *a priori*, être plus flexibles que ceux constitués d'une seule classe d'âge. Il sera en effet possible dans ces peuplements d'ajuster les récoltes en fonction de l'évolution du climat et de favoriser la plantation des essences qui résistent le mieux au climat connu à un moment et dans une région

donnée. Mais les conséquences pour la forêt d'un changement climatique pourront aussi être positives dans un certain nombre de cas, au moins pour les trois ou quatre prochaines décennies. Si les sols le permettent et lorsque l'eau sera suffisante, l'augmentation de la température et du CO₂ donnera probablement à certaines espèces (cèdre, peuplier...), la possibilité de se développer dans des régions où elles sont pour l'instant mal adaptées. Si les conditions économiques sont réunies, cela pourra offrir de nouvelles possibilités de développement à la filière bois.

Les incertitudes sur le futur des forêts restent importantes pour tous ceux qui ont et auront à prendre des décisions. Cette problématique sur le changement climatique, montre aussi que le diagnostic stationnel qui est ancré dans l'esprit des professionnels doit devenir prospectif. Quelle décision prendre aujourd'hui alors que les incertitudes sont grandes, que ce soit sur la modélisation du climat futur ou sur celle des possibilités d'adaptation des espèces sous l'effet de nouvelles contraintes climatiques ?

Bibliographie

Badeau V., Dupouey J.-L., Cluzeau C. et Drapier J., 2007 : Aires potentielles de répartition des essences forestières d'ici 2100. *Rendez-vous techniques de l'ONF, Forêts et milieux naturels face aux changements climatiques*, Hors-série, **3**, 62-66.

Bastien Y., 2000 : *Sylviculture du hêtre*. Rapport ENGERF-Nancy, 18p.

Bénichou P. et Le Breton O., 1987 : Prise en compte de la topographie pour la cartographie des champs pluviométriques statistiques. *La Météorologie*, **19**, 23-34.

Dhôte J.-F., Dupouey J.-L. et Bergès L., 2000 : Modifications à long terme déjà constatée de la productivité des forêts françaises. *Rev. For. Fr.*, **LII** – N° spécial, 37-48.

GIEC, 2007 : *Contribution des Groupes de travail I, II et III au quatrième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat*. Publié sous la direction de Pachauri R.K. et Reisinger A., Genève, 103p.

Kittel T.G., Giorgi F. et Meehl G.A., 1998 : Intercomparison of regional biases and doubled-CO₂ sensitivity of coupled atmosphere-ocean general circulation model experiments. *Clim. Dyn.*, **14**, 1-15.

Lebourgeois F., Granier A. et Bréda N., 2001 : Une analyse des changements climatiques régionaux en France entre 1956 et 1997. Réflexions en termes de conséquences pour les écosystèmes forestiers. *Ann. For. Sci.*, **58**, 733-754.

Maugard F., 2004 : Le gel, le vent, la grêle en 2003 et leurs conséquences sur la santé des forêts. *Bilan de la santé des Forêts en 2003*. Ministère de l'Agriculture, de l'Alimentation, de la Pêche et de la Ruralité, 4p.

Moisselin J.-M., Schneider M., Canellas C. et Mestre O., 2002 : Les changements climatiques en France au XX^e siècle : étude des longues séries homogénéisées de température et de précipitations. *La Météorologie*, **38**, 45-56.

Roman-Amat B., 2007 : *Préparer les forêts françaises au changement climatique*. Rapport au Ministres de l'Agriculture et de la Pêche et au Ministre de l'Ecologie, du Développement et de l'Aménagement Durable, 125p.

Spiecker H., Mielikäinen K., Höhl M. et Skovsgaard J.-P., 1996 : *Growth Trends in European forests*. EFI, Berlin, Springer Verlag, 372p.

RESUMES ETENDUES DES COMMUNICATIONS ET DES POSTERS

ALÉAS CLIMATIQUES EXTRÊMES ET GESTION DE RISQUE DANS LES VILLES BRÉSILIENNES : CONSIDÉRATIONS SUR LES CATASTROPHES SURVENU À RIO DE JANEIRO, PERNAMBUCO ET ALAGOAS

ALMEIDA L. Q. A. ¹, PASCOALINO A. ²

¹ Professeur Docteur en Géographie. Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN, Campus Universitario, BR 101, Lagoa Nova, Natal, RN, CEP 59072-970. Brésil.
lutianealmeida@hotmail.com

² Étudiante de Doctorat du Cours de Post-Graduation en Géographie et scholar du CNPq, Institut de Géosciences et Sciences Exactes, Universidade Estadual Paulista - Avenida 24-A, n° 1515, Rio Claro, São Paulo, Brasil, Code Postal: 13506-900, alinepascoalino@yahoo.com.br

Résumé : Cet article suit afin de vérifier comment la gestion des risques (gestion de crise?) mis en œuvre au Brésil à partir de l'analyse des désastres climatiques qui ont eu lieu dans les États de Rio de Janeiro, Pernambuco et Alagoas en 2010. Le contexte d'analyse affiche les événements induits par les impacts météoriques causés par la pluie dans sa répartition saisonnière, de vérifier la variabilité la pluie dans ses excès dans le Sud-Est (événements de précipitations et leur influence sur la dynamique géomorphologique résultant des mouvements du sol – État de Rio de Janeiro) et Nord-Est (pluies intenses et leurs interactions avec les systèmes de drainage existants en mettant en place des situations d'inondations – États d'Alagoas et de Pernambuco) du Brésil. De cette façon, alors l'étude est justifiée par l'urgence de la réflexion sur la gestion des risques climatiques dans la gestion du territoire brésilien.

Mots-clés : *précipitations, risques climatiques, gestion des risques, gestion des crises*

Abstract : *Extreme weather events and risk management in brasilian cities : consieérations about the disasters that occurred in Rio de Janeiro, Pernambuco and Alagoas. This article follows in order to verify how the risk management (crisis management?) implemented in Brazil starting from the analysis of climatic disasters that occurred in the states of Rio de Janeiro, Pernambuco and Alagoas in 2010. The analytical context demonstrates events arising from meteoric impacts caused by rainfall in its seasonal distribution, verifying the variability of rainfall in its excess in the Southeast (precipitation events and their influence on the geomorphological dynamics resulting in mass movements - the state of Rio de Janeiro) and Northeast (heavy rains and their interactions with the existing drainage systems being configured in situations of flooding – the states of Alagoas and Pernambuco) of the Brazil. Thus, the study is justified by the urgency of reflections on the management of climate risks in the management of the Brazilian territory.*

Keywords : *rainfall, climatic risks, risk management, crisis management*

Introduction

La notion de risque est lié à la perception d'un individu ou groupe d'individus de la possibilité d'un événement dommageable ou qui peut causer des blessures. Il s'agit d'un concept de l'homme (ou sociale) qui n'existe que s'il ya des gens qui comprennent et / ou sont susceptibles de souffrir avec la survenance d'un événement dommageable. La gestion des risques est la gestion de la possibilité d'un accident ou un événement dangereux qui provoque des dommages ou des blessures, qui est, il est implicite que cette approche porte sur la gestion de ce qui ne s'est pas produit et exige sa prédiction et la prévention. La notion d'aléa, qui est différente de la notion de risque renvoie à la possibilité ou la survenance effective d'un événement qui a causé des blessures. Pour Smith (2001), l'aléa est un élément incontournable de la vie et un élément de risque, étant une menace potentielle pour les personnes et leurs biens, tandis que le risque est la probabilité d'une aléa et de générer des pertes.

L'expansion urbaine, le manque d'infrastructures, la pauvreté et la faiblesse de la structure politique, couplée avec l'occupation des espaces exposés aux aléas naturels, depuis 1950 ont généré des environnements à forte intensité de vulnérabilité et d'un affaiblissement de la capacité de la société à répondre aux crises et aux urgences, qui peut être vu avec une fréquence croissante et l'ampleur des catastrophes dans la région. Car la réalité du Brésil, en raison de ses conditions géo-environnementaux et socioculturels, les principaux risques sont associés à des phénomènes naturels récurrents morpho-dynamique, les conditions

hydrologiques et climatiques, tels que les mouvements de terrain, les inondations et les sécheresses. Considérant que certaines combinaisons atmosphériques connexes à la géographie peut aboutir à des événements qui dépassent le comportement habituel de déclenchement des situations désastreuses dans la société, cet article suit afin de vérifier comment la gestion des risques (gestion de crise?) mis en œuvre au Brésil à partir de l'analyse des désastres climatiques qui ont eu lieu dans les États de Rio de Janeiro, Pernambuco et Alagoas en 2010. Même avant la répétition d'événements pluvieux extrêmes, l' société ne semble pas conscient de la possibilité d'accidents, alors l'étude est justifiée par l'urgence de la réflexion sur la gestion des risques climatiques dans la gestion du territoire brésilien (figure 1).



Figure 1: Situation géographique des Etats de Pernambuco, Alagoas et de Rio de Janeiro.
Source: Préparé par ALMEIDA (2011).

1. Matériels et méthodes

L'étude a utilisé comme un théoriques et méthodologiques la littérature sur la gestion des risques, catastrophes naturelles et la vulnérabilité socio-environnementale (VEYRET, 2007, BLAIKIE *et al* 1994, SMITH, 2001, ALMEIDA, 2010) afin de relier les outils théoriques et conceptuels à la réalité observée dans le contexte de la gestion des risques au Brésil. Considérant que le territoire brésilien en raison de son ampleur latitudinale présente une grande variété de types de climat, qui représentent ensemble les contraintes géomorphologiques grande diversité et les problèmes environnementaux influencés par les spécificités régionales et locales, le contexte d'analyse affiche les événements induits par les impacts météoriques causés par la pluie dans sa répartition saisonnière, de vérifier la variabilité la pluie dans ses excès dans le Sud-Est et Nord-Est du Brésil. La première évaluation est des événements de précipitations et leur influence sur la dynamique géomorphologique résultant des mouvements du sol. Ces situations ont été observées à travers les événements de l'État de Rio de Janeiro en 2010, en insistant sur les épisodes des municipalités de Angra dos Reis (qui s'est tenue en Janvier 2010) et de Niterói (tenue en avril 2010). Dans le Nord-Est, nous avons évalué les résultats des pluies intenses dans leurs interactions avec les systèmes de drainage existants en mettant en place des situations d'inondations qui ont eu lieu dans les Etats d'Alagoas et de Pernambuco (en Juin 2010).

2. Análise e discussão dos dados

Les précipitations qui ont eu lieu à la fin de Décembre 2009 et au début Janvier 2010 a des conséquences dramatiques pour la région du Sud-Est du Brésil¹. Selon l'analyse effectuée par le Centre de prévision climatique et études climatologiques (CPTEC) de l'INPE précipitations totales ont été associés à l'humidité accrue dans le secteur central du pays associé à la performance d'un centre de basse pression à côté de la côte du sud-est (figure 2). En vertu de la domaine de la Zone de Convergence de l'Atlantique Sud - ZCAS, couplée avec le flux d'humidité à l'intérieur du pays et une des caractéristiques cyclone subtropical centrée à l'est de la région sud-est, le volume des précipitations dans la ville d'Angra dos Reis, sur la côte sud de Rio de Janeiro, a atteint entre le 31 Décembre et le 1er Janvier 275,5 mm, supérieur enregistrement que prévu au cours du mois de Décembre (265 mm). Les précipitations supérieures à la normale ont été présentés par des modèles de météo, mais une partie de la population a subi des dommages à de tels événements.

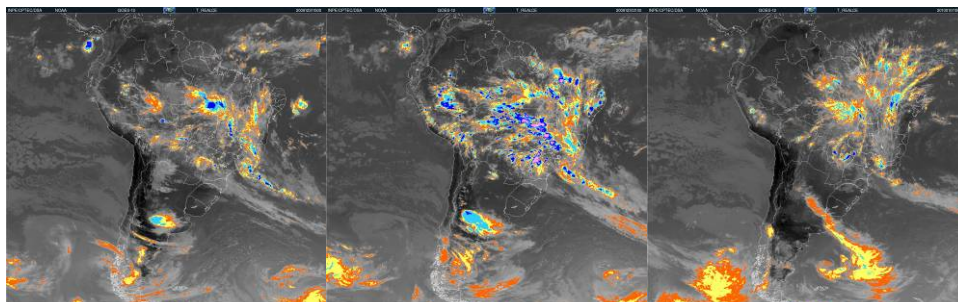


Figure 2 : Images du satellite GOES 12, a souligné, se référant aux jours 31 Décembre 2009 (15h-21h) et le jour 1 Janvier 2010 (15h). Source: CPTEC / INPE (2011).

Selon le rapport de désastres signalées au Secrétariat National de la Défense Civile (2010), il ya eu des glissements de terrain dans certaines parties de la ville, à travers lequel 4758 personnes ont été touchées, avec un total de 100 maisons endommagées et 18 détruites, 120 sans-abri et 5 décès. En 2010, quarante-six municipalités de l'État de Rio de Janeiro ont été touchés par des désastres. Il semble qu'un total de 116 occurrences, environ 28% des situations résultant des inondations soudaines et des coulées de boue, glissements de terrain et 26% des inondations et environ 20% des inondations supplémentaires, ils ont également répondu par les plus hautes valeurs de dommages à l'environnement et l'homme (tableau 1).

Encore une fois, en avril, les pluies ont entraîné des événements catastrophiques dans l'Etat de Rio de Janeiro, affectant principalement la région métropolitaine et la municipalité de Niterói. La genèse de la pluviométrie dans cet épisode était due à l'incursion d'un front froid (figure 3), qui ont servi sur l'état entre les jours 05 et 07 avril 2010, entraînant de fortes pluies dans la région du Sud-Est pour atteindre environ au sud du Nord-Est l'amélioration de l'humidité de l'ZCAS. Selon l'Institut National de la Météorologie - INMET, les précipitations accumulées aux jours 5 et 6 avril a été supérieure à 300 mm et même dépassé certaines stations météorologiques de la valeur attendue pour le mois d'avril, qui se trouve à environ 200 mm. Ces conditions météorologiques ont provoqué des glissements de terrain dans la

1 : Le climat des résultats sud-est intertropicale et systèmes extratropical exploité par la performance de la masse polaire de l'Atlantique (mPa) et la masse de l'Atlantique tropical (MTA). Compte tenu par les raids compte mPa polaire pour l'intensité de l'action du Front de l'Atlantique Polar (FPA), un mécanisme de régulation de la répartition des précipitations annuelles dans cette région et une grande partie du territoire brésilien. Selon Mendonça et Danni-Oliveira (2007) l'état d'esprit régnant dans la capitale de l'Etat de Rio de Janeiro est caractérisée par grande région de la masse de la mer tropicale, avec une à deux mois de sécheresse, qui a un minimum mensuel en août (50,5 mm) et un maximum en Décembre (169mm) et des températures qui peuvent varier d'un minimum de 11°C et 38,2°C au maximum.

région métropolitaine de Rio de Janeiro, et communiqué au Secrétariat national de la défense civile (2011) un total de 6.000.000 personnes touchées, entraînant 1 954 sans-abri et 43 morts, avec 343 maisons endommagées et 92 détruits. Déjà à Niterói, les situations de glissements de terrain et chutes de blocs ou de roches, a abouti à 53 sans-abri, des blessés (85 personnes) révélées par les médias, mais non déclarés dans le rapport de la défense civile, ces événements étaient le résultat de l'instabilité des pentes composé de résidus solides accumulés depuis environ quinze ans dans une zone d'enfouissement qui a ensuite reçu des œuvres de logement et de l'urbanisation, l'expression de la catastrophe s'est produite à la négligence de la gestion publique.

Tableau 1 : Principales catastrophes naturelles dans l'État de Rio de Janeiro en 2010 et ses conséquences.

Événement	Nombre d'occurrences	Sans-abri (définitivement)	Sans-abri (temporairement)	Morts	Touchés	Maisons endommagées	Maisons détruites
Glissements de terrain	30	3.209	885	49	6.085.562	804	135
Inondations	11	647	30	0	9948	150	4
Inondations soudaines ou coulées de boue	32	21293	1916	42	194917	3058	409
Tombe des rochers	5	122	150	0	14	26	13
Inondations côtières	3	0	0	0	15000	0	0
Sécheresses	3	0	0	0	25000	0	0
Gales ou tempêtes	7	215	4	1	23148	114	2
Inondations progressive	23	45729	11846	0	38467	2268	1106
Tremblements de terre	2	0	0	0	5500	6	0
Total	116	71215	14831	92	6397556	6426	1669

Source : Rapport de catastrophes signalées au Secrétariat National de la Défense Civile (2011). Organisation: PASCOALINO (2011).

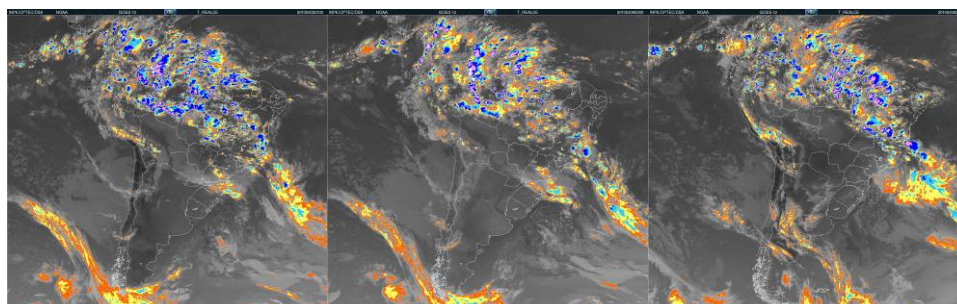


Figure 3 : Images du satellite GOES 12, a souligné, en référence à la journée le 5 avril 2010 (21h) et le jour le 6 avril 2010 (0h-21h). Source: CPTEC / INPE (2011).

La région Nord-Est du pays a des caractéristiques climatiques différentes en relation avec le Sud-Est, avec des phénomènes météorologiques catastrophiques dans le forte manque de pluie, ou la concentration d'entre eux dans une courte période de pluies intenses. Ainsi, pour répondre aux événements survenus entre 16 et 18 Juin 2010, responsable des désastres dans les Etats d'Alagoas et de Pernambuco. Les pluies ont réussi dans ces Etats que la genèse de l'instabilité produite par la convergence de l'humidité de l'océan vers le continent (figure 4) entre le "Agreste" et le littoral. Selon des bulletins techniques CPTEC (2010) la présence d'un tourbillon cyclonique (VCAN) peut avoir contribué à l'intensification de l'instabilité observée, et des facteurs tels que la convergence forte humidité à des niveaux bas de la troposphère associé à la présence de bords une VCAN peut avoir entraîné des phénomènes atmosphériques qui se sont produits.

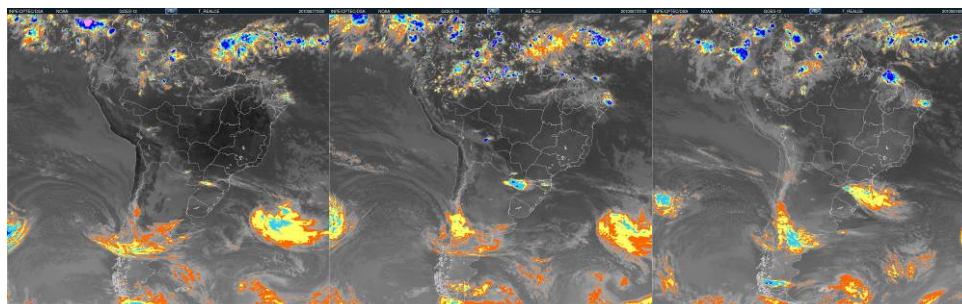


Figure 4 : Images du satellite GOES 12, a souligné, se référant à des journées de Juin 17, 2010 (15h-21h) et le 18 Juin 2010 (9 heures). Source: CPTEC / INPE (2011).

Au cours de l'année 2010 dans l'État d'Alagoas, s'est produit des situations d'inondation et des glissements de terrain qui ont touché un total de 206.598 personnes (tableau 2). Les événements mentionnés ci-dessus atmosphérique ont eu des impacts négatifs pour les 32 villes, laissant 202.392 personnes touchées, avec 31 morts, environ 87.000 personnes déplacées, la comptabilité, donc presque la totalité des événements tout au long de 2010. Les autres événements sont liés à l'action des systèmes frontaux qui a également déclenché les averses d'avril dans l'Etat de Rio de Janeiro. Dans l'état de Pernambuco (tableau 3) les dommages ont été réduits par rapport aux occurrences d'Alagoas, bien qu'ils aient été touchés 355.754 personnes dans 10 municipalités touchés par les inondations ou les coulées de boue et des inondations brusques. En Pernambuco, environ 1.978 personnes ont été déplacées et 1.967 sans-abri, avec 970 maisons endommagées et 280 détruites.

Tableau 2 : Les grandes catastrophes naturelles à l'état d'Alagoas en 2010 et ses conséquences.

Événement	Nombre d'occurrences	Sans-abri (définitivement)	Sans-abri (temporairement)	Morts	Touchés	Maisons endommagées	Maisons détruites
Inondations	1	800	1200	0	3000	35	0
Inondations soudaines ou coulées de boue	36	55895	31210	33	203598	7983	15673
Total	37	56695	32410	33	206598	8018	15673

Source: Rapport de catastrophes signalées au Secrétariat National de la Défense Civile (2011). Organisation: PASCOALINO (2011).

Tableau 3 : Les catastrophes naturelles majeures dans l'État de Pernambuco en 2010 et ses conséquences.

Événement	Nombre d'occurrences	Sans-abri (définitivement)	Sans-abri (temporairement)	Morts	Touchés	Maisons endommagées	Maisons détruites
Glissements de terrain et Inondations	1	265	73	0	0	100	2
Inondations soudaines ou coulées de boue	4	601	574	0	16790	202	14
Inondations progressive	2	1255	1332	1	355754	690	266
Sécheresses	3	0	0	0	25691	0	0
Total	10	2121	1979	1	398235	992	283

Source : Rapport de catastrophes signalées au Secrétariat National de la Défense Civile (2011). Organisation: PASCOALINO (2011).

3. Gestion des risques au Brésil - gestion des risques ou gestion des crises?

En ce qui concerne la gestion des risques au Brésil, seulement au cours des cinq dernières années ont vu des préoccupations majeures avec le trépied de la gestion des risques: protection, prévention et prédiction. Quelle a été fait en matière de catastrophes naturelles au Brésil a mis l'accent sur la gestion des urgences dites et la gestion des crises, à savoir les actions engendrées après la survenue d'accidents. Trop peu a été fait (même si des initiatives spécifiques dans certaines régions) pour créer une culture des risques chez les Brésiliens

fondée sur la connaissance, de sensibilisation et de la mémoire de risque. Cette caractéristique de la gestion des risques au Brésil, pendant qu'elle tente de promouvoir la participation locale dans la question des catastrophes naturelles, encourt une de ses principales faiblesses de la mise en œuvre des politiques publiques, parce que de nombreuses municipalités n'ont pas assez de structure pour créer les conditions minimales d'application de gestion des risques (personnel formé, des équipements, etc). En outre, jusqu'à la fin de 2008, au moins 1.360 municipalités brésiliennes manquaient de la défense civile municipale. La seule entité responsable de la gestion des risques au niveau national est le Secrétariat National de la Défense Civile. Il est estimé que d'abord la fonction première de la protection civile est le déclenchement des mesures de prévention et de réponse aux catastrophes. En outre, il ya une concentration excessive de l'action gouvernementale et le pouvoir publique au Brésil, en général, à la remédier des catastrophes, c'est à dire dans le post - catastrophe.

Considérations Finales

Étant donné les modèles d'utilisation et de gestion de territoire mené au Brésil, est le manque de gestion des risques environnementaux en ce qui concerne la prévision et la prévention des pertes humaines et économiques liées à des catastrophes causées par les fortes pluies, et les actions du gouvernement ont porté sur l'atténuation de post-catastrophe, c'est à dire dans la gestion des crises. L'adoption de la réponse aux catastrophes plutôt que la *prévention* et la *préparation* aux situations d'urgence, même dans les zones de catastrophes récurrentes - comme nous le verrons dans cette étude - montre que les événements naturels exceptionnels ont tendance à acquérir des proportions catastrophiques. Considérant que les actions de prévention plus efficaces et moins coûteuses soulignent la nécessité de rechercher la réduction des vulnérabilités sociales et environnementales à travers l'élargissement des connaissances sur le risque et la perception de celle-ci, associés à des investissements et des mesures administratives visant à la gestion et la surveillance des zones à haut risque afin que les impacts des événements graves sont réduites au minimum. Il est recommandé au gouvernement brésilien un changement dans la posture de l'investissement à mettre l'accent sur la prévention et la prévision des risques naturels, la création de mécanismes efficaces pour produire une culture du risque chez les Brésiliens, qui traverse l'institutionnalisation de la notion de risque, contrairement à ce qui se passe en ceci: l'institutionnalisation de la catastrophe.

Bibliographie

- Almeida L. Q. de., 2010: *Vulnerabilidades socioambientais de rios urbanos. Bacia hidrográfica do rio Maranguapinho. Região Metropolitana de Fortaleza, Ceará*. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Tese (Doutorado em Geografia), 278p.
- Blaikie P. M.; Cannon T.; Davis I.; Wisner B., 1994 : *At risk: natural hazards, people's vulnerability, and disasters*. London. Routledge, 284p.
- Inpe, 2011: *Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais: Boletim técnico*. Brasil. Text disponible à: http://www.cptec.inpe.br/bol_tecnico.shtml
- Mendonça F; Danni-Oliveira I. M., 2007: *Climatologia: noções básicas e climas do Brasil*. Oficina de Textos, 206p.
- Sedec, 2011: *Secretaria Nacional de Defesa Civil: Relatórios de desastres notificados à SEDEC*. Brasil. Information disponible à: <http://www.defesacivil.gov.br/desastres/desastres.asp>.
- Smith K., 2001: *Environmental hazards: assessing risk and reducing disaster*. Routledge, 392p.
- Veyret Y., 2007: *Os riscos: o homem como agressor e vítima do meio ambiente*. Contexto, 319p.

CONTRAINTES BIOTHERMIQUES DANS UN TOPOCLIMAT DE VALLEE EN TUNISIE TELLIEUNE

ALOUANE T.*, BEN BOUBAKER H.** et HENIA L.*

* GREVACHOT. Faculté des Sciences Humaines et Sociales. Université de Tunis

**U.R. Biogéographie, Climatologie Appliquée et Dynamique Erosive. Université de Manouba. Tunisie
hboubaker@yahoo.fr; lhenia@yahoo.fr

Résumé : L'analyse comparée des caractéristiques biothermiques de la Tunisie tellienne met en évidence l'originalité du topoclimat de vallée de Jendouba, comparé à celui de montagne (Le kef) et du littoral (Tabarka). Au cours de la saison chaude, on y observe la fréquence la plus élevée de jours et d'ambiances contraignantes très chaudes et torrides. Au cours de la saison froide, les topoclimats de vallée deviennent plutôt modérés, moins contraignants que ceux de montagnes, mais plus froids que ceux du littoral.

Mots clés : Tunisie, topoclimat, bioclimat, montagne tellienne, contrainte climatique.

Abstract : Comparative analysis of bio-thermal characteristics of Tunisian Tell region highlights the originality of topoclimate valley of Jendouba, compared to that of mountains (Le Kef) and Coastal (Tabarka). During the warm season, we can observe the highest frequency of days and moods binding hot and steamy. During the cold season, the valley becomes topoclimates rather moderate, less restrictive than those mountains, but colder than the coast.

Key words : Tunisia, Topoclimat, bioclimat, tellian mountain, climate constraint.

Introduction

Le Tell tunisien, région la plus accidentée de la Tunisie, se caractérise par une grande diversité de topoclimats (sommets de montagnes, versants, vallées intramontagnardes, littoral...). C'est aussi une région fertile, diversifiée, avec un potentiel prometteur pour le développement économique du pays. Même si les conditions climatiques offrent des avantages, elles imposent également des contraintes. En l'occurrence, les vallées intratelliennes, notamment celle de la Medjerda, sont réputées depuis l'antiquité pour leur fertilité et l'abondance de ses ressources naturelles. Des conditions biothermiques excessives, inconfortables, sont risquées aussi bien en hiver qu'en été.

Dans le présent papier, nous cherchons à définir les ambiances extrêmes. Ensuite, nous analysons leur fréquence aux différents pas du temps : annuel, saisonnier et journalier.

1. Données et méthodes

L'étude des contraintes biothermiques est fondée ici sur deux types de données climatiques :

- des observations tri-horaires quotidiennes de la température, de l'humidité de l'air et de la vitesse du vent
- les températures quotidiennes maximales diurnes (TX) et minimales nocturnes (TN).

Ces données correspondent à la station météorologique principale de la moyenne vallée de la Medjerda, Jendouba, disposant d'une série de données fiables. Pour mieux déceler l'originalité du bioclimat intra tellien de Jendouba, deux autres stations voisines, l'une côtière (Tabarka) et l'autre de montagne (Le Kef) sont utilisées à titre de référence. Quant à la période d'observation, elle s'étale de 1991 à 2008 pour les données trihoraires et remonte à 1975 pour les TX et TN.

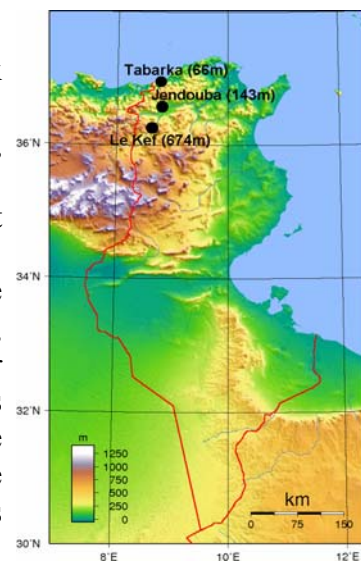
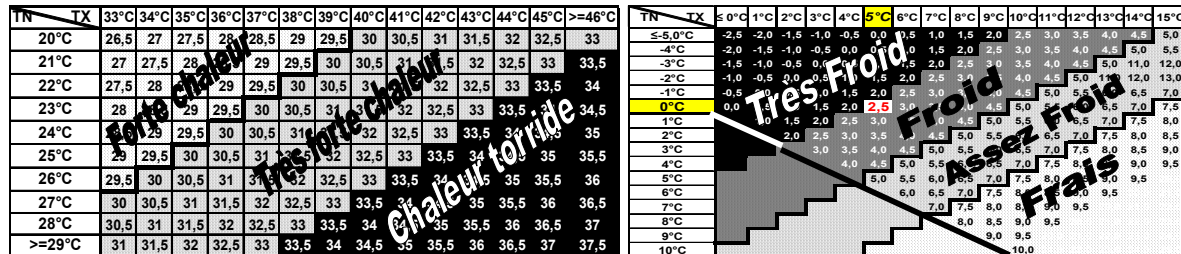


Figure 1 : Carte de localisation

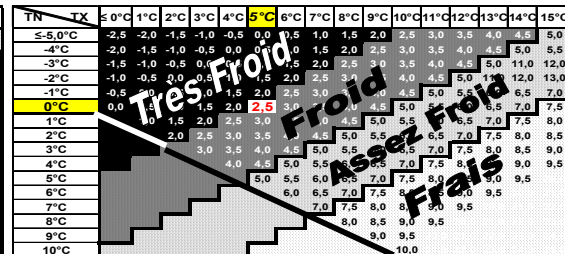
1.1. Méthodes

L'identification des contraintes biothermiques dans les topoclimats de vallée sera effectuée par référence à deux approches :

- D'abord, par référence aux températures extrêmes quotidiennes (TX et TN). Pour ce faire, deux grilles (figures 2 et 3) sont adoptées pour définir les jours fortement chauds ou froids. Elles sont fondées sur des seuils adaptés au contexte climato-thermique d'un pays méditerranéen chaud tel que la Tunisie.



Légende	
Moyenne TM (=TX+TN)/2	Journée
>= 33,5°C	Torride
30° à 33°C	Très forte chaleur
26,5° à 29,5°C	Forte chaleur



Légende	
Moyenne (TX+TN)/2	Journée
< 2,5°C	Très froid
2,5° à 4,5°C	Froid
5,0° à 7,0°C	Assez Froid
7,5° à 10,0°C	Frais

Figure 2 : Typologie des jours froids en Tunisie (source : Ben Boubaker H. (2011) : Les vagues de froid en Tunisie

Figure 3 : Typologie des jours de forte chaleur en Tunisie

Deux types d'indices sont retenus, l'un pour définir les ambiances contraignantes chaudes et l'autre froides. Nous jugeons que l'indice thermohygrométrique de Thom (Temperature Humidity Index), associant la température de l'air et son humidité relative convienne à notre contexte:

$$THI = T^{\circ} - [(0,55 - 0,0055 * U\%) * (T^{\circ} - 14,5)] \text{ (Thom, 1959)}$$

Avec : T° : température en °C ; U% : humidité relative en %.

Classe d'ambiance	Seuils THI (modifiés)
Très chaud	29,0°C à 26,5°C
Chaud	26,4°C à 21,0°C
Confortable	20,9°C à 16,0°C

Notons que les seuils de chaleur de Thom ont été légèrement modifiés (tableau 1) pour convenir au mieux au contexte de la Tunisie. En particulier, le seuil de 29,9°C a été réduit à 29,0°C. Cet ajustement se justifie par le fait que par exemple, avec une température de 43°C et une humidité de 15% par exemple, le THI calculé est inférieur à 29,9° (29,7° THI). Or, une telle ambiance ne peut être que torride. Quant aux types d'ambiances froides, elles sont définies par l'indice Te de Steadman, jugé pertinent dans le contexte de la Tunisie (Henia et Alouane, 1999 ; Alouane T, 2002). Il se calcule d'après la formule suivante :

$$Te = 1,41 - 1,162 * v + 0,98 * t + 0,0124 * v^2 + 0,0185 * v * t \text{ (Steadman R.G, 2001)}$$

Avec : Te= température équivalente en degré, v= vitesse du vent en m/s, t= température de l'air sous abri en °C.

Cet indice est calculé pour les températures égales ou inférieures à 5°, on a alors pris cette température comme seuil supérieur des ambiances contraignantes liées au froid. Deux types de ces ambiances nous intéressent ici. D'abord, les ambiances **froides**, correspondant aux relevés trihoraires avec 5° ≤ Te < 0°. Ensuite, les ambiances **très froides**, correspondant aux températures (Te) inférieures ou égales à 0°.

2. Les contraintes biothermiques liées aux fortes chaleurs

2.1. Fréquence annuelle et saisonnière des jours très chauds et torrides

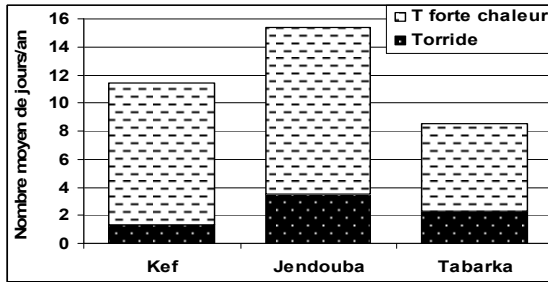


Figure 4 : Fréquence moyenne annuelle de jours très chauds et torrides (1975-2008)

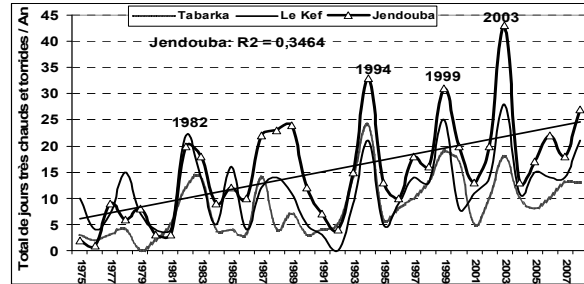


Figure 5 : Fréquence interannuelle de jours de très chauds et torrides (1975-2008)

La moyenne vallée de la Medjerda, abritant la station de Jendouba, emprunte une orientation générale est-ouest. Elle est bordée au nord et au sud par des chaînes de montagnes, empruntant la même orientation atlasique. De ce fait, la station de Jendouba, d'altitude faible (143m), se trouve privée des effets modérateurs de l'altitude (Ben Boubaker H., 2000).

Bien qu'elle soit à moins de 30 km du rivage septentrional, l'effet modérateur de la mer se trouve quasiment barré par la chaîne des Khémirs. Le risque de jours torrides et très fortement chauds y est alors plus élevé par rapport aux stations de montagne (comme le Kef) ou côtières (comme Tabarka) voisines (figure 4). Quasiment toutes les années, Jendouba enregistre l'effectif le plus élevé de jours contraignants très chauds et torrides, par rapport aux topoclimats côtiers ou montagneux voisins. La figure 5 permet surtout d'identifier les années exceptionnellement chaudes (1982, 1994, 1999, 2003, ...). Elle permet également de déduire une tendance à l'augmentation de la fréquence des jours très fortement chauds sur la période d'observation 1975-2008 ($R^2 = 0,35$).

Etant dans un contexte de climat méditerranéen, la saison à risque de très fortes chaleurs s'étend dans la Tunisie tellienne entre juin et septembre (figures 6 et 7). Ces figures montrent également que c'est le mois d'août qui enregistre la fréquence la plus élevée de jours contraignants très chauds et torrides. Ces deux figures montrent également qu'à la différence de Jendouba, la fréquence de jours contraignants à Tabarka et au Kef se trouve pondérée, respectivement, par l'effet de la mer et de l'altitude.

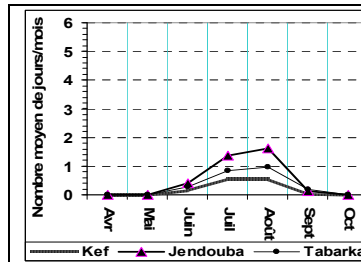


Figure 6: Fréquence moyenne mensuelle de jours torrides

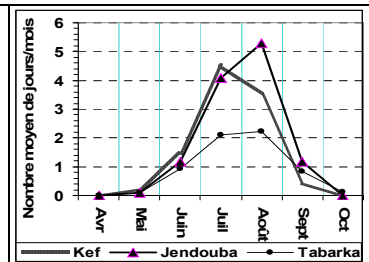
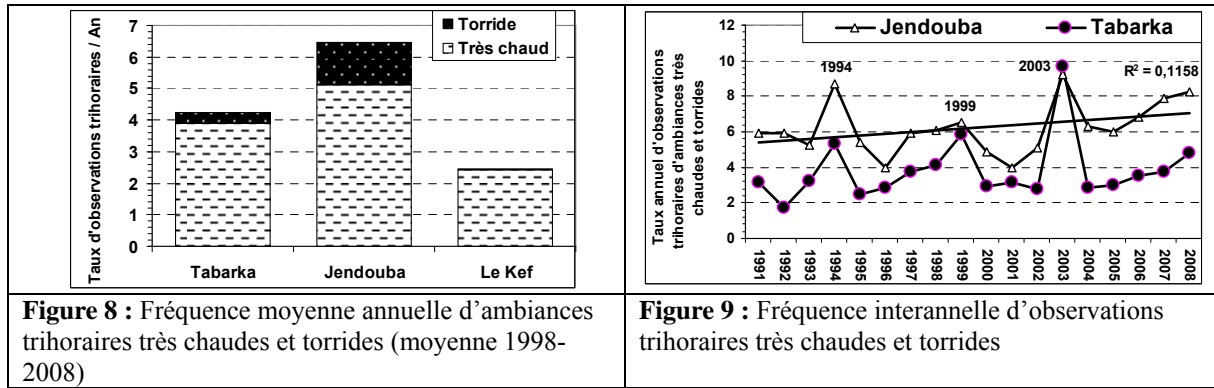


Figure 7: Fréquence moyenne mensuelle de jours très chauds

2.2. Fréquence annuelle et saisonnière des types d'ambiances très chaudes et torrides

La conjugaison des caractéristiques thermiques et hygrométriques de l'air permet d'identifier les ambiances biothermiques ressenties les plus contraignantes.

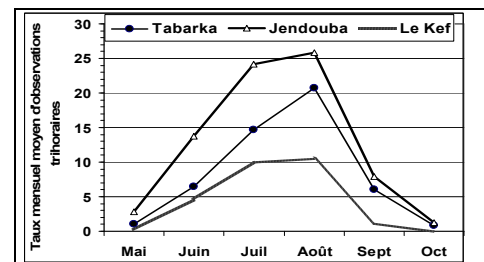


Comme il a été noté plus haut d’après les indicateurs purement thermiques, Jendouba enregistre la fréquence la plus élevée d’ambiances biothermiques très chaudes et torrides (6,5% des observations trihoraires annuelles en moyenne). Au Kef, cette fréquence se réduit à 2% seulement. Là, les ambiances torrides sont quasiment inexistantes. Il va sans dire que l’effet de l’altitude, combiné à celui de la continentalité, y justifie le risque réduit d’ambiances chaudes contraignantes. Cette fréquence est même plus faible qu’à la station côtière de Tabarka.

La fréquence de ces types d’ambiances enregistre d’importantes fluctuations interannuelles (figure 9). Constatamment toutes les années, c’est Jendouba qui enregistre le taux le plus élevé d’ambiances trihoraires chaudes contraignantes. Cette figure permet également de reconnaître certaines années exceptionnellement chaudes, comme celles de 1994, 1999 ou 2003

Le risque d’occurrence d’ambiances très chaudes et torrides à Jendouba et ses environs s’étend de la fin du printemps jusqu’au début de l’automne (septembre). L’apogée de chaleur ressentie est observé en juillet et surtout en août.

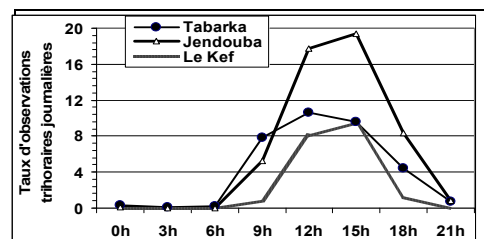
Comparée aux deux autres stations, Jendouba enregistre pendant tous les mois le taux le plus élevé d’observations trihoraires biothermiques estivales contraignantes. En second lieu vient la station de Tabarka. Bien que l’effet de la mer réduit la chaleur de l’air ambiant, son effet humidifiant augmente la température ressentie. En revanche, c’est au Kef qu’on observe le taux d’ambiances contraignantes le moins élevé.



2.2.1. Fréquence journalière

A l’échelle journalière, l’originalité du topoclimat de Jendouba est plus perceptible.

D’abord, entre midi et 15h, Jendouba enregistre un taux d’ambiances chaudes contraignantes presque double de celui observé ailleurs. Certes, l’absence de facteur d’apaisement, ni d’altitude ni de proximité de la mer, justifie la prépondérance des fortes chaleurs de milieu de journée à Jendouba. A Tabarka, l’effet de la mer contribue à apaiser la température ressentie en milieu de journée. Au Kef, c’est plutôt celui de l’altitude. Pendant la nuit, entre 21h et 6h, l’absence d’ambiances chaudes contraignantes uniformise les trois topoclimats.



3. Les contraintes biothermiques liées au froid

3.1. Fréquence annuelle et saisonnière des jours froids et très froids

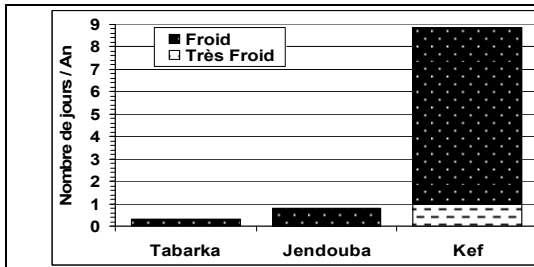


Figure 12 : Fréquence moyenne annuelle de jours froids et très froids (en % du total annuel)

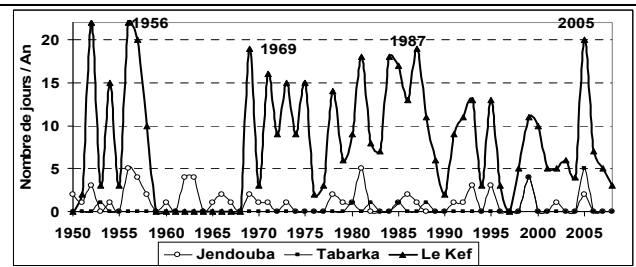


Figure 13 : Fréquence interannuelle de jours froids et très froids à Jendouba, Tabarka et Le Kef

A l'égard du froid, c'est l'effet de l'altitude qui apparaît le plus tyrannique (figure 12). En effet, le Kef enregistre la fréquence la plus élevée de jours froids et très froids (9 jours/an en moyenne). Quant aux topoclimats de vallée, la fréquence de jours froids et très froids est inférieure à 1 jour/an. Sur le littoral, à Tabarka, ces jours deviennent exceptionnels. Les mêmes écarts entre les 3 types de topoclimats se reproduisent toutes les années (figure 13). Du fait de son altitude basse, la station de Jendouba connaît une fréquence de jours beaucoup plus faible que le Kef, mais légèrement plus forte que Tabarka. L'aspect modéré à l'égard du froid caractérisant les topoclimats de vallée de la Medjerda se manifeste également d'après la répartition mensuelle des risques de froid. Ce risque s'étale de décembre à février, mais il s'étend de novembre à mars dans la topoclimats montagneuse environnants comme celui du Kef. En revanche, sur le littoral, Tabarka enregistre un risque de jours froids et très froids plus faible qu'à Jendouba et plus limité dans le temps.

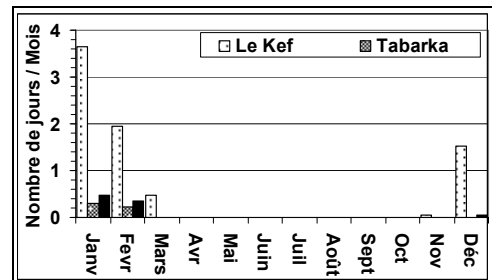


Figure 14 : Fréquence saisonnière de jours froids et très froids (moyenne 1991-2008)

3.2. Fréquence annuelle et saisonnière des types d'ambiances froides et très froides

La combinaison des indicateurs de température et de vitesse du vent permet de caractériser les types d'ambiances froides et très froides observées à Jendouba et ses environs. La figure n°15, permet de déduire que la station de Jendouba occupe une situation intermédiaire

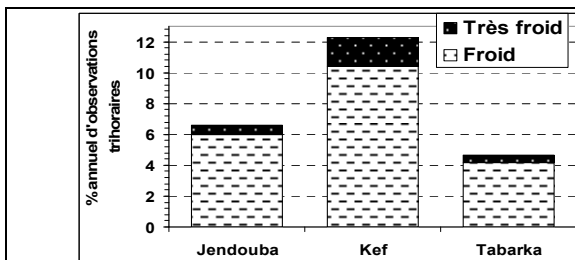


Figure 15 : Fréquence moyenne annuelle d'ambiances froides et très froides (moyenne 1991-2008)

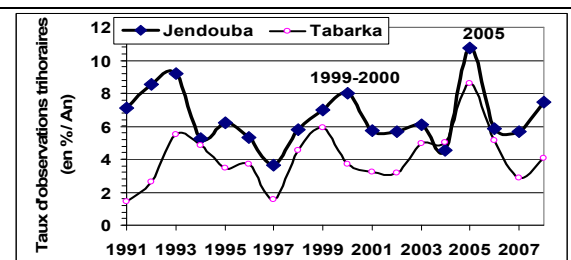


Figure 16 : fréquence interannuelle d'ambiances froides et très froides (1991-2008)

Avec 7% du taux annuel d'observations trihoraires froides et très froides, elle est relativement plus froide que Tabarka, mais moins froide que le Kef. La figure 16 permet de retrouver ces mêmes écarts toutes les années. Elle permet également de reconnaître les années ayant connu les hivers les plus rigoureux. Curieusement, ce sont souvent les mêmes années ayant enregistré les chaleurs contraignantes les plus fréquentes.

La figure n° 17 confirme l'aspect intermédiaire du topoclimat de Jendouba, entre celui côtier de Tabarka et celui montagneux du Kef, en termes de fréquence mensuelle des types d'ambiances trihoraires froides et très froides. Cette figure permet également de cerner la période à risque de froid extrême dans les principaux types de topoclimats telliens. Elle s'étale sur le semestre allant de novembre à avril.

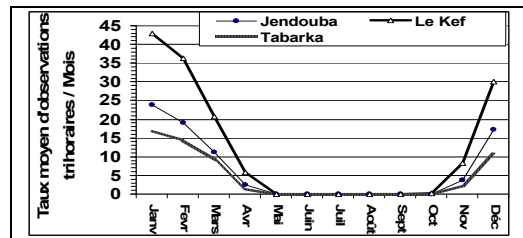


Figure 17 : Fréquence mensuelle d'ambiances froides et très froides (moyenne 1991-2008)

3.2.1. Fréquence journalière des types d'ambiances froides et très froides

A l'échelle journalière, l'originalité du topoclimat de vallée de Jendouba est plus apparente. La fréquence moyenne d'ambiances contraignantes froides la plus élevée est observée en fin de nuit, vers 6h. Le taux observé à Jendouba est intermédiaire entre les valeurs correspondantes au Kef et à Tabarka. En revanche, pendant le jour, les écarts entre les stations se resserrent. Le taux d'observations trihoraires froides et très froides à Jendouba devient moins élevé qu'à Tabarka et au Kef. Deux facteurs seraient à l'origine de cette baisse. D'abord, l'effet d'abri topographique, réduisant la force du vent. Ensuite, l'encaissement du site de Jendouba et la sécheresse de l'air, favorisant une insolation plus forte qu'ailleurs (Escourrou G., 1981).

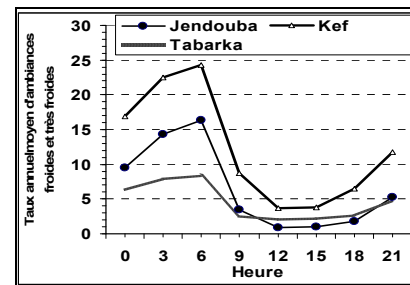


Figure 18 : Fréquence journalière d'ambiances froides et très froides (moyennes 1991-2008)

Conclusion

L'effet d'abri topographique confère au climat thermique de Jendouba une teinte de continentalité. Les étés y sont plus chauds que sur le littoral ou sur les reliefs environnants, les hivers plus froids que sur la côte. Il est à noter que la chaleur estivale y est plus stressante que le froid hivernal. La température estivale de Jendouba présente déjà une tendance à la hausse qui risque de s'accroître avec les changements climatiques. La vulnérabilité à la chaleur est d'autant plus marquée ici qu'il s'agit d'une région densément peuplée et intensément exploitée.

Bibliographie

- ALOUANE T, 2002 : *Les ambiances climatiques dans les principales régions touristiques de la Tunisie*, Thèse de Doctorat (en arabe), Université de Tunis, FSHS, 470 p
- BEN BOUBAKER H. 2009: Fortes chaleurs et topoclimat thermique à Siliana (Tunisie tellienne). *Géographie et Développement*. n°18, pp. 65-92.
- BEN BOUBAKER H., 2010 : Les paroxysmes climato-thermiques en Tunisie : approche méthodologique et étude de cas. *Climatologie*, vol. 7, p. 56-87.
- BEN BOUBAKER H. (2011) : Les vagues de froid en Tunisie. *Géographie et Développement*, n°19 (édition en cours). 27p.
- ESOURROU G. (1981) : *Climat et environnement : les facteurs locaux du climat*. Edit. Masson. 182 p.
- HENIA L. ET ALOUANE T, (1999) : Les ambiances thermiques à l'île de Djerba (Tunisie), *Publication de l'AIC*, vol. 12, p. 17 à 25.
- STEADMAN R.G, 2001. La limite inférieure de la température apparente : élaboration d'une échelle fiable pour le refroidissement éolien : Climat et Santé. *Cahiers de bioclimatologie et de biométéorologie humaine*, p. 51-62.

EVENEMENTS HYDROCLIMATIQUES ET RISQUE D'INONDATION AU SUD-OUEST DU BENIN

AMOUSSOU E.^(1&2), TOTIN V. S. H.⁽¹⁾, CAMBERLIN P.⁽¹⁾ et PERARD J.⁽¹⁾

¹ Laboratoire Pierre Pagny, Climat, Eau, Ecosystème et Développement (LACEEDE)/ Université d'Abomey-Calavi, 03 BP 1122 Cotonou (Bénin), Tél. : (00229) 95 06 47 46

² Centre de Recherches de Climatologie (CRC), Université de Bourgogne, 6 boulevard Gabriel, 21000 Dijon – France. Tél. : (0033) 03 80 39 38 21, Fax : (0033) 03 80 39 57 41

ajernest@yahoo.fr, sourouhenri@yahoo.fr, camber@u-bourgogne.fr, perardj@u-bourgogne.fr

Résumé : Depuis la décennie 1990, le golfe de Guinée et le sud-ouest du Bénin connaît des inondations récurrentes. Ainsi, en 1999, 2007, 2009 et 2010, des inondations de grande envergure ont affecté les communes des régions littorales et sub-littorales du Bénin, en particulier celles parcourues par le fleuve Mono, avec déplacement des populations. L'analyse s'appuie sur les données mensuelles des pluies et du débit du Mono à Athiémé et du Couffo à Lanta, ainsi que sur les observations de terrain dans la basse vallée. Sur la période 1991-2010, les épisodes de fortes crues sont identifiés. L'analyse statistique fait ressortir une légère augmentation des précipitations depuis les années 1990 par rapport à la période 1971-1990 dans tout le sud du Bénin. On assiste parallèlement à une augmentation de l'écoulement dans le bassin du Mono à Athiémé, rendant vulnérable le secteur d'étude à des risques d'inondation fréquentes avec d'énormes dégâts matériels et humains.

Mots-clés : Bénin, événements hydroclimatiques, risque d'inondation.

Abstract : *Hydroclimatic events and flood risk in south west of Benin.* Since the decade 1990, the gulf of Guinea and the south-west of Benin know recurring floods. Thus, in 1999, 2007, 2009 and 2010 floods have affected littoral and sub-littoral areas of Benin, in particular those crossed by the Mono river with displacement of the populations. Analyses are based on the monthly data of the rains and the flow of Mono in Athieme and Couffo with Lanta, and also from observations in the low valley. Over the period 1991-2010, episodes of strong risings are identified. The statistical analysis emphasizes a light increase in precipitations since the 1990's compared to the period 1971-1990 in South of Benin. We observe also an increase of flow in the mono basin at Athieme making vulnerable the sector of study at frequent risks of flood with human damages.

Keywords : Benin, hydroclimatic events, risk of flood

Introduction

En Afrique de l'Ouest, de nombreuses études portant sur la variabilité hydroclimatique (Mahé, 1993 ; Mahé et Olivry, 1995 ; Liéno *et al.*, 2008 ; Amoussou *et al.*, 2008 ; Amoussou, 2010 ; Totin *et al.*, 2010) ont été réalisées montrant l'impact de la variabilité pluviométrique sur les ressources en eau de surface. Ainsi, au Bénin, la légère reprise des pluies dans la décennie 1990, associée aux effets des lâchers d'eau du barrage Nangbéto, installée sur le bassin en 1988 et à la dégradation du couvert végétal due aux pratiques agricoles, ont entraîné une modification de l'écoulement dans le bassin du Mono-Couffo (Amoussou, 2010). Ce bassin partagé entre le domaine tropical humide à une saison pluvieuse et le domaine subéquatorial à deux saisons de pluie possède un écoulement de type tropical. Ceci se justifie par le fait que c'est la lame d'eau précipitée de la partie nord et centrale du bassin (située sur le territoire togolais) qui conditionne plus l'écoulement en aval. Cependant, les précipitations du domaine subéquatorial interviennent plus dans l'écoulement sur le Couffo que sur le Mono, ainsi que dans l'augmentation des eaux dans la basse vallée, avec l'immersion de superficies importantes.

Les apports fluviaux sont cependant conditionnés par les pluies tombant dans les secteurs à régime unimodal des hauts-bassins. Ils sont aussi affectés par les aménagements et activités humaines (changements d'occupation des sols, barrage de Nangbéto sur le fleuve Mono). Le bassin-versant Mono-Couffo, situé dans la région du golfe de Guinée, au sud-ouest du Bénin est partagé entre le Bénin et le Togo, avec la plus grande partie sur le territoire togolais (figure 1). Il s'étend entre 06°16' et 09°20'N, et entre 0°42' et 2°25'E. Couvrant une superficie de

27 870 km², le bassin est drainé par d'importants cours d'eau (Mono et Couffo) d'inégale importance.

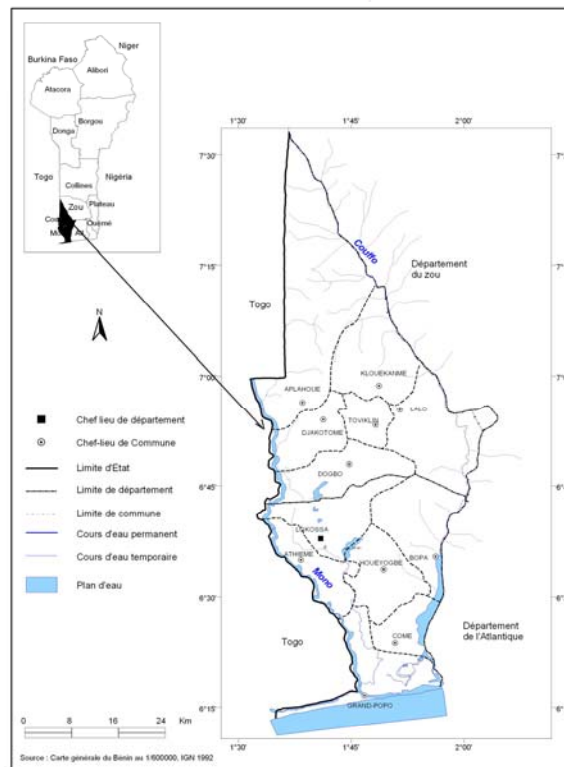


Figure : Carte de situation géographique des bassins du Mono et Couffo

Figure 1 : Localisation du Sud-Ouest du Bénin et du bassin-versant Mono-Couffo.

D'orientation nord-sud, on note au sud un bassin sédimentaire côtier, modelé en plaine littorale et plateaux, avec des plus hauts reliefs au nord comprenant les monts Atacora et leurs prolongements méridionaux, les monts du Togo. Mais la plus grande partie du bassin-versant est située à basse altitude (30 à 250 m), indicateur de vulnérabilité aux inondations de la basse vallée.

1. Données et méthodes

Pour mieux analyser l'évolution des évènements hydroclimatiques au sud-ouest du Bénin, les données utilisées sont la pluviométrie et les débits de 1971 à 2010, ainsi que les pertes matérielles et humaines dues aux inondations de 2001 à 2010. Deux types de données pluviométriques sont utilisés : il s'agit des données spatiales de pluie obtenues par interpolation cubique spline à partir de 34 stations en amont de la station hydrométrique d'Athiémé et de la station pluviométrique de Grand-popo située au sud du bassin.

La spatialisation des précipitations du bassin du Mono à Athiémé est obtenue par une interpolation cubique des données d'observation en fonction des coordonnées géographiques et de l'altitude. Le champ de pluie obtenu, est déterminé suivant la grille MNT de SRTM30. Cette méthode d'interpolation choisie consiste à une régression linéaire des moyennes pluviométriques mensuelles en fonction des coordonnées géographiques et de l'altitude, mais fondée sur le traitement mathématique de la variation spatiale de la variable considérée. Cela a permis d'obtenir les précipitations de chaque année en tout point du bassin-versant.

L'analyse comparée des précipitations entre 1971-1990 et 1991-2010 permet d'apprécier l'évolution des lames d'eau précipitées et son influence sur les écoulements de surface. La

relation pluie/débit permet d'affiner l'étude de l'influence des précipitations dans le bassin de 1971 à 2010 d'une part, et celle des années exceptionnelles d'autre part.

2. Résultats et discussion

2.1. Evolution pluviométrique et hydrométrique dans le bassin-versant du Mono-Couffo

Dans le bassin-versant du Mono-Couffo, la pluviométrie moyenne annuelle (1971-2010) varie entre 860 et 1350 mm, les années les plus humides étant enregistrées après les années 1990. De 1971 à 1990, le bassin bénéficie d'une pluviométrie moyenne de 1117 mm contre 1134 mm de 1991 à 2010, soit une augmentation de 1,4 % (figure 2).

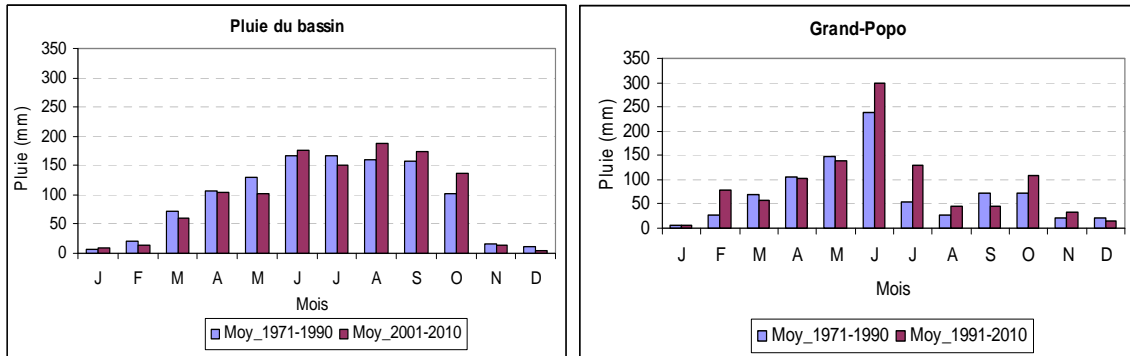


Figure 2 : Variation mensuelle comparée des lames d'eau précipitées entre 1971-1990 et 1991-2010 pour l'ensemble des pluies du bassin (graphique de gauche) et à la station de Grand-Popo (graphique de droite).

Les mois pluvieux ont connu en général une légère augmentation des précipitations occasionnant ainsi un écoulement à la hausse (figure 3). De 1971 à 1990, le débit moyen est de 3,55 m³/s dans le Couffo à Lanta et de 86,59 m³/s dans le bassin du Mono à Athiémé, contre respectivement 5,46 m³/s et 162 m³/s de 1991 à 2010. Notons qu'avec la mise en eau du barrage de Nangbto, les débits d'étiage ont connu une augmentation de plus de 90 % (Amoussou, 2010).

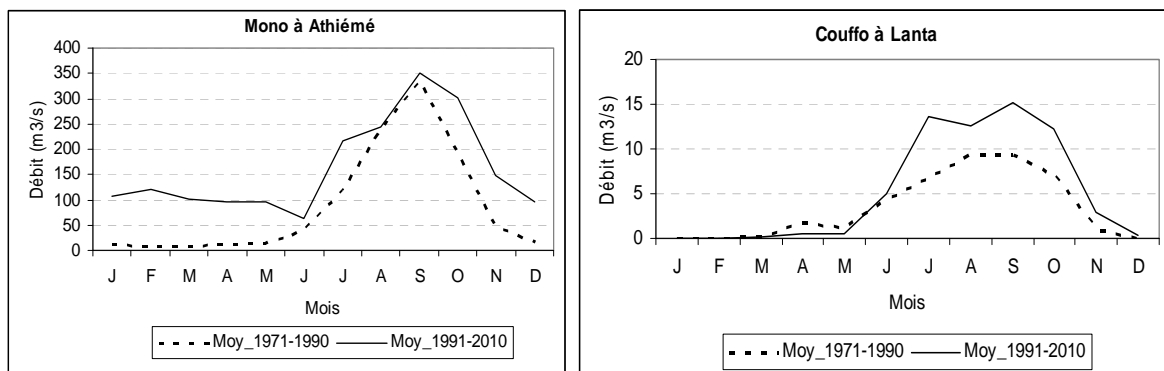


Figure 3 : Régime mensuel comparé des débits entre 1971-1990 et 1991-2010 : pour le Mono à Athiémé (graphique de gauche) et pour le Couffo à Lanta (graphique de droite).

Par ailleurs, l'augmentation des écoulements dans les deux bassins-versants pour une si légère reprise des pluies montre que les facteurs physiques du milieu jouent certainement un rôle prépondérant du fait de la nature de la végétation et du sol qui influence les ruissellements et l'infiltration. De même, la topographie joue aussi un rôle amplificateur des écoulements de surface, surtout en quasi absence de la végétation comme l'avaient déjà signalé certains auteurs (Domingo, 1996 ; Mahé *et al.*, 2000 ; Amoussou, 2010).

La figure 4 qui traduit l'évolution saisonnière de la relation pluie/débit lors d'années exceptionnelles de crue montre que l'ampleur des crues dépend avant tout des lames d'eau précipitées. Les précipitations au sud du bassin entre septembre-octobre ajoutées aux eaux de crue des fleuves Mono-Couffo qui surviennent aussi entre septembre-octobre rendent plus vulnérables la population riveraine. Le trop plein se déverse, entraînant des risques d'inondation avec des pertes d'infrastructures. Ainsi, par exemple en 2010, toutes les communes bordant le fleuve Mono ont été inondées (figure 5). L'ampleur de ces inondations est plus importante à Athiémé (photo 1) du fait de sa plus faible pente que celle du nord du bassin.

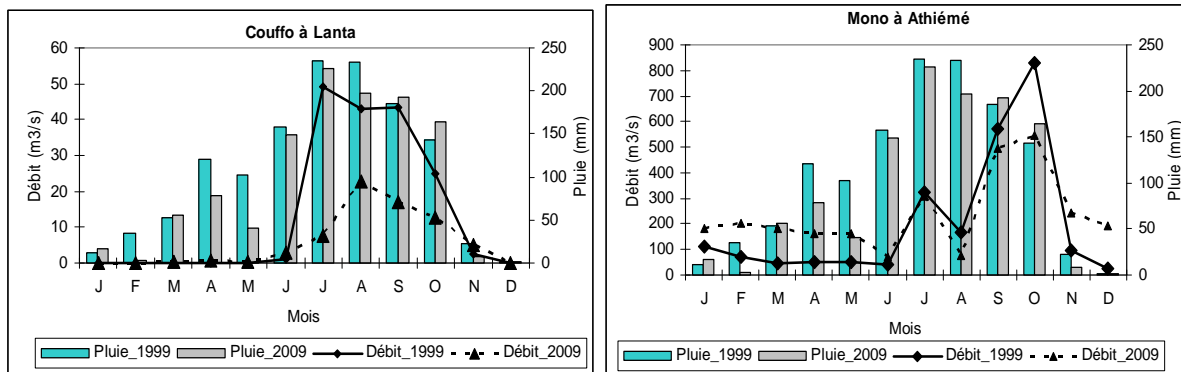


Figure 4 : Evolution saisonnière de la relation pluie/débit lors d'années enregistrant des crues exceptionnelles dans le bassin versant du Mono-Couffo.

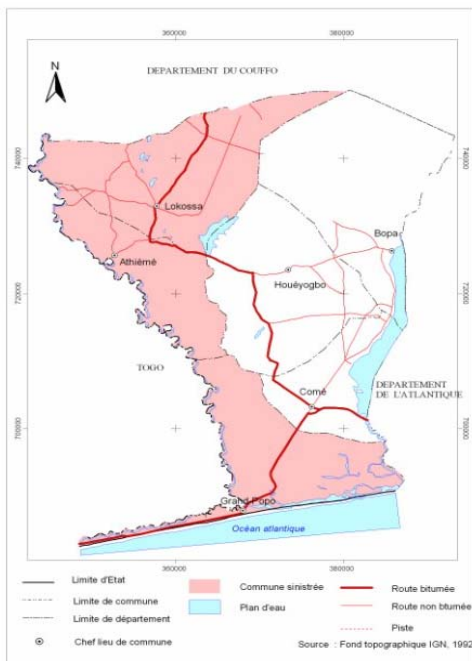


Figure 5 : Localisation des communes sinistrées au sud-ouest du Bénin en 2010.



Photo 1 : Inondation dans la commune d'Athiémé en 2009 (cliché : Amoussou, septembre 2009).

La récurrence des inondations ces dernières années, jamais vécu, inonde régulièrement toute la plaine (12000 ha), obligeant certaines années (1999, 2009 et 2010) la fermeture des écoles et le déplacement temporaire des populations. Elle entraîne d'importantes quantités de lâchers d'eau par le barrage, fermeture ou rétrécissement de l'embouchure, une remontée des eaux dans la lagune côtière inondant les cordons littoraux, ce qui augmente les risques la destruction des villages bordant la côte par la dérive littorale. Ceci constitue ainsi, un souci

majeur pour les riverains selon 87% des personnes enquêtées, car elles constituent un aléa dévastateur pour les habitations, les productions agricoles et les êtres humains.

2.2. Impacts des inondations dans le secteur d'étude

La figure 6 traduit l'impact des inondations au sud-ouest du Bénin. Ainsi, de 2001 à 2010, différents dégâts ont été signalés, comme la perte de superficies d'étangs et de la production halieutique, ainsi que la mort d'animaux domestiques.

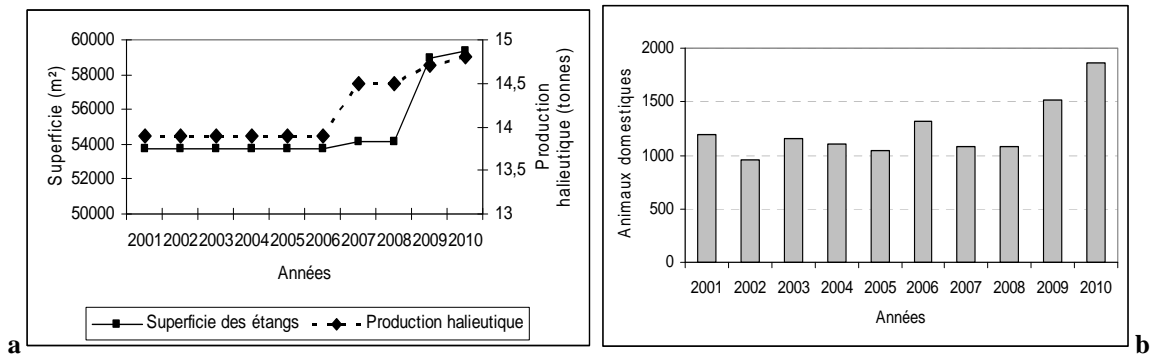


Figure 6 : Estimation des pertes dues aux inondations dans le secteur d'étude de 2001 à 2010 (source : CeRPA-Mono, 2010).

NB : a) pour la superficie des étangs et la production halieutique ; b) pour la mortalité des animaux domestiques.

Les pertes de production halieutique sont en augmentation, de même que la superficie dégradée des plans d'eau, avec certainement l'influence d'intrusions salines. La perte des animaux domestiques (figure 6b) est en augmentation dans le secteur d'étude, occasionnant des pertes de revenu pour la population riveraine. Les débordements dans le bassin créent une inondation des champs de production agricole (figure 7).

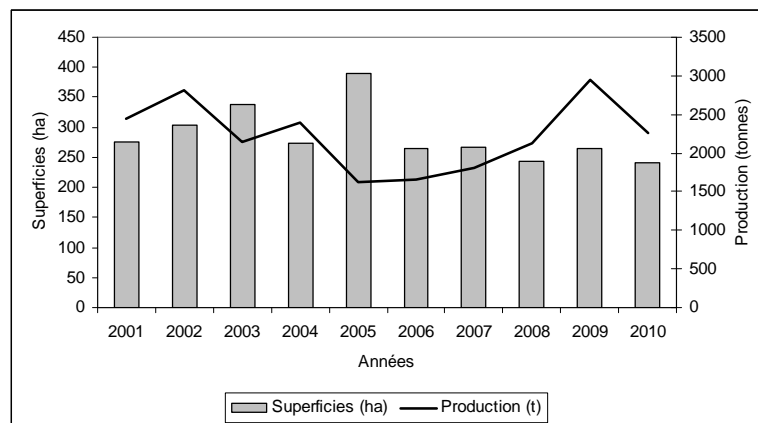


Figure 7 : Evolution des pertes de production agricole et de terres fermes dans le secteur d'étude de 2001 à 2010 (source : CeRPA-Mono, 2010).

Il ressort de l'analyse de cette figure 7, une variation des pertes de production ces dernières années dont la plus importante est observée en 2009. Cette perte est proportionnelle aux surfaces inondées, surtout quand l'inondation est précoce. Cette perte à la baisse en 2005 par rapport à la superficie justifie les précautions prises par les riverains dans les conditions régulières de la venue des précipitations.

Les dégâts croissants observés dans cette partie sud-ouest du Bénin ont nécessité des interventions de plusieurs organismes nationaux et internationaux ces dernières années. Ainsi, on note des interventions rapides des organismes comme le PNUD, CARITAS, DANIDA,

PNE, ou de l'Etat (les sapeurs-pompiers) pouvant soulager quelque peu les sinistrés. Ces aides aux sinistrés sont de plusieurs natures (vivres, médicaments, moustiquaires,...). Mais, elles sont insuffisantes et n'interviennent pas au bon moment. Face à cela, il urge une identification des aléas de l'inondation et des signes précurseurs, une bonne connaissance des systèmes d'avertissement et des activités appropriées après la catastrophe, encourager la responsabilité personnelle pour prévention/mitigation des inondations dans la vie quotidienne des populations. Ceci implique l'utilisation de pratiques agricoles correctes, prévention de la déforestation et maintien des voies de drainage.

Conclusion

L'analyse de l'évolution saisonnière des précipitations montre une augmentation des lames d'eau précipitées de 1991 à 2010 par rapport à la période 1971-1990. Cette légère reprise des précipitations induit un écoulement de surface à la hausse. Ce dernier, associé à l'état dégradé du couvert végétal et à l'intrusion marine, entraîne une immersion rapide des terres fermes avec pour conséquent des risques importants d'inondation. Ces risques d'inondation sont de plus en plus importants, avec des pertes significatives de terres fermes, d'étangs, de productions halieutiques et agricoles. Notons aussi qu'avec la mise en eau du barrage Nangbéto, le débit d'étiage a connu une augmentation, amplifiant une saturation rapide de la nappe, et donc l'immersion rapide des étangs au cours de la première saison pluvieuse.

Bibliographie

- Amoussou E., 2010. *Variabilité pluviométrique et dynamique hydro-sédimentaire du bassin-versant du complexe fluvio-lagunaire Mono-Ahémé-Couffo (Afrique de l'Ouest)*. Thèse de Doctorat, Université de Bourgogne, Dijon, CRC, 313 p.
- Amoussou E., Camberlin P. et Pérard J., 2008. Instabilité spatio-temporelle des régimes pluviométriques dans le bassin-versant du Mono-Couffo (Afrique de l'Ouest) de 1961 à 2000. In *''Climat et risques climatiques en méditerranée''*. XXI^{ème} colloque de l'Association Internationale de Climatologie (AIC), Montpellier, France, 93-98.
- Domingo E., 1996. *Pression agricole et risque d'érosion dans le bassin versant du Lomon, affluent du Mono (département du Mono - Bénin)*. Réseau Erosion, Bulletin 16, ORSTOM, Montpellier, 181-194.
- Liénu G., Mahé G., Paturel J.-E., Servat E., Sighomnou D., Ecodeck G. E., Dezetter A. et Dieulin C., 2008. Changements des régimes hydrologiques en région équatoriale camerounaise : un impact du changement climatique en Afrique équatoriale ? *Hydrological Sciences Journal*, **53(2)**, 479-484.
- Mahé G., 1993. *Les écoulements fluviaux sur la façade atlantique de l'Afrique. Etude des éléments du bilan hydrique et variabilité interannuelle, analyse de situations hydroclimatiques moyennes et extrêmes*. ORSTOM, eds. Coll. Etudes et Thèses, Paris, 438 p.
- Mahé G. et Olivry J. C., 1995. Variations des précipitations et des écoulements en Afrique de l'Ouest et Centrale de 1951 à 1989. *Sécheresse*, **6(1)**, 109-117.
- Mahé G., Olivry J.-C., Dessouassi R., Orange D., Bamba F. et Servat E., 2000. Relations eaux de surface-eaux souterraines d'une rivière tropicale au Mali. *C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes*, **330**, 689-692.
- Totin V. S. H., Afouda A., **Amoussou E.**, Tumbulto J. & Boko M. (2010): Variabilité hydroclimatique et des ressources en eau de surface dans le bassin béninois de la Volta (Afrique de l'Ouest). *IAHS Publ.* 340, pp 164-171.

LES PYRÉNÉES MODIFIENT-ELLES LE CLIMAT DU BASSIN AQUITAIN?

AVILA F.

Docteur en géographie. Fernand2_avila@yahoo.fr

Résumé : *Le Bassin Aquitain est une vaste plaine située au nord de la chaîne des Pyrénées, barrière rectiligne et sans véritable échancrures dans sa partie centrale qui culmine entre 2000 et 3000 m. Si les Pyrénées n'existaient pas le climat serait probablement plus ensoleillé, moins pluvieux mais ne connaîtrait pas les coups de chaleur dus au foehn. La longue chaîne pyrénéenne agit de deux manières radicalement opposées sur le climat du Bassin Aquitain. Le vent de sud devient du foehn, vent chaud et sec sur le versant nord, versant sous le vent, sur une partie du Bassin Aquitain et dans certains cas sur une grande partie du territoire français. Mais quand le vent vient du nord ou du nord-ouest, le versant au vent reçoit de copieuses précipitations orographiques dues à l'ascendance créée par le relief tandis que le versant sud connaît un ciel dégagé. Les précipitations et la nébulosité augmentent, l'insolation diminue lorsqu'on se rapproche de la montagne.*

Mot clés : *Pyrénées, Bassin Aquitain, foehn, flux de NW.*

Abstract : *Do the Pyrenees re-shape the Aquitaine climate ? The Aquitaine Basin is located north of the Pyrenees mountain range which stands as a straight barrier without any real opening in its central part rising between 2,000 and 3,000 m. If the Pyrenees did not exist, the climate of Aquitaine would probably be more sunny, not as wet as it is, but it would not know the foehn heat stroke. The long Pyrenees mountain range intervene in two opposite ways on the climate of the Aquitaine basin. The South wind becomes the foehn, which is a hot and dry wind on the North Slope, lying leeward, also on part of the Aquitaine basin and under some circumstances on a large part of the French territory. But when the wind comes from the North or from the North-West, the weather side is supplied with heavy orographic rainfalls created by relief while South slope lies under clear sky. Precipitations and cloudiness increase, insolation decreases when it all gets close to the mountain.*

Keywords : *Pyrenees mountain, Aquitaine Basin, foehn, NW flux.*

Introduction

Les Pyrénées forment une imposante barrière montagneuse, orientée ouest-est sur 430 km fermant le bassin Aquitain sur son flanc méridional, barrière prolongée vers l'ouest par les montagnes Cantabriques (figure 1). De nombreuses études ont montré que par vent de secteur sud, c'est un foehn chaud et sec qui dévale le versant nord et le piémont pyrénéen (Vigneau, 1990) et parfois bien au-delà. L'explication classique du foehn ne correspond pas à la réalité comme l'ont montré les campagnes Pyrex dans les Pyrénées et Alpex dans les Alpes menées par Météo-France, dans les années 1990 (Malardel 2005). L'air abordant une pente amont n'a pas assez d'énergie pour escalader la totalité du versant, il y a blocage en amont et la masse d'air se divise en courants qui contournent la montagne par la gauche et la droite et se regroupent ensuite en aval. C'est l'air des couches supérieures survolant les crêtes qui est affecté d'un mouvement de subsidence une fois la chaîne de montagne franchie, air qui se réchauffe par compression adiabatique sèche (+1°/100 m environ). Au contraire lorsqu'il est orienté au N-NW de fortes précipitations dues à l'ascendance orographique se déversent sur ce même versant. Ceci est très fréquent au pied du massif montagneux. Mais qu'en est-il au-delà des régions de piémont ? La station météo d'Aire-sur-l'Adour, située à 100 km au nord des Pyrénées, fonctionne depuis 40 ans et fournit de nombreux exemples (Avila, 2007). L'observation du ciel permet de déceler les situations à Foehn : mur et fenêtre du foehn, nuages lenticulaires. Le vent d'autan est aussi un foehn, mais il n'atteint pas la région de l'Adour. Il n'est pas étudié dans cet article.

1. Episodes de Foehn remarquables

1.1. Pour qu'il y ait foehn

Il faut que les isobares soient perpendiculaires à la chaîne des Pyrénées donc orientés de l'Andalousie jusqu'à la Scandinavie, en liaison avec une profonde dépression sur l'Atlantique. Au pied de la montagne le phénomène est fort et suffisamment fréquent pour influencer les normales : ainsi Biarritz a la même moyenne hivernale que Perpignan situé près de la Méditerranée, mer plus chaude que l'Atlantique. Les minima nocturnes des 3 et 4 décembre 1985 sont de 20°C à Biarritz (Bulletin Quotidien de Renseignement de la Météorologie Nationale, 1985).

1.2. Foehn limité au piémont pyrénéen (figure 2 a)

Tableau 1 : Minima et maxima du 2 au 4/12/1985

Stations	2/12	2/12	3/12	3/12	4/12	4/12
Biarritz	15,9°C	25,1°C	20,1°C	24,8°C	19,4°C	22,9°C
Pau	3,0°C	22,9°C	5,8°C	23,4°C	6,3°C	27,2°C
Aire/Adour	4,7°C	18,2°C	6,0°C	18,5°C	6,1°C	17,6°C

Durant ces trois jours, le vent du sud ou vent d'Espagne (Viers, 1973 ; Vigneaux, 1990) souffle en permanence à Biarritz et les températures sont très élevées de jour comme de nuit, La nuit l'anomalie thermique est énorme. À Pau où la chaîne des Pyrénées est plus élevée qu'au Pays Basque on relève la température record de 27,2°C pour le 4 décembre 1985 alors que fin novembre 1985, par vague de froid, il faisait -7°C. Le vent du sud souffle dans la journée, mais la nuit, une pellicule d'air froid se forme grâce au ciel clair. À Aire-sur-l'Adour, à 100 km des Pyrénées, l'effet de foehn (s'il existe) est très atténué : les températures maximales sont douces mais normales pour cette période très ensoleillée.

1.3. Un épisode long et généralisé de foehn : 14, 15, 16 et 17 décembre 1989

Une dépression très creuse (figure 3a) au large des îles britanniques, dirige un vigoureux flux de SW, températures élevées et taux d'humidité relative bas (50%) (figure 2). Le 14 décembre à 22 h, la température est de 22°C ; le 15 décembre à 06 h, 19°C ; à 22 h, 22°C (56 %) ; à 16 h le 16 décembre, il fait 23,2° (53%).

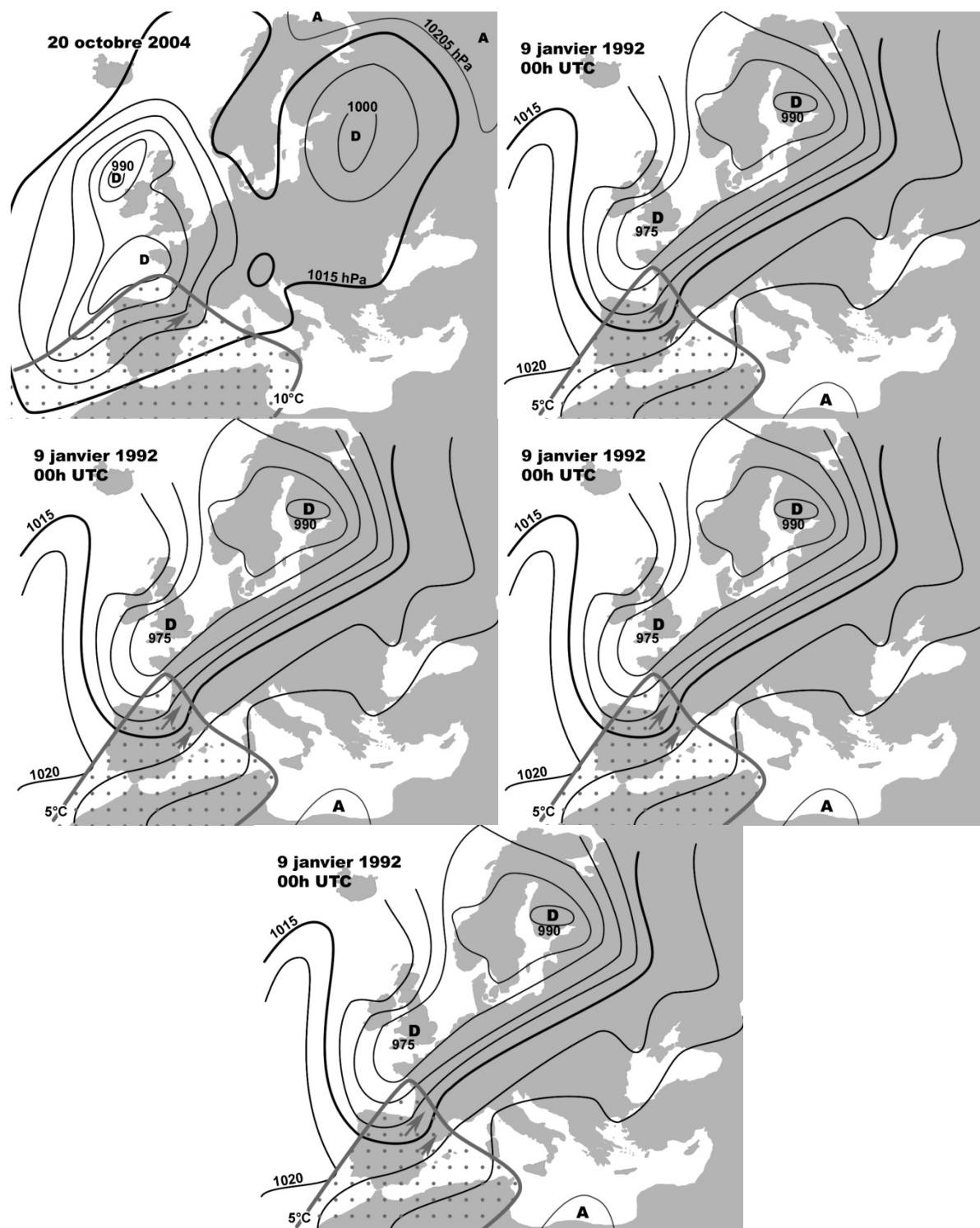


Figure 1 : champs de pression au sol responsables du foehn dans les Pyrénées

Tableau 2 : Minima et maxima du 14 au 16 décembre 1989 (source Météo-France)

	14/12	14/12	15/12	15/12	16/12	16/12
Pau	6,3°C	20,0°C	12,7°C	23,0°C	13,3°C	23,6°C
Aire	6,0°C	18,8°C	10,4°C	21,4°C	8,5°C	23,0°C
Bordeaux	8,6°C	22,2°C	11,0°C	20,0°C	15,9°C	22,5°C

1.4. Autres exemples remarquables de foehn

Le 9 janvier 1992 (figure 3b) la station automatique de Aire-sur-l'Adour-Bellevue (84 m) indique une température de 6,5°C à minuit et de 17,4°C à 01 h du matin, l'effet de foehn dure une heure et la température baisse rapidement, à 08 h on relève 7,1°C.

Le 6 décembre 2000 (figure 3 c), on relève une température très élevée de 21,5°C à 21h48.

Le 20 octobre 2004, (figure 3 d) le minimum à Aire est de 15,9°C et le maximum de 28,2°C, proche du record pour une fin octobre

Le 25 novembre 2006 (figure 3 e), l'effet de foehn est généralisé sur toute la chaîne des Pyrénées, le vent est orienté au SW et souffle très fort en altitude. Toute la France est concernée, entre 6 et 10h il fait 17 à 19°C de la Normandie à l'Alsace (Météo-France). C'est en fait une subsidence à grande échelle. On voit (figure 4) qu'il y a d'abord un épisode de foehn vers minuit, le vent est orienté au SE, il rabote la couche plus fraîche que se trouve en dessous puis le vent est plein sud avec des rafales de 43 km/h, la température s'élève brutalement de 12,3°C à 19,8°C, l'air plus froid est chassé, puis le vent tourne au sud-ouest (rafales 43 km/h, hygrométrie 41%) et c'est le deuxième pic de chaleur (18,9°C). Enfin le vent bascule à l'ouest (15,2°C) et au NW (la température s'abaisse vers 12°C-11°C).

La tempête Xynthia (27-28 février 2010) déchaîne un foehn particulièrement violent sur les Pyrénées, le thermomètre affiche 21°C à 01h du matin à Aire-sur-l'Adour (rafales de Sud-Ouest de 90 km/h).

Les coups de foehn en débordant donc largement de l'Aquitaine montrent que l'influence de la chaîne pyrénéenne va bien au-delà de ce qu'on imagine. En général, le vent s'oriente ensuite au secteur N-NW et le versant exposé au vent est particulièrement arrosé.

2. Flux de NW instable et précipitations surabondantes avec situation de blocage

Le flux de NW est un flux durable, les précipitations sont prolongées et durent souvent 3, 4 jours et plus. L'air qui monte une pente à tendance à créer de l'instabilité, générant de fortes pluies, les systèmes nuageux s'accrochent au relief et stagnent sur place de nombreuses heures (Viers, 1990). La nébulosité et les précipitations augmentent donc vers le sud, vers les crêtes pyrénéennes, en raison de l'instabilité croissante de la masse d'air à l'approche de l'obstacle pyrénéen. Ainsi Bordeaux reçoit 923 mm de pluies, Aire-sur-l'Adour 938 mn, Pau 1121 mn, Dax 1233 mm et Biarritz 1483 mm (Normales Climatiques, 1961-1990). L'air arctique, surtout en saison froide, se recharge en vapeur d'eau au-dessus du golfe de Gascogne. Un rapide flux d'air océanique instable dirigé par une cellule anticyclonique centrée sur l'Atlantique conduit un chapelet de grains parfois orageux, accompagné de violentes bourrasques de vent (Viers, 1990 ; Vignaux, 1990). Comme c'est de l'air de plus en plus froid qui arrive de l'Arctique, en fin de période, c'est souvent de la neige qui tombe, du moins en février-mars et même en avril (chutes de neige les 9 et 10 avril 2005).

2.1. Précipitations localisées sur le piémont Pyrénéen (22 novembre 2010) témoignage de l'auteur

Le temps est sec et nuageux à Bordeaux (3 octas à Mérignac), très nuageux à Aire-sur-l'Adour (6 à 7 octas), mais un arcus et des cumulonimbus nous accueillent à l'entrée de Pau, au centre-ville il tombe une pluie violente sur Pau (8 octas, estimation 20 - 25 mm en 1 h au centre-ville). Ce même jour, on relève 14,9 mm à Pau aéroport (7km au NW du centre), 7 mm à Dax et 31mm (le matin) avec orage à Biarritz.

2.2. Fortes précipitations du 4 au 8 mars 1999

Il tombe 124 mm à Aire-sur-l'Adour, alors que plus éloignés des Pyrénées, Mont-de-Marsan, Toulouse et Bordeaux ne reçoivent que peu de précipitations (tableau 3). En fin de période, une grosse averse de neige s'abat sur Aire-sur-l'Adour.

Tableau 3 : Précipitations durant l'épisode pluvio-neigeux de mars 1999 (source Météo-France) - *neige

	4 mars	5 mars	6 mars	7 mars	8 mars	total
Biarritz	35,6	54,4	43,7	10,9	3,3	146,9
Pau	24,9	35,1	31,2	21,8	1,0*	114,0
Aire/Adour	27,0	55,0	24,5	14,0	2,5*	124,0
M-de-M	32,7	26,9	0,3	4,3	1,0	64,1
Bordeaux	1,3	11,2	5,3	1,5	1,8	21,1

2.3. La neige des 27 et 28 février 2001

Jusqu'au 26 février 2001 le temps est doux et sec avec de petites gelées. Un puissant anticyclone est positionné du nord de l'Europe à l'Irlande, puis il se décale vers l'ouest, dirigeant un vigoureux flux de Nord visible sur l'image satellite. Une dépression s'installe sur la France et une succession de fronts traverse le golfe de Gascogne. Les 27 et 28 février 2001, une importante descente froide dans un vigoureux flux de N-NW donne de puissantes averses orageuses de pluie et surtout de neige pendant plus de 30 heures (figure 5). Observations du temps par l'auteur : « 26 février matin, faible gelée, stratus puis ciel clair se couvrant le soir avec pluie faible la nuit. 27 février matin : couvert à très nuageux, vent fort de SW à W, fortes averses de pluie et de neige (à partir de 9h20 locales). Les averses de neige deviennent prépondérantes l'après-midi et le soir. Nuit du 27-28, orages violents (2h et 7h locales) avec fortes averses de neige. 28 février matin, couche de neige de 4-5 cm dans la vallée (80 m) et de 8-9 cm sur le plateau (150 m), ciel couvert, averses de neige jusqu'à 12h30, puis éclaircies et pluie succédant à la neige. Fonte nivale dans la vallée dès l'après-midi et le 1^{er} mars au matin sur le plateau. » On distingue parfaitement la dépression centrée sur la France et le flux de cumulo-nimbus qui circule de l'Arctique au golfe de Gascogne et à l'Espagne.

Conclusion

La relative fréquence des situations de foehn contribue à la douceur des températures hivernales au pied des Pyrénées et fait la réputation du climat de Pau et du Pays Basque (Viers, 1973). Bien qu'atténuée, cette douceur est encore sensible dans les pays de l'Adour comme pendant la première semaine de février 2004 où les maxima relevés à Aire-sur-l'Adour vont de 19,5°C à 24,5°C. Mais en fin du mois de février 2004 par flux de nord, il neige sur la région.

L'analyse des données et les observations effectuées par l'auteur depuis 40 ans permettent d'avancer que les régions de la moyenne vallée de l'Adour bénéficient d'un véritable *climat de transition* entre les régions du piémont pyrénéen, très humides et moins ensoleillées car sous influence directe de la montagne, et celles de la moyenne vallée de la Garonne, plus sèches et plus lumineuses, pour lesquelles les Pyrénées ont un rôle plus limité.

Bibliographie

Avila F., 2007 : Climat local, changement climatique et impacts économiques, 36 ans d'observations météorologique à Aire-sur-l'Adour, *Climatologie*, **4**, 167-190.

Archives météo (1971-2010) : Aire-sur-l'Adour/CNES et Bellevue, Cité scolaire Gaston Crampe (1985-2003) à Aire/Adour.

Météo-France, 1-5 décembre 1985. *Bulletins Quotidiens de Renseignement*.

Météo-France. *Bulletin climatique* 1989-2005.

Météo-France, 1996 : *Normales Climatiques* 1961-90, 1996, Météo-France, 320 p.

Malardel S., 2005 : *Fondamentaux de météorologie*. Cépaduès Toulouse, 720 p.

Viers G. 1973 : Haize Hegoa, le vent du sud. *Bulletin société scientifique des lettres et art Bayonne*. 439-450.

Viers G. 1990 : *Un pays pluvieux, le Pays Basque de France*. Mélange Pagney, 497-50.

Vigneaux J.P. : 1990, L'autre midi : réflexions sur les aspects et le fonctionnement climatique du Sud-Ouest, *Revue de Géographie de Lyon*, **65**, 129-137.

CARACTERISATION DE LA SECHERESSE CLIMATIQUE DANS LE NORD CENTRE DE L'ALGERIE : CAS LE BASSIN VERSANT DE LA SOUMMAM

AZZI.A¹, MEDJERAB. A².,

Faculté des Sciences de la Terre, de la Géographie et de l'Aménagement du Territoire, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene. BP : 32, El- Alia Bab- Ezzouar 16111, Alger- Algérie.

(1) E-Mail : amel.azzi@yahoo.fr (2) E-Mail : a_medjrab@hotmail.com

Résumé : *L'Algérie est confrontée depuis des années à des épisodes de sécheresse qui ont un impact négatif sur l'agriculture et les conditions de vie de la population, notamment rurale. Parmi les sécheresses, les plus sévères et les plus persistantes, sont celles des deux dernières décennies qui ont été caractérisées par un déficit pluviométrique de l'ordre de 12% pour la région Centre. Dans ce travail, nous tentons d'identifier, de caractériser et de quantifier ce phénomène climatique, par la méthode de l'Indice de Précipitation Standardisé (SPI) à l'échelle annuelle, saisonnière, et mensuelle pour trois stations, ayant de longues périodes d'observations (1936-2007). Les résultats obtenus montrent que la fréquence, la persistance, et la sévérité de la sécheresse climatique observée dès le début des années 1960 et 1970, ont un impact important sur les ressources en eau superficielles de la région.*

Mots clés : *Sécheresse climatique, Indice de Précipitations Standardisé, Bassin versant de la Soummam, Algérie.*

Abstract : *Characterization of the climate drought in the centre north of Algeria, example: watershed Soummam.*

Algeria is confronted for years by drought episodes which have a negative impact on the agriculture and the population life conditions, in particular rural. Among the drought, most severe and most persistent, are those the two last decades which were characterized by a pluviometric deficit about of 12% for the Centre area. In this work, we try to identify, to characterize and to quantify this climatic phenomenon, by the Precipitation Standardized Index (SPI) method, on various scales of time for three stations, having long observations periods (1936-2007). The results show that the frequency, persistence, and the severity of the climatic dryness which is observed from the beginning of 1960 and 1970, have an important impact on the surface water resources of the area.

Keywords : *Climate drought, Standardized Precipitation Index (SPI), Soummam watershed, Algeria.*

Introduction

La sécheresse est l'un des phénomènes extrêmes qui ont marqués les populations à travers des générations. Dépourvue d'une définition universelle, la sécheresse peut être définie comme étant un déficit de disponibilité en eau par rapport à une situation considérée comme normale pour une période et une région déterminée [1]. On distingue quatre types de sécheresse: météorologique, agricole, hydrologique et socioéconomique, mais dans l'usage le plus fréquent la sécheresse climatique, se réfère généralement à la sécheresse météorologique, qui se caractérise par une réduction ou une mauvaise répartition, voire une absence des pluies dans une région donnée pendant une période de temps [2]. La sécheresse a toujours fait partie de l'histoire de l'Algérie. Des études ont montré que l'Algérie dans le passé a connu des sécheresses sévères qui ont affecté les ressources en eau aussi bien du point de vue qualitatif que quantitatif comme celle de la période 1941- 1943 qui a affecté sérieusement l'Algérie nord-occidentale. Mais les sécheresses les plus sévères et les plus persistantes sont celles des deux dernières décennies caractérisées par un déficit de l'ordre de 20% pour la région Ouest, 13% pour la région Est et 12% pour la région Centre [3].

Plusieurs indices et méthodes ont été développés à cet effet afin de caractériser et identifier la sécheresse climatique à différentes échelles de temps (annuelle, mensuelle, saisonnière). Ils permettent de déterminer le seuil de la sécheresse climatique, d'établir une classification selon la sévérité de l'évènement et selon sa position et d'identifier la probabilité d'occurrence de différentes classes de sévérité.

L'objectif de ce travail est de caractériser la sécheresse climatique dans le bassin-versant de la Soummam sur la période (1936 à 2007), à travers le calcul d'un indice dans trois stations du bassin versant à l'échelle annuelle, mensuelle et saisonnière.

1. Données utilisées et choix des stations d'étude

Les trois stations pluviométriques retenues dans l'étude sont fournies par les services de l'Office National de la Météorologie (O.N.M). Leurs séries d'observations s'étalent sur 72 années (1936- 2007). Le choix de ces stations s'est fait en fonction de la disponibilité des données ainsi que de la longueur des séries d'observations. La localisation de ces stations est représentée sur la *figure.1*.

Les lacunes sont rares et isolées. Elles ont été comblées à l'Office National de la Météorologie. Avant d'entamer ce travail, nous avons vérifié l'homogénéité de nos trois stations d'études par le test d'homogénéité de Wilcoxon. Nous avons par la suite appliqué une loi de distribution à nos séries annuelles par le logiciel statistique XL stat. La loi de probabilité retenue donc, est la loi normale. Nous nous contentons de vérifier la bonne adéquation de la loi normale sans essayer de justifier ce choix. Les tests d'adéquations calculés, sont le test de Kolmogorov- Smirnov et le test du Khi^2 , à un niveau de signification de 95%. Etant donné que la P-value calculée pour les deux tests (*tableau.1*), est supérieure au niveau de signification de 0,05 donc l'hypothèse nulle H_0 est validée.

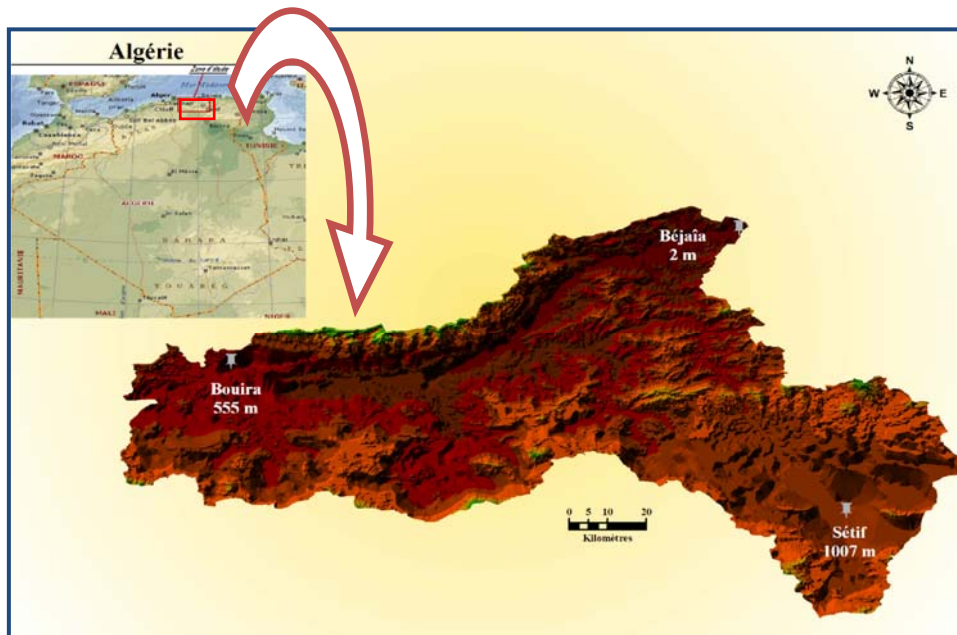


Figure 1 : Carte de situation des stations pluviométriques.

Tableau 1: Résultat des tests d'adéquations (Kolmogorov- Smirnov et Khi^2)

Stations	Résultat du test de Kolmogorov Smirnov et le test du Khi^2
Sétif	P value Khi^2 0,707 P value Kolmogorov Smirnov 0,863
Béjaïa	P value Khi^2 0,499 P value Kolmogorov Smirnov 0,991
Bouira	P value Khi^2 0,101 P value Kolmogorov Smirnov 0,609

2. Approche méthodologique

Plusieurs indices et méthodes ont été développés afin de caractériser et identifier la sécheresse climatique. Notre approche est basée sur l'utilisation de l'Indice de Précipitation Standardisé (SPI). Cet indice permet de déterminer le seuil indiquant la sécheresse à différentes échelles de temps et de définir les classes d'appartenances en fonction de sa sévérité. L'analyse faite sur nos trois stations a intégré les étapes suivantes:

- L'analyse statistique des séries de précipitations annuelles dans nos trois stations durant la période 1936- 2007;
- L'analyse graphique de l'évolution des précipitations annuelles par rapport à la moyenne annuelle et les moyennes mobiles au pas de 5, 7 et 9 ans;
- Le calcul de l'Indice de Précipitations Standardisé (SPI) pour nos trois stations à l'échelle annuelle, saisonnière et mensuelle;
- L'analyse de la sécheresse à différentes échelles de temps.

3. Indice standardisé de précipitation

L'indice standardisé de précipitation « SPI » (*Standardised Precipitation Index*) a été développé en 1993 [4] en vue de caractériser les déficits de précipitation pour une période donnée. Il reflète l'impact de la sécheresse sur la disponibilité des différentes ressources en eau. Il est exprimé mathématiquement comme suit :

$$SPI = (P_i - P_m) / \sigma$$

P_i : précipitations de l'année i (mm)

P_m : précipitation moyenne de la série (mm)

σ : Écart type de la série (mm)

Les classes de sévérité de la sécheresse sont définies arbitrairement par Mckee et *al* (1993) suivant les valeurs des SPI afin de quantifier le déficit des précipitations pour des échelles de temps multiples qui vont refléter l'impact de la sécheresse sur la disponibilité des ressources en eau. Cette classification est présentée dans le *tableau.2*.

Tableau 2 : Classe de sévérité de la sécheresse

Classes	Valeurs de l'SPI
Extrêmement humide	Plus de 2.0
Sévèrement humide	De 1.50 à 1.99
Modérément humide	De 1.0 à 1.49
Proche de la normale	De -0.99 à 0.99
Modérément sèche	De -1.0 à -1.49
Sévèrement sèche	De -1.5 à -1.99
Extrêmement sèche	Moins de -2.0

4. Résultats et discussions

4.1. Caractéristiques climatiques des trois stations

L'étude de la variabilité climatique montre que la pluviométrie annuelle des stations sur la période 1936 à 2007, se caractérise par une fluctuation relativement forte surtout à la station de Bouira où le coefficient de variation est de 28% contre 25 et 23% pour les stations de Sétif et Béjaïa (*tableau 3*). L'écart entre les valeurs minimum et maximum, est très important. La pluviosité moyenne annuelle quant à elle, donne des valeurs relativement éloignées. Elle est de 394,45mm à la station de Sétif, 847,32mm à la station de Béjaïa et de 1003,89mm à la station de Bouira.

Tableau 3 : Paramètres statistiques de la variabilité des séries pluviométriques annuelles.

	Moyenne (mm/an)	Médiane (mm/an)	Ecart-Type	Min	Max	Etendue	CV%
Sétif	394,5	373,4	98,6	199,0	633,0	434,0	25
Béjaïa	847,3	823,7	198,3	435,8	1273,4	837,6	23
Bouira	1003,9	1009,1	285,3	473,0	1696,8	1223,8	28

4.2. Evolution des précipitations annuelle

L'évolution de la pluviosité sera appréciée par une visualisation graphique des précipitations en fonction des années à l'échelle annuelle (figure.2). Pour réduire l'écart des fluctuations des séries de précipitations et faire mieux ressortir leur tendance, nous avons utilisé la technique des moyennes mobiles aux différents pas de temps: le temps retenu pour notre étude est de 7ans.

L'analyse visuelle des graphes relatifs à la distribution annuelle montre une alternance des périodes sèches et humides de durées variables d'une station à l'autre. La courbe de tendance ne présente pas de tendance au niveau de la station de Sétif mais on remarque une tendance nette à la baisse au niveau des stations de Béjaïa et Bouira. La courbe lissée au niveau des stations de Béjaïa et Bouira, nous fait ressortir l'année du changement qu'est 1973 et à partir de laquelle la courbe ne dépasse plus la moyenne sur près de 35 ans. Les années excédentaires se situent surtout avant les années 1960 et 1970, alors que les années déficitaires se localisent essentiellement après 1970. Il en est de même pour la station de Sétif, bien que le déficit apparaisse moins prononcé et surtout moins persistant.

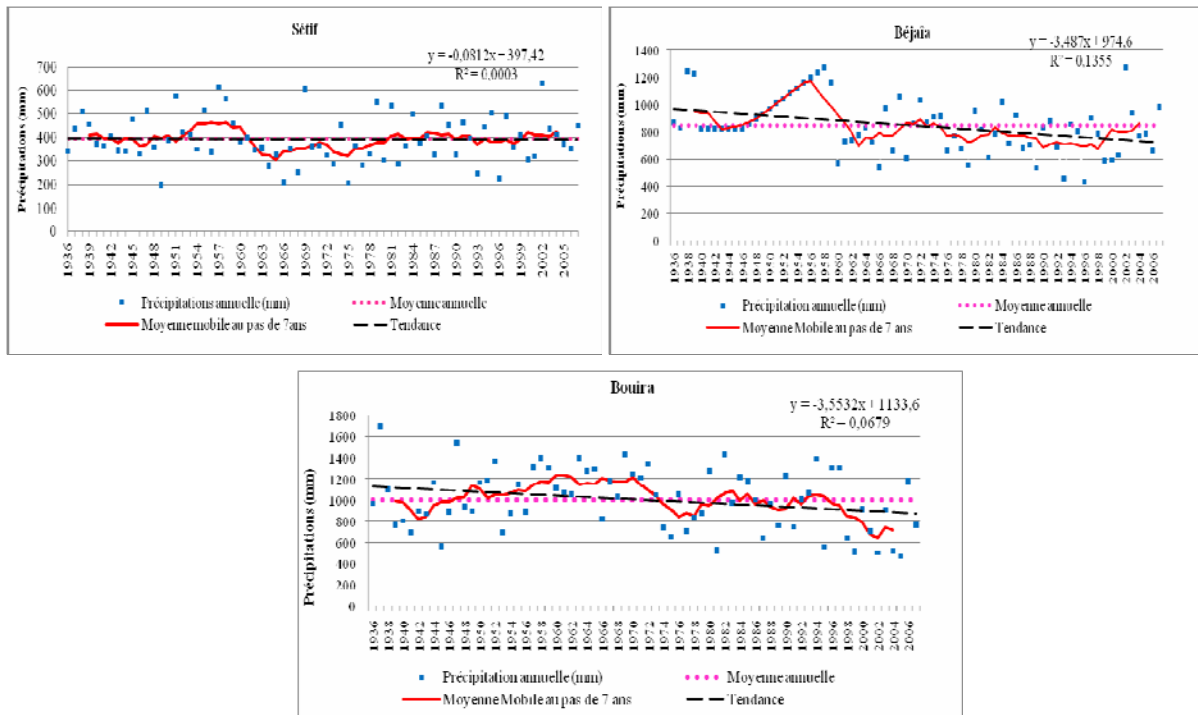


Figure 2 : Tendance des précipitations annuelles (1936- 2007)

4.3. Caractérisation de la sécheresse climatique

4.3.1. A l'échelle annuelle

Le calcul de l'Indice de Précipitation Standardisé à l'échelle annuelle pour les stations d'études au cours de la période 1936-2007 (Figure .3), nous indique que les sécheresses modérées varient entre 7% à la station de Sétif et 10% à Béjaïa et Bouira. Les sécheresses sévères oscillent entre 5% pour la station de Béjaïa, 7% pour la station de Sétif et enfin 10% pour la station de Bouira. Il est à signaler que 62% de ces sécheresses sont survenues lors de ces trois dernières décennies. Elles sont plus persistantes et fréquentes, formé de trois à huit années consécutives, tandis que les sécheresses observées avant les année 1960 étaient plutôt isolées et on observait exceptionnellement cinq années sèches consécutives. Parmi ces sécheresses, les plus sévères sont celles des années 2002 et 2007 qui ont touché la ville de Bouira et les années 1989, 1993 et l'année 1996 qui ont touché la ville de Béjaïa.

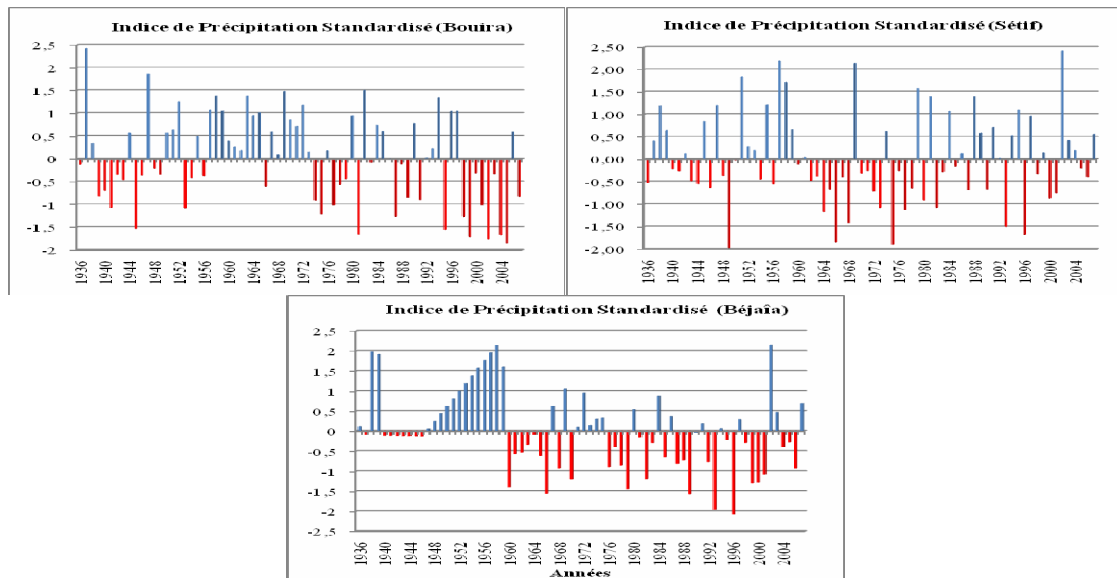


Figure 3 : Evolution annuelle de l'SPI au cours de la période 1936- 2007.

4.3.2. A l'échelle saisonnière

Pour mieux appréhender la sécheresse à l'échelle saisonnière, une évaluation de l'indice standardisé de précipitation à été faite à cette échelle. Nous avons procédé au calcul des fréquences des différentes sécheresses saisonnières (figure.4). Les résultats obtenus indiquent que les sécheresses d'automnes sont les plus fréquentes, elles représentent un taux qui varie entre 13 et 15% pour les trois stations, suivies de celles d'hivers qui varie de 4% à 15%, puis arrivent les sécheresses de printemps qui touchent la station de Bouira et Béjaïa avec respectivement 14% et 15% du total et enfin les sécheresses d'été. La station de Béjaïa reste la station la plus exposée aux différents types de sécheresses, elle est exposée aux quatre sécheresses saisonnières, suivie de la station de Bouira qui totalisent trois types de sécheresse, la station de Sétif quant à elle, est exposée surtout aux sécheresses d'automne et d'été.

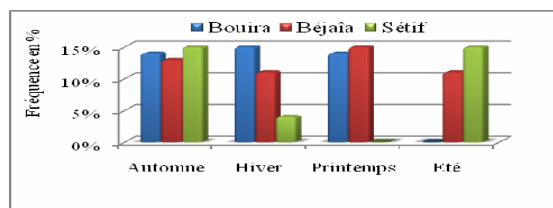


Figure 4 : Fréquence des sécheresses saisonnières au cours de la période (1936- 2007).

4.3.2. A l'échelle mensuelle

Pour caractériser la sécheresse mensuelle, nous avons procédé aux calculs des SPI mensuelles, puis aux calculs des fréquences des sécheresses mensuelles en particulier du mois de Janvier et du mois d'Août, étant donné qu'ils représentent pour les trois stations le mois le plus froid, et le mois le plus chaud. Les résultats obtenus (*figure.5 et 6*), nous indiquent que plus de 75% des sécheresses des mois d'Août et des mois de Janvier, au cours des 72 ans, sont proches de la normale. Les sécheresses sévères et modérées sont quasiment nulles pour le mois d'Août alors qu'elles représentent 7 à 10% des sécheresses observés au sein du mois de Janvier.

Ceci nous renseigne encore une fois sur la tendance à l'assèchement qui s'est accentuée lors de ces dernières décennies, nous conduisant ainsi à des années à deux saisons au lieu de quatre (hiver et été) [5].

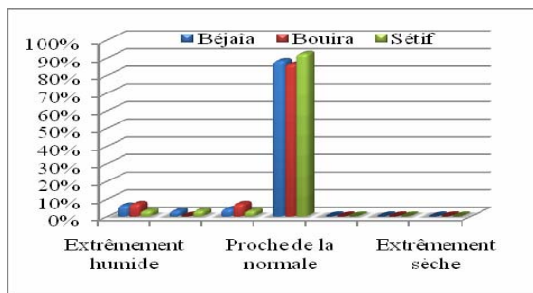


Figure 5 : Fréquence des sécheresses du mois d'Août au cours de la période (1936- 2007).

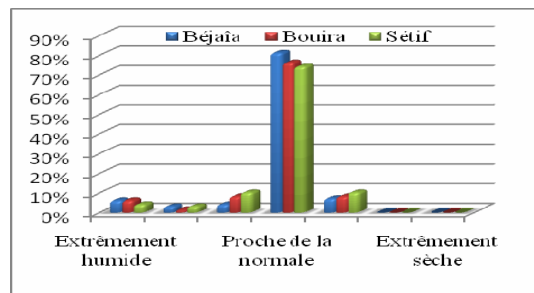


Figure 6 : Fréquence des sécheresses du mois de Janvier au cours de la période (1936- 2007).

Conclusion

L'évolution des précipitations dans le bassin versant de la Soummam affiche généralement une tendance à la baisse à partir des années 1960- 1970. Cette sécheresse s'est imposée avec force ces dernières décennies.

A l'échelle saisonnière, on observe une diminution de l'importance du Printemps et l'Automne nous conduisant ainsi à des années à deux saisons (Hivers- Eté).

A l'échelle mensuelle, on observe surtout une diminution de l'importance des mois les plus pluvieux.

Bibliographie

- [1]. Aghrab A, 2003: *Etude de la sécheresse au Maroc*. Le manuscrit, 109p.
- [2]. Bootsma A., Boisvert J.B ., De Jong R. & Baier W., 1996. *La sécheresse et l'agriculture canadienne* : Une revue des moyens d'action. *Sécheresse* 7 : 277-285.
- [3]. Medjerab A., 2005: *Etude pluviométrique de l'Algérie Nord-Occidentale: Approche statistique et cartographie automatique*, Thèse de Doctorat d'Etat, USTHB /FST/GAT, Alger, 613p. + annexes.
- [4]. McKee TB, Doesken NJ, Kleist J., 1993: *The relationship of drought frequency and duration to time scales*. *Preprints, 8th Conference on Applied Climatology*, 17-22 January, Anaheim, CA : 179-184.
- [5]. Stour L; Agoumi A, 2009: *Sécheresse climatique au Maroc durant des dernières décennies*, Hydroécologie appliqué, Tome16, pp. 215-232.

« NEVEMONT », UN PROJET FINALISÉ POUR LA SURVEILLANCE DE LA NEIGE A BASSES ALTITUDES DANS LE TERRITOIRE ITALIEN

BARBANI M.¹, FAZZINI M.² et ROMEO V.³

¹Dipartimento nazionale Protezione Civile, Via Vitorchiano 2 - 00189 ROMA - email

Mario.Barbani@protezionecivile.it

²Università di Ferrara – Dipartimento di Scienze della Terra, Via Saragat, 1 – 44100 Ferrara; email - fzzmsm@unife.it

³Corpo Forestale dello Stato - Servizio Meteomont –Via Nizza 142 Roma

Resumé : Depuis la saison 2008-09, caractérisée par chutes de neige particulièrement abondantes, la Protection Civile italienne et le service Meteomont du Corpo Forestale dello Stato ont projeté un système de monitoring de l'enneigement à basse altitude qui va compléter l'information nivo-métrique fournie du réseau montagnard du Servizio Meteomont. Ce dernier réseau comprend actuellement plus de 1100 point de surveillance de la neige dans la plupart des plaines et collines du territoire italien, à l'exception de l'extrême sud et des îles principales. Le protocole de surveillance est de fournir aux centrales opérationnelles de la Protection Civile, nationale et locale, des indications spatiales et temporelles ponctuelles sur l'épaisseur et les caractéristiques de manteau neigeux au sol. Cela permet de suivre l'évolution en « temps réel » les chutes des précipitations mesurées à basses altitudes : celle-ci pouvant provoquer des problèmes sur le trafic autoroutier ou dans les grandes villes de plaine. Ce texte montre les résultats de la surveillance effectuée à l'occasion des abondantes chutes de neige du 17-18 décembre 2010 dans l'Italie centrale.

Mots clés : Nevemont, risque neige, enneigement à basses altitudes, SIG

Abstract : *The NEVEMONT project finalized at the snow monitoring at low altitude in the italian territory – after the very snowy winter, 2008-09 season the Dipartimento Nazionale della Protezione Civile italiana and the Servizio Meteomont del Corpo Forestale dello Stato have designed a system for monitoring of snow at low altitudes which will supplement the information provided of Servizio Meteomont mountain snow survey network. The latter network currently includes more than 1100 monitoring snow point in most of the plains and hills of Italy, with the exception of extreme south and main islands. The protocol of monitoring provide to inform national and regional centers of Protezione Civile relatively at spatial and temporal information on the distribution, thickness and characteristics of the snowpack on the ground. All this allows us to follow in real time the evolution of snowfall at the lowest altitudes; as they almost always cause severe problems with traffic or in medium and large cities of the plain. In this paper are shown results of monitoring carried out during the heavy snowfalls of 17-18 December in central Italy*

Key words : Nevemont, snow hazard, snowfall on the low altitude, GIS

INTRODUCTION

Le Corpo Forestale dello Stato (CFS) grâce à sa présence étendue sur le territoire rural montagnard, exerce depuis près de cinquante ans une activité de surveillance nivo logique en montagne et de secours pour les populations touchées par des avalanches ou par les chutes de neige étendues qui bloquent la circulation routière et isolent de vastes zones. Depuis quelques années, le CFS est intégré à la Protection Civile Italienne (DPC) et coordonne les activités de surveillance neige et avalanche, dans tout le territoire national, y compris en montagne. Tout cela afin de mieux gérer les problèmes liés aux chutes de neige qui ont des répercussions diverses sur le territoire (trafic routier et ferroviaire, lignes électriques, etc). Jusqu'à il y a deux ans, ces demandes ont été satisfaites en utilisant le réseau des bureaux régionaux mais les données produites et collectées au niveau central, n'étaient pas pratique à utiliser pour la gestion de l'urgence en temps réel.

Pour parvenir à un système d'exploitation fiable et rapide, en 2009, le CFS et la DPC ont conçu et mis en œuvre un réseau de surveillance de la neige à partir de capteur de mesures - fixes et itinérants - à basses et moyennes altitudes. En utilisant les patrouilles et tous les bureaux du CSA sur le territoire national, ces organismes sont capable de produire en temps réel des données et des informations utiles pour la gestion des urgences et des risques liés la neige. Ce texte montre les premiers résultats de ce système dont le succès « opérationnel »

dans un temps aussi bref, a généré le plus vaste et homogène réseau de surveillance des phénomènes neigeuses de l'Europe.

1. Le protocole NEVEMONT

Lorsque la météo du DPC émet le bulletin météo de surveillance en soulignant une « alerte neige » à basse altitude, le CFS met en garde les milles patrouilles avec message vice météorologique du DPC émet le bulletin météo de surveillance en soulignant une « alerte neige » à basse altitude, le CFS met en garde les milles patrouilles en leur envoyant un message texte indiquant, pour les 24 heures suivantes, le(s) secteur(s) géographique(s) ou la province dans lesquelles elles doivent effectuer des observations et des mesures. Les patrouilles de la CFS, où qu'ils soient, réalisent, où qu'elles soient, (toutes les une à trois heures en principe), les commentaires et observations suivants : conditions météorologiques, épaisseur de la neige soit sur un champ neige soit sur les routes principales, leur praticabilité et les actions proposées pour restaurer la circulation routière. Un ordinateur de poche, ayant un logiciel dédié, mémorise toutes les mesures prises, et grâce à un GPS, permet la localisation de la patrouille et le calcul des coordonnées des observations.

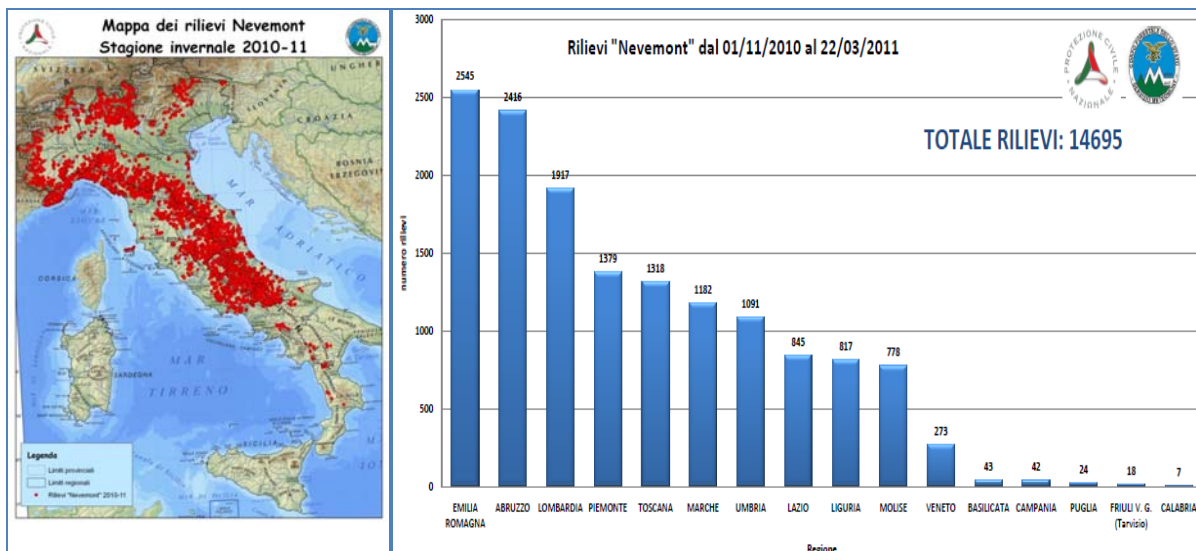


Figure 1 : a) Carte de la répartition des reliefs; en rouge sont évidences les points de relief b) quantification des reliefs nevemont par région.

De cette façon, les données en temps réel sont transmises via GPRS au SIM - Système d'Information de la Montagne - qui gère, développe et publie, sur le site du Meteomont. les données collectées par les patrouilles, les rendant disponibles aux services de la sécurité routière, à la météo des régions intéressées par les phénomènes neigeux et, enfin, aux citoyens même. Grâce a ces milliers de données quotidiennes arrivant en temps réel et provenant de régions éloignées et non desservis par les stations de mesure automatique, le système permet de suivre l'évolution spatiale et altitudinale du phénomène avec une excellente résolution. Durant la saison 2010-11, du début novembre à la fin mars, dans le système "Nevemont» on a ainsi recueilli environ 14.700 relevés dans 15 régions (16 si l'on considère le domaine de Tarvisio en Friuli Venezia Giulia), 72 provinces et 1605 municipalités (figure 1a et 1b) . Les indications sur la météo sont subjectives et n'indiquent pas la nature des précipitations (liquide ou solide, intensité forte, faible ou modérée ;figure 2a). Ces informations permettent de créer des cartes nécessaires pour suivre l'évolution spatiale et altitudinale des phénomènes neigeux durant les 24 heures ou durant des périodes plus brefs et correspondent à l'événement entier (figure 2b). Les nouvelles sur la viabilité des routes précisent l'état des par le détecteur de patrouille (figure 2c)

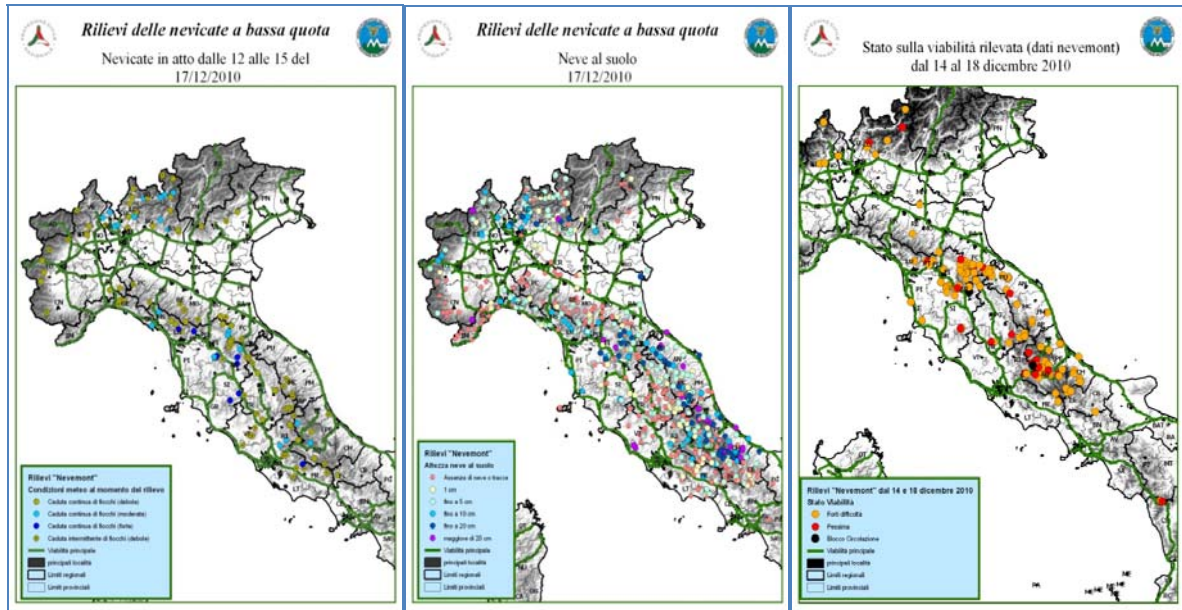


Figure 2 : type de précipitation survenant au moment de l'observation (a); exemple d'élaboration de l'épaisseur totale de la neige au sol dans les 24 heures (b); situation « viabilité » sur les grandes routes (c)

En absence, de données spatialisées, il est possible d'identifier des chutes de neige au sol grâce à la superposition des images dérivantes des élaborations des données numériques,

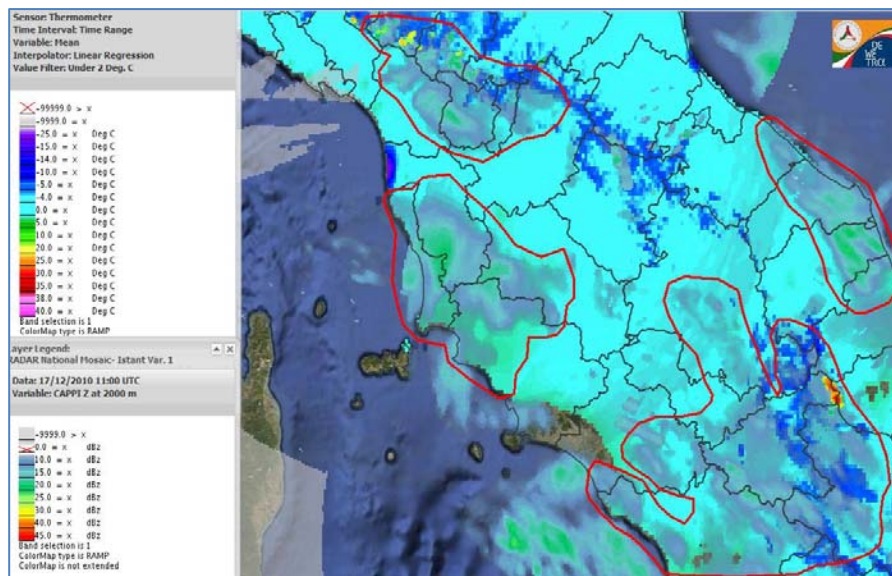


Figure 3 : superposition de la carte des températures avec une élaboration radar

relatifs au radars CAPPI à 2000 mètres avec la carte des températures réelles. (figure 3). Les images sont mises à jour tous les 15 minutes, les élaborations de type opérative tous les 30 minutes. On peut supposer que si la température est inférieure à 1.5°C avec une réflectivité significative au moins de 15 dbz, la précipitation est à caractère neigeuse.

2. La situation météorologique du 17-18 décembre 2010

Du 14 au 19 décembre 2010 des chutes de neige intenses ont affectées la plupart des régions de l'Italie Centre-septentrionale, y causant beaucoup de désagréments et de perturbations de la circulation routière, surtout en Toscane entre le 17 et le 18. Dès le 14 décembre, les régions italiennes sont atteintes par une advection massive d'air froid d'origine arctique intermédiaire, qui provoque une phase de gel intense et prolongée, avec des températures qui ont enregistré des valeurs inférieures à zéro dans le centre-nord et localement au sud. Jusqu'au jeudi 16, le temps reste ensoleillé au nord et sur la côte

tyrrhénienne, tandis que, sur le moyen versant adriatique et dans le sud du pays, une nébulosité importante est survenue, associée à des chutes de neige jusqu'au niveau de la mer.

Durant la nuit entre le 16 et le 17, sur le Golfe de Gènes se forme et se creuse un *talweg* de type dynamique, alimenté, du sol et jusqu'à 700 hPa, de masses d'air arctique intermédiaire - présence au sol d'un très robuste anticyclone des Açores, à l'ouest de l'Irlande, et par un flux zonal, plus mixte et humide au-dessus. Ce contraste provoque des chutes de neiges intenses et prolongées dans la Plaine du Po jusqu'au secteur tyrrhénien de la Toscane et du Lazio (figure 4).

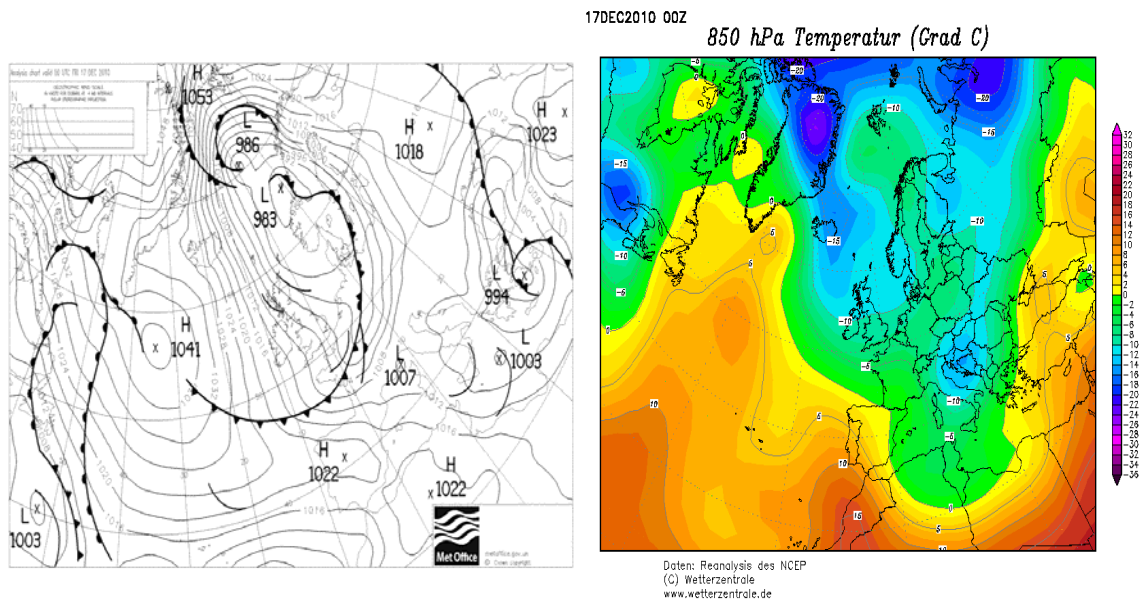


Figure 4 : champs de pression et front au sol situation du 17 décembre 2010 12 UTC (UKMO), et reanalysis GFS des champs de températures à 850 hPa (à droite)

Notamment, dans les plaines ou dans les collines du versant tyrrhénien centrale, chutes de neige significatives se vérifient seulement

- avec situations de NAO négative qui déterminent, jusqu'à 700 hPa, intense advection d'air arctique direct de la Scandinavie ou de la Groenland
- plus rarement, avec des très intenses advections d'aire polaire continentale prévenantes, à toutes les altitudes, des Balkans. En présence de ce type de circulation, très froide et secs, abondantes et étendues précipitations neigeuses de type orographique intéressent jusqu'à la mer le versant adriatique de la péninsule entre les Marches et l'Apulie tandis en le secteur tyrrhénien, elles se révèlent sporadiques.
- Enfin, les précipitations prennent caractère neigeux aussi à basse altitude si au niveau de 850 hPa, les températures sont inférieures à -6°C (Fazzini et al 2005 ; Fazzini et al 2006; Fazzini, 2007 ; Fazzini et Romeo 2011)

Le passage du front froid détermine, durant la journée du 17 décembre, des chutes de neige à caractère d'averses intermittentes; plus continues durant le matin sur la cote tyrrénienne et dans l'après-midi à l'intérieur du pays ; les phénomènes intéressent surtout la Toscane et l'Ombrie mais aussi les régions du Nord Est, les Marches, les Abruzzes et les secteur et la côte tyrrhénienne jusqu'à la latitude de Rome. Dans la soirée, la rotation et l'intensification des vents d'ouest provoque une hausse graduelle des températures, et un passage de la neige à la pluie sur la côte et les fonds des vallées du versant tyrrhénien tandis que dans les aires plus internes ; le 0°C thermique s'élève jusqu'à 700 mètres et la ligne de neige reste au niveau des moyennes collines (de 300 à 400 mètres), avec quelques situations locales d'inversion

thermique au fonds des vallées les plus internes. Environ 1300 indications sur l'évolution spatiale et temporelle des phénomènes neigeux, impliquant 15 régions italiennes ont été menées au niveau national grâce au protocole « Nevemont ». Grâce au SIG, on a ainsi obtenu plusieurs produits cartographiques ; par exemple, sur la figure 5, on remarque l'épaisseur de la neige fraîche sur la totalité de l'Italie centre-septentrionale avec un *zoom* sur la Toscane, le 18 décembre. Pour mieux mettre en évidence la couverture de neige (en bleu), on a superposé aux données relevées au sol, une image satellite MODIS, dans les bandes 7, 2 et 1.

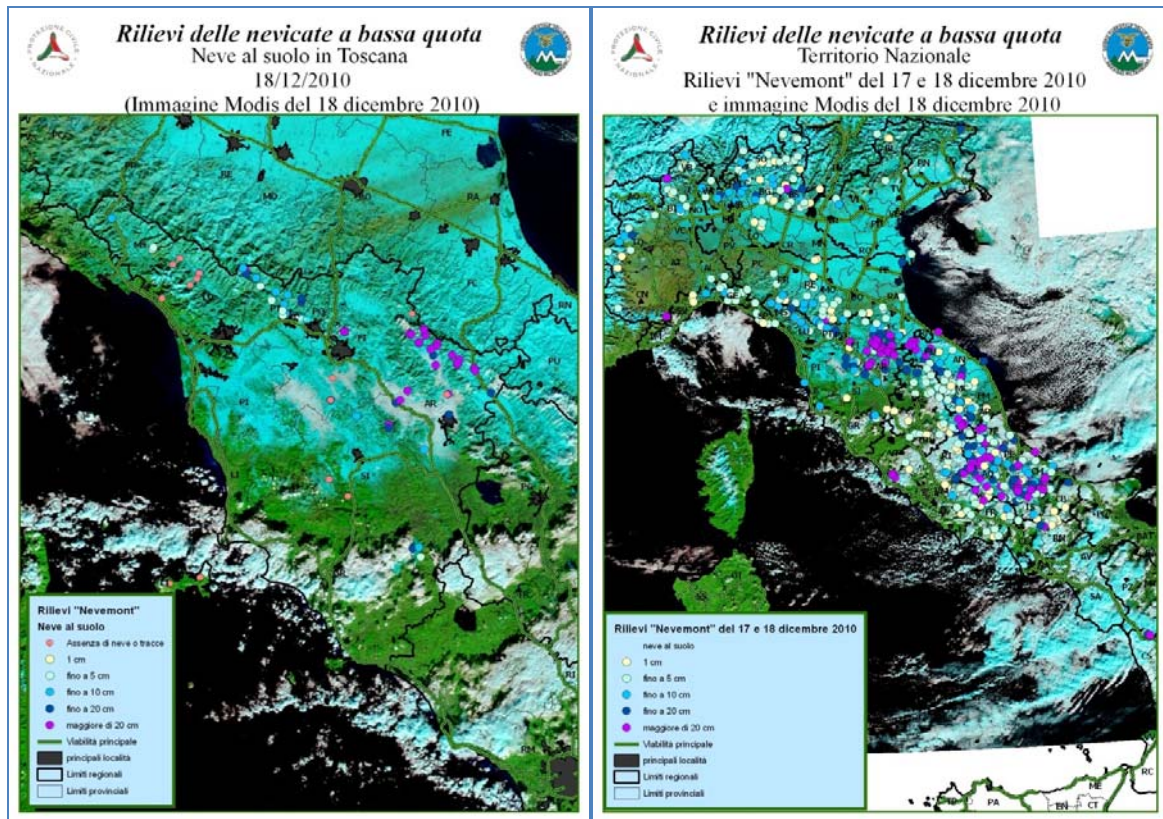


Figure 5 : carte de l'enneigement « *nevemont* », avec indications sur l'épaisseur de la neige au sol le 17-18 Décembre (à gauche) et zoom sur la Toscane du 18 décembre (à droite). La couverture neigeuse – en bleu est rendu plus visible par la superposition d'un image MODIS dans les bandes 7, 2 et 1.

Une couche de neige supérieure à 30 centimètres a été mesurée dans les plaines vallonnées ou les collines des provinces de Arezzo, Florence, Pesaro, Urbino et Chieti. En particulier, au-dessous de 200 mètres, l'épaisseur a atteint les 25 cm dans le fond de vallée de l'Ombrie et sur quelques secteurs de la côte des Abrusses et des Marches. Sur la Toscane les 161 relevés effectués, ont mis en évidence une épaisseur de neige variable entre 10 et 25 centimètres dans les plaines et les fonds des vallées des provinces de Florence, Pistoia et Arezzo – 20 centimètres à Florence – et de 25 à 45 centimètres sur les collines de la province de Siena et Arezzo. Sur la côte tyrrhénienne, près de Livorno, la neige atteint le 5-10 centimètres.

Ces abondantes chutes de neige ont causé, dans l'après-midi du vendredi 17, la paralysie totale du trafic sur les Autoroutes A 1 – Florence-Rome, A 11 – Florence-Pisa et A 12 – Livorno-Rosignano et parfois à l'intérieur des villes les plus importantes comme Florence, Prato et Siena. Les nombreuses mesures de la couche de neige et les cartographies en « temps réel » ont été particulièrement précieuses pour les structures de la Protection Civile car elles ont permis de mieux planifier en instantanée les exploitations vers les aires les plus intéressées des incommodités mêmes. Par exemple, par rapport à la taille et la répartition de la neige au sol, des décisions immédiates et correctes ont été prises, - relativement au blocage du trafic de véhicule poids lourd et de sa déviation sur les routes secondaires ou sur le filtrage

des voitures non équipées avec chaînes ou de « *pneus neige* » afin d'éviter une paralysie totale de la plus importante autoroute italienne.

3. Conclusion

Durant les deux dernières saisons d'hiver, du début novembre à la fin mars, dans le système "Nevemont" on a recueilli près de 22.00 données nivo-météorologique, dans 16 régions 72 provinces et 1605 municipalités. Cette collecte peut-être considérée comme exceptionnelle compte tenu de la nouveauté du projet et du très faible cout pour le Corpo Forestale dello Stato. La pluparts mesures précieuses va former une base de données originale pour des postes situés en plaine ou à basses altitudes. Durant le dernier printemps, le réseau Nevemont s'est étendu aux régions de l'extrême sud de l'Italie, caractérisées par un climat typiquement méditerranéen, au moins le long des côtes et dans les zones de colline. Les épisodes neigeux, y causent d'énormes perturbations à la circulation, en raison de l'absence d'expérience des populations locales dans la conduite sur neige ou sur verglas. Cela est d'autant plus important que dans tous les secteurs de basse montagne et de colline du sud de l'Italie. durant les dix dernières années, on observe une hausse des cumuls de neige fraîche saisonnière et des jours avec précipitations neigeuses (Romeo et Fazzini, 2011). Une surveillance plus étendue des phénomènes neigeux peut devenir un important outil opérationnel important afin réduire le risque d'embouteillages ou accidents de la circulation. En même temps, grâce à des algorithmes qui permettent l'interpolation entre les données recueillies au sol, les images radar et les satellitaires HR, on peut maintenant produire une cartographie mise à jour en "temps réel" et améliorer encore plus les informations sur le risque de neige.

Bibliographie

- Fazzini M., Lanzarone D., Romeo V., Gaddo M. et Billi P. 2005: "Inverno 2005: le neviccate eccezionali sull'Italia centrale – analisi meteo-climatica e nivologica dell'evento" *Neve e Valanghe* **55**, AINEVA ed, 6-15
- Fazzini M., Magagnini L., Giuffrida A., Frustaci G., Di Lisciandro M. et Gaddo M. 2006: « Nevosità in Italia negli ultimi 20 anni » in *Neve e Valanghe* 58, AINEVA ed, *Volume Speciale innevamento in Italia* – 22-33.
- Fazzini M., 2007: "Caratterizzazione generale dei fenomeni di innevamento in Italia" in *Neve e valanghe* **60**; AINEVA ed. 36-49.
- Romeo V. et Fazzini M., 2008 : la neve in Appennino, prime analisi su 30 anni di dati nivometeorologici. *Neve e valanghe* - 63; 58-67. AINEVA ed.

Les sites web utilisés ou consultables :

<http://www.simontagna.it/portalesim/meteomont.jsp?pid=4097>

<http://www.sian.it/infoMeteo/listaRilieviBassaQuota.do>

ESTIMATIVE DE L'ÉPOQUE DE MATURATION PAR DIFFÉRENTS CULTIVARS DE CAFÉ ARABICA BASÉE SUR LE DEGRÉS-JOURS DANS UNE RÉGION TROPICALE DU BRÉSIL

BARDIN-CAMPAROTTO, L.¹; CAMARGO, M.B.P.^{2,3}; BLAIN, G.C.²; PEDRO JÚNIOR, M.J.²

¹ Ingénieur en environnement; MsC. Instituto Agronômico (IAC/APTA/SAA). Av. Barão de Itapura, 1481. Zip code: 13012-970; mail box 28; Campinas-SP, Brazil; F. (55 19) 2137.0600. Bolsista FAPESP; e-mail: ludmila_bardin@yahoo.com.br

² Chercheur scientifique. Instituto Agronômico (IAC/APTA/SAA). Av. Barão de Itapura, 1481. Zip code: 13012-970; mail box 28; Campinas-SP, Brazil; F. (55 19) 2137.0600; e-mail: mcamargo@iac.sp.gov.br; gabriel@iac.sp.gov.br; mpedro@iac.sp.gov.br;

³ Boursier CNPq;

Résumé : *Dans l'Etat de São Paulo il y a des zones avec des agro-écosystèmes du café qui se distinguent par rapport aux autres, principalement en raison de conditions climatiques plus favorables à la culture du café Arabica. Le facteur thermique influe sur la durée de fructification et sur l'époque de maturation, c'est à dire, plus l'altitude et la région plus chaude, plus précoce serait la maturation. Dans ce contexte, des cartes de la maturité probable pour les différentes variétés de café sont produites pour l'aide à identifier les zones avec différents types de café de qualité arabica naturel à São Paulo. On observe que la région ouest de l'Etat présente les dates de maturation avant le 15 mars (températures élevées). Dans l'est-nord-est de l'Etat, la maturation se produit dans les périodes subséquentes à mai, en indiquant les localités avec la boisson de meilleure qualité.*

Mots-clés : *la maturation, la qualité, Système d'information géographique-SIG; carte.*

Abstract : *Estimate of the epoch of maturation of different cultivars of arabica coffee based in degree-days in a tropical region of Brazil: In the State of São Paulo there are areas with coffee agroecosystems that distinguished themselves in relation to others, mainly due to climatic conditions more favorable to the cultivation of arabica coffee. The thermal factor influences the duration of fruiting and in epoch of maturation, ie, as much as lower altitude and warmer the region, more precocious will be the maturation. In this context, aiming to help in identifying areas with different types of natural quality of arabica coffee in São Paulo were generated maps of the probable season of maturity for different cultivars of coffee. It is observed that the region west of the State presents maturation dates before March 15 (high temperatures). In the east-northeast of the State, maturation occurs in periods subsequent to May, indicating the localities with better quality drink.*

Keywords : *maturation; quality, GIS; map;*

Introduction

La culture du café, originaire des hauts plateaux de l'Ethiopie a été installée dans le XIX^e siècle, d'abord dans la vallée du Paraíba, située à São Paulo, un des principaux producteurs de café de qualité en provenance du Brésil, et elle s'est étendu plus tard à les autres régions, la région Centrale, l'Ouest et du Nord-est. Dans l'Etat de São Paulo il y a des zones avec des agro-écosystèmes du café qui se détachent par rapport aux autres, surtout en raison de conditions climatiques plus favorables à la culture du café arabica. Cette variété de café à cycle phonologique où les phases de floraison et la maturité surviennent à des moments qui varient selon la région. Le facteur thermique influe sur la durée de fructification et sur l'époque de maturation, c'est à dire, plus l'altitude et la région plus chaude, plus précoce serait la maturation. Les caractéristiques du climat influence la qualité du café en fonction de la vitesse du développement du fruit, l'apparition de procédés de fermentation prolongée et l'incidence de fèves défectueuses. Lorsque le cycle de production est très court, les acides chlorogéniques fragmentées et les tryptophanes manifestent un goût amer et astringent. Toutefois, si le cycle est long, les transformations biochimiques sont complétées et les précurseurs accumulées donneront des caractéristiques plus favorables de la boisson. Dans ce contexte, pour l'aider à identifier les zones avec différents types de café de qualité arabica

naturel à São Paulo ont été produit des cartes de l'époque probable de la maturité pour différentes variétés de café, les types Mundo Novo, Catuaí et Obatã.

1. Matériel et Méthodes

L'Etat de São Paulo est situé entre les coordonnées géographiques 19° 30' et 25° 15'S et 44° 00 ' et 53° 15'O, d'une superficie approximative de 247,941.2 km². Les altitudes des zones de café varient entre 500 et 1200 m. Cet Etat est bordé avec les États de Rio de Janeiro, Minas Gerais, Mato Grosso et du Paraná et est limité au sud-est avec l'océan Atlantique. Selon A. P. Camargo (1974), les caractéristiques générales du climat de l'État sont généralement considérées comme tropicales et peuvent être classés comme tropicales d'altitude.

L'espèce *Coffea arabica* L. est la plus cultivée dans l'État de São Paulo, et elle a une grande importance économique pour les régions qui la cultivent, en plus d'être l'espèce de café la plus consommée dans le monde. Les cultivars de café arabica qui prédominent dans São Paulo et ont été utilisés dans l'étude sont les suivants:

- **Cultivar Mundo Novo:** grande plante, fort, de fruits rouges et d'excellente qualité, de maturation moyenne et une très bonne qualité de la boisson (Fazuoli *et al.*, 2007).
- **Cultivars Catuaí Rouge et Catuaí Jaune:** de petite taille, ils présentent une période de maturation entre moyenne et plus tard et une très bonne qualité de la boisson (Fazuoli *et al.*, 2007).
- **Cultivar Obatã:** de petite taille, ils présentent une période retard de maturation et une très bonne qualité de la boisson et résistant à la rouille (Fazuoli *et al.*, 2007).

La période de floraison / maturité a été estimée en fonction du travail de Nunes *et al.* (2010) qui a déterminé les besoins thermiques quantifiés par l'accumulation des degrés-jours (DJ) pour les cultivars de café: Mundo Novo, Catuaí et Obatã. Les valeurs considérées complémentaires à la période de floraison-maturation ont été: 2900 DJ pour le cultivar Mundo Novo, DJ 2990 pour le Catuaí, 3200 DJ pour le Obatã. Le calcul des degrés-jours cumulés (DJ) a été déterminé selon l'équation ci-dessous:

$$DJ = \sum T_{med} - T_b$$

où T_{med} = température moyenne de l'air (° C), T_b est la température-base inférieur (° C) et la valeur de la période de floraison-maturation pris en considération de 10,2 ° C (PEZZOPANE *et al.*, 2005).

L'époque d'occurrence de la floraison utilisée dans ce travail a été déterminé pour ZACHARIAS *et al.* (2008) comme se produisant le 15 Septembre.

Les cartes des valeurs cumulées de DJ, qui indiquent le temps de la maturité des cultivars Mundo Novo, Catuaí et Obatã ont été préparés en utilisant le modèle numérique binaire de les températures moyennes mensuelles.

Par la suite, on additionné les valeurs de DJ accumulées mois par mois, en utilisant le SIG-ILWIS, selon Bardin *et al.* (2010), compte tenu de la date de floraison du 15 Septembre:

- Cultivar Mundo Novo:

$$(2900 - (((djsep/30)*15) + (djoct+djnov+djdéc+djjan+djfév+djmar)))/(djavr2/30)$$

- Cultivar Catuaí:

$$(2990 - (((djsep/30)*15) + (djoct+djnov+djdéc+djjan+djfév+djmar)))/(djavr/30)$$

- Cultivar Obatã:

$$(3200 - (((djsep/30) * 15 + (djoct + djnov + djdéc + djjan + djfév + djmar + djavr))) / (djmai/31))$$

où: djjan = la carte mensuelle de DJ accumulée pour le mois de Janvier; djfév = la carte mensuelle de DJ accumulés pour le mois de février; djmar = la carte mensuelle de DJ accumulés pour le mois de mars; djavr = la carte mensuelle de DJ accumulés pour le mois d'Avril; djmai = la carte mensuelle de DJ accumulés pour le mois de Mai; djjun = la carte mensuelle de DJ accumulés pour le mois de Juin; djjul = la carte mensuelle de DJ accumulés pour le mois de Juillet; djago = la carte mensuelle de DJ accumulés pour le mois d'Août; djset = la carte mensuelle de DJ accumulés pour le mois de Septembre; djout = la carte mensuelle de DJ accumulés pour le mois d'Octobre; djnov = la carte mensuelle de DJ accumulés pour le mois de Novembre; djdez = la carte mensuelle de DJ accumulés pour Décembre.

La date de maturation est le résultat de la division du total de degré-jours de la maturation (dernier mois de l'équation) par le nombre de jours dans le mois, obtenue lorsque la valeur totale de DJ a été atteint. De ce point, les valeurs journalières de degrés-jours ont été additionnés pour atteindre 2900 DJ (Mundo Novo), 2990 DJ (Catuaí) et 3200 DJ (Obatã) en déterminant la date estimée de la maturité.

2. Résultats et discussion

Visant à aider à identifier les zones avec différents types de qualité naturelle du café arabica dans l'État de São Paulo, ont été produites des cartes de l'époque probable de la maturation du café pour les cultivars Mundo Novo (Figure 1), Catuaí (Figure 2) et Obatã (Figure 3).

Pour le cultivar Mundo Novo, la région ouest de l'État, qui comprend les régions Nord-Ouest, Araraquarense, Nova Alta Paulista, Marília, la maturation est arrivée avant 31 mars. Ce fait peut-être expliqué par les températures élevées dans la région, ce qui rend le retard du cycle du café, ce qui pourrait entraîner des boissons de qualité inférieure en raison de la fermentation indésirable. La même chose peut être observée pour la maturation des deux autres cultivars (Catuaí et Obatã), où la récolte est également anticipée dans ces régions.

Pour le cultivar Catuaí la région Ouest aussi présente les dates de la maturation antérieur a 31 de Mars et à cultivar Obatã antérieur au 30 avril, dû au fait que ce cultivar est plus tardif.

Dans l'est et le nord de l'Etat, notamment représentée par la région de Mogiana, où les altitudes sont plus élevées (800 à 1200m), la maturation se produit dans les périodes subséquentes à mai, permettant la présence des fermentations désirables qui conduisent à l'obtention d'une bonne boisson de qualité naturelle.

Ainsi, le cycle (floraison / maturité) dans la région de l'Ouest prend environ 197 jours pour les cultivars Mundo Novo et Catuaí, et 227 pour Obatã. Maintenant dans la region est-nord-est sont environ 273 jours (Mundo Novo et Catuaí) et 303 jours pour le cultivar Obatã.

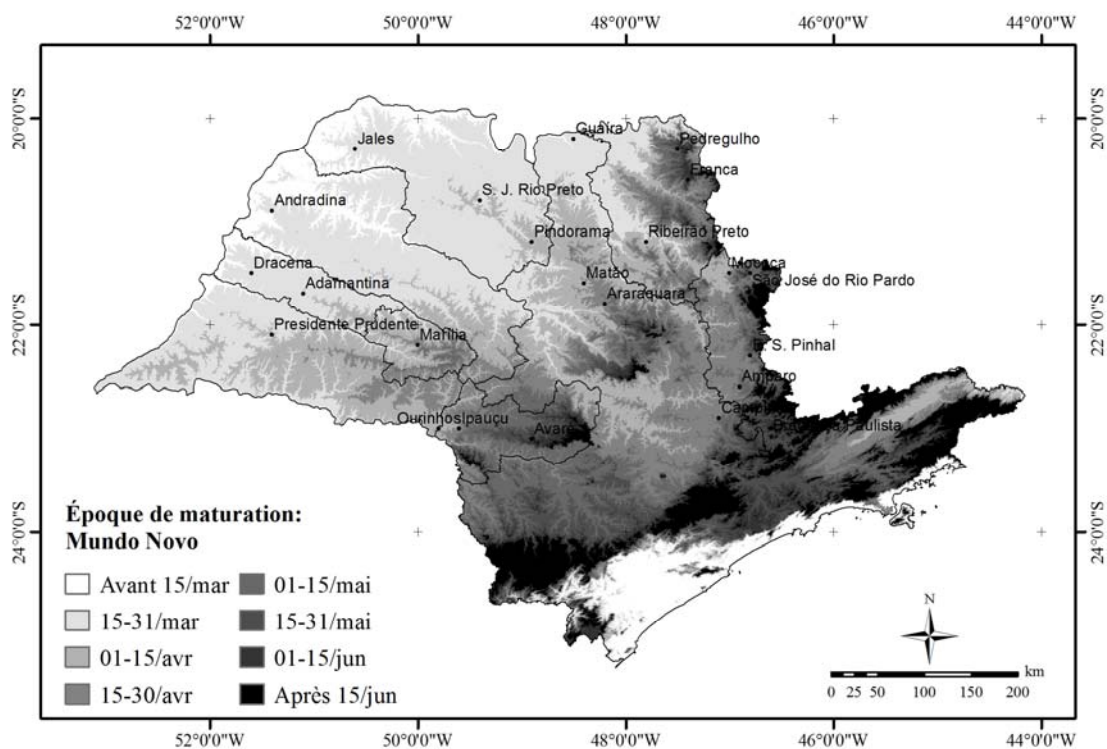


Figure 1 : Époque de maturation du cultivar Mundo Novo, compte tenu de la floraison le 15 Septembre et la nécessité thermique de 2900 DJ.

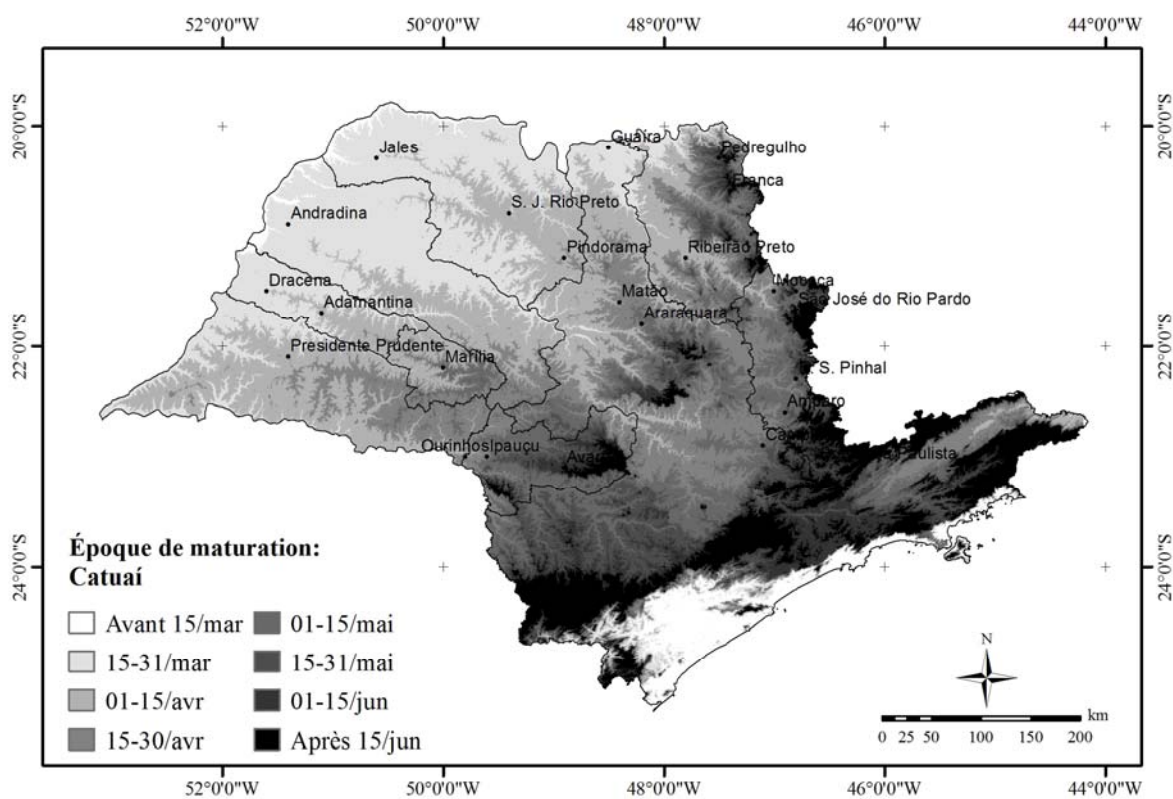


Figure 2 : Époque de maturation du cultivar Catuaí, compte tenu de la floraison le 15 Septembre et la nécessité thermique de 2990 DJ.

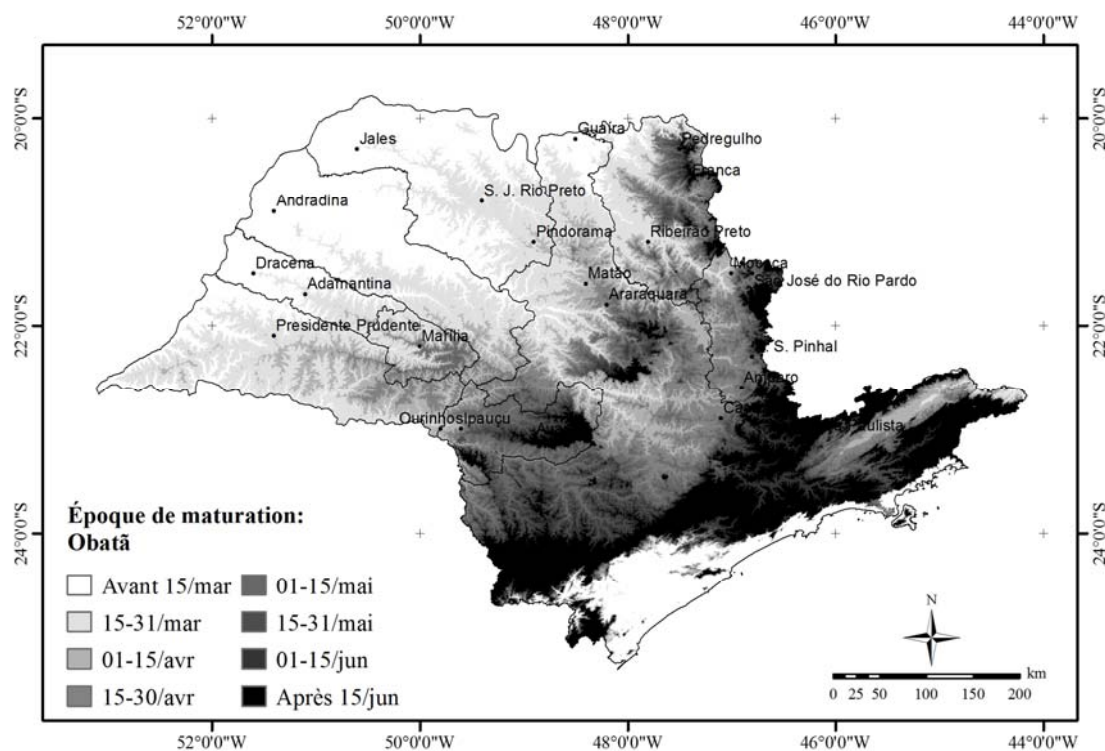


Figure 3 : Époque de maturation du cultivar Obatã, compte tenu de la floraison le 15 Septembre et la nécessité thermique de 3200 DJ.

Conclusion

Dans l'Etat de Sao Paulo, où les températures sont plus élevées (région ouest), la maturation de café Arabica peut être réalisée avec un maximum de trois mois à l'avance, par rapport aux zones est et nord-est. La région Mogiana de São Paulo, avec des altitudes entre 800 et 1200m d'altitude, a de bonnes conditions climatiques pour obtenir une bonne boisson de qualité naturelle.

Bibliographie

- Bardin, L; Pedro Júnior, M.J.; Moraes, J.F.L.; Pedro, F.G., 2010: Estimativas das épocas de colheita da videira "Niagara Rosada" na região do Pólo Turístico do Circuito das Frutas, São Paulo. *Scientia Agraria*, **11**, 135-139.
- Camargo, A.P., 1974 : *Clima*. In: Cultura de café no Brasil. Manual de recomendações. Rio de Janeiro, Instituto Brasileiro do Café, 20-35.
- Fazuoli, L.C.; Silvarola, M.B., Salva, T.J.G., 2007: Cultivares de café arábica do IAC: Um patrimônio da cafeicultura brasileira. *O Agrônomo*, **59**, 12-15.
- Pezzopane, J.R.M.; Pedro Júnior, M.J.; Camargo, M.B.P.; Fazuoli, L.C., 2005: *Temperatura-base e graus-dia com correção pela disponibilidade hídrica para o cafeeiro Mundo Novo no período florescimento-colheita*. In: XIV Congresso Brasileiro de Agrometeorologia, 9-10.
- Nunes, F.L.; Camargo, M.B.P.; Fazuoli, L.C.; Pezzopane, J.R.M., 2010: Modelos agrometeorológicos de estimativa da duração de estágio floração-maturação para três cultivares de café arábica. *Bragantia*, **69**, 1011-1018.
- Zacharias, A.O.; Camargo, M.B.P.; [Fazuoli, L.C.](#), 2008: Modelo agrometeorológico de estimativa do início da florada plena do cafeeiro. *Bragantia*, **67**, 249-256.

CIRCULATION ATMOSPHÉRIQUE SIMULÉE PAR LES MODÈLES DE CIRCULATION GÉNÉRALE EN EUROPE DE L'OUEST : ÉVALUATION ET PROJECTIONS FUTURES.

BELLEFLAMME A., FETTWEIS X. et ERPICUM M.

Laboratoire de Climatologie et Topoclimatologie, Université de Liège, Allée du 6-août, 2, 4000 Liège, Belgique, A.Belleflamme@ulg.ac.be, Xavier.Fettweis@ulg.ac.be, Michel.Erpicum@ulg.ac.be

Résumé : La circulation atmosphérique simulée par les modèles de circulation générale est utilisée à la fois pour forcer les méthodes de mise à l'échelle et pour faire des projections du climat futur. Il est donc essentiel de l'évaluer. Pour cela, une classification automatique de types de circulations est appliquée à la hauteur géopotentielle journalière à 500 hPa. Cette classification est réalisée pour les réanalyses NCEP-NCAR 1 puis les types de circulations individualisés sont imposés aux simulations de six modèles de circulation générale. Pour le climat récent (scénario 20C3M), il apparaît que des biais dans la hauteur géopotentielle moyenne et une sous-estimation de la variabilité des circulations ne permettent pas à la plupart des modèles de simuler correctement la circulation atmosphérique en Europe de l'ouest. Pour le climat futur (scénario A1B), une hausse généralisée de la hauteur géopotentielle est projetée, entraînant l'apparition de nouveaux types de circulations.

Mots-clés : Circulation atmosphérique, Classification de types de circulations, Modèles de circulation générale, Europe de l'ouest

Abstract : Atmospheric circulation simulated by general circulation models over western Europe : evaluation and future projections. Atmospheric circulation simulations from general circulation models are used as forcing for downscaling methods and for future projections. Thus, it is essential to evaluate them. An automatic circulation type classification is applied to daily 500 hPa geopotential height data. Firstly, the classification is done for the NCEP-NCAR 1 reanalysis, and then the main circulation types are imposed to the simulations of six general circulation models. For recent climate (20C3M scenario), it appears that most models are not able to simulate well the circulation over western Europe, due to biases in the mean geopotential height and an underestimation of the circulation variability. For future climate (A1B scenario), a general increase of the geopotential height is projected, leading to the emergence of new circulation types.

Keywords : Atmospheric circulation, Circulation type classification, General circulation models, Western Europe

Introduction

Les projections du climat futur sont basées sur les simulations des modèles de circulation générale (GCM). Ces mêmes simulations servent également comme données de forçage pour les méthodes de mise à l'échelle (downscaling) comme les modèles climatiques régionaux. La qualité des simulations des GCM est donc essentielle vu que celles-ci sont à la base de toutes les projections futures (Wilby et Wigley, 2000). De plus, la circulation atmosphérique simulée par les GCM influence fortement les variables de surface comme la température et les précipitations. Enfin, vu qu'elle est pratiquement indépendante de la surface, de la topographie, de l'affectation du sol ..., on peut supposer qu'elle est mieux simulée que la température et les précipitations vu la faible résolution spatiale des GCM (Yarnal *et al.*, 2001).

1. Données

L'analyse présentée ici est faite sur base de la hauteur géopotentielle journalière à 500 hPa pour les mois de juin, de juillet et d'août sur un territoire de 1700 km de côté centré sur la Belgique et recouvrant la majeure partie de l'Europe de l'ouest. Les données de six modèles de circulation générale (BCCR-BCM2.0, CCCma-CGCM3.1/T47, CCCma-CGCM3.1/T63, IPSL-CM4_v1, UKMO-HadCM3 et UKMO-HadGEM1) proposés par le GIEC dans son dernier rapport (AR4) (Randall *et al.*, 2007) ont pu être obtenues pour le scénario 20C3M (20th century climate in coupled models) qui simule le climat actuel avec les conditions de forçage radiatif de ces dernières décennies sur la période 1961-1990 et pour le scénario socio-économique d'émissions de gaz à effet de serre A1B (scénario moyen) sur les périodes 2046-2065 et 2081-2100. Ces données sont comparées aux réanalyses NCEP-NCAR 1 (National Centers for Environmental Prediction – National Center for Atmospheric Research) et ERA-

40 du ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) sur la période 1961-1990. Afin de pouvoir être intégrées par l'algorithme de classification, toutes les données ont été interpolées sur une grille de 100 km de résolution indépendamment de leur résolution initiale.

2. Méthode

La méthode employée est une classification automatique de types de circulations atmosphériques. Elle regroupe les situations de hauteur géopotentielle journalière similaires sur base d'un indice de similitude proche d'une corrélation afin de mettre en évidence quelques types représentatifs de la circulation atmosphérique de la région considérée (Fettweis *et al.*, 2010 ; Philipp *et al.*, 2010 ; El-Kadi et Smithson, 1992). Cette démarche permet ainsi une analyse des simulations des GCM à l'échelle journalière en considérant des types de circulations relativement homogènes, contrairement aux analyses habituelles qui se limitent aux moyennes mensuelles et qui négligent ainsi la variabilité des circulations atmosphériques (Bardossy *et al.*, 2002). Or, c'est précisément cette variabilité qui permet d'expliquer les canicules, les sécheresses et de manière générale les événements climatiques extrêmes. Notre but est donc, à l'aide de la classification, d'analyser en particulier l'aptitude des GCM à simuler la variabilité de la circulation atmosphérique (Anagnostopoulou *et al.*, 2009 ; Demuzere *et al.*, 2008 ; Kysely et Huth, 2006). Pour cela, la classification est d'abord appliquée aux données des réanalyses NCEP-NCAR 1 sur la période 1961-1990 afin de mettre en évidence les principaux types de circulations. Cette classification sera utilisée comme référence pour forcer les classifications des données des GCM. En effet, comme la méthode de classification est automatique, si elle est appliquée à des jeux de données différents, les classes formées seront différentes, empêchant toute comparaison. Vu qu'ici les classes sont imposées et donc identiques pour tous les jeux de données, la comparaison peut se faire uniquement sur base des différences de fréquences pour chaque classe.

Dans un premier temps, les simulations des GCM pour le climat récent (scénario 20C3M) sont comparées aux réanalyses NCEP-NCAR 1 sur la même période (1961-1990). Ceci permet d'évaluer la capacité des GCM à simuler le climat des dernières décennies ; ce qui est essentiel pour se faire une idée de la fiabilité de leurs projections futures. La même démarche est réalisée pour les réanalyses ECMWF qui servent de validation à la qualité des réanalyses NCEP-NCAR 1. Ensuite, l'analyse est répétée pour les deux périodes futures (2046-2065 et 2081-2100, scénario A1B). La comparaison directe avec les résultats de la classification pour les réanalyses NCEP-NCAR 1 et les simulations 20C3M des GCM permet une analyse détaillée de l'évolution future de chaque type de circulation.

3. Résultats

3.1. Analyse préliminaire

Le tableau 1 reprend la moyenne saisonnière (juin, juillet et août) ainsi que l'écart-type moyen saisonnier de la hauteur géopotentielle à 500 hPa sur l'ensemble du domaine pour les trois périodes de chaque GCM ainsi que pour les réanalyses. Il apparaît clairement que tous les GCM sous-estiment la hauteur géopotentielle pour le climat récent, excepté HadGEM1 qui la surestime légèrement. Pour le futur, les GCM projettent une hausse généralisée de la hauteur géopotentielle moyenne, tout en conservant leurs biais. Ainsi, plusieurs GCM affichent une hauteur géopotentielle moyenne plus proche de celle des réanalyses pour la première période future (2046-2065) que pour le climat récent.

Quant à l'écart-type de la hauteur géopotentielle, qui caractérise la variabilité de celle-ci, la plupart des GCM le sous-estiment fortement, excepté CCCma/T63. Ceci est très important vu

que les résultats de la classification dépendent fortement de la variabilité des données.

Tableau 1 : Moyenne et écart-type saisonniers (juin, juillet et août) de la hauteur géopotentielle à 500 hPa pour les trois périodes considérées pour les réanalyses et les GCM (en m).

Moyenne	BCCR	CCCma/T47	CCCma/T63	HadCM3	HadGEM1	IPSL	NCEP	ECMWF
1961-1900	5686	5653	5657	5683	5725	5656	5703	5704
2046-2065	5723	5711	5723	5745	5780	5706		
2081-2100	5750	5736	5747	5777	5826	5737		

Écart-type	BCCR	CCCma47	CCCma63	HadCM3	HadGEM1	IPSL	NCEP	ECMWF
1961-1900	69,11	88,66	96,82	84,49	86,07	76,93	91,32	94,38
2046-2065	70,48	92,65	97,23	89,53	82,13	78,68		
2081-2100	66,21	94,83	99,54	87,54	81,48	79,27		

3.2. Climat récent

Le nombre de classes a été fixé à 12 car d'une part, tous les principaux types de circulations observés en Europe de l'ouest sont représentés, et d'autre part, ce nombre de classes minimise les écarts des fréquences de chaque classe entre les réanalyses NCEP-NCAR 1 et ECMWF.

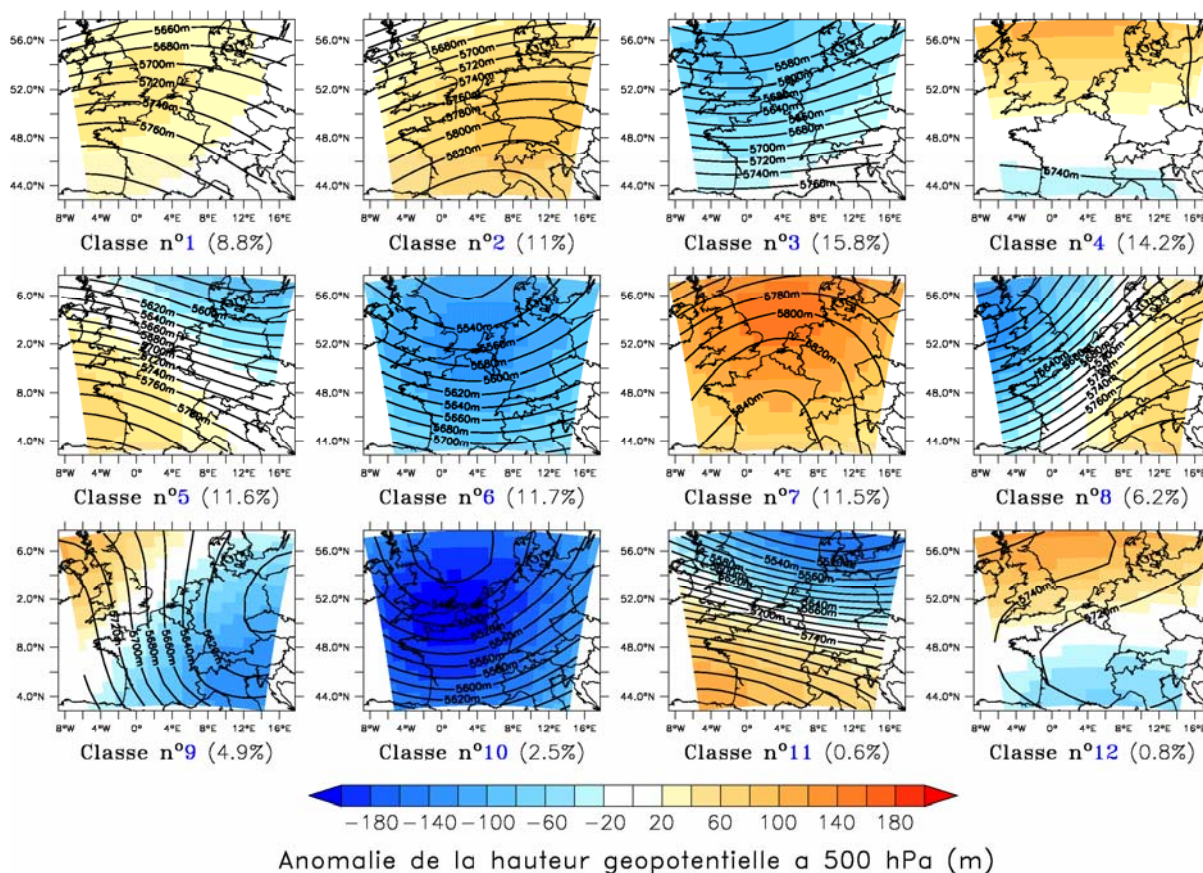


Figure 1 : Résultats de la classification des réanalyses NCEP-NCAR 1 pour les mois de juin, de juillet et d'août sur la période 1961-1990. Les courbes représentent les isohypses à 500 hPa de la circulation moyenne de la classe. La couleur de fond indique l'anomalie de la hauteur géopotentielle à 500 hPa de chaque classe par rapport à la moyenne saisonnière. La fréquence de chaque classe est indiquée entre parenthèses.

Les principaux types de circulations mis en évidence peuvent être divisés en quatre catégories (voir figure 1) : les situations anticycloniques (classes 1, 2, 4 et 7), les situations cycloniques (classes 3, 6 et 10), les flux zonaux (classes 5, 8 et 11) et les flux méridionaux (classe 9). La dernière classe reprend les situations non classées, qui sont donc très rares et diversifiées.

La comparaison des fréquences des GCM et des réanalyses montre que les biais systématiques de la hauteur géopotentielle influencent fortement la répartition des situations de circulations au sein des classes (voir tableau 2). Ainsi, vu que tous les GCM, excepté HadGEM1, sous-estiment la hauteur géopotentielle, les classes présentant une anomalie saisonnière négative (classes 3, 6 et 10) y sont surreprésentées, alors que les classes plus anticycloniques (classes 2 et 7) y sont sous-représentées. L'écart est d'ailleurs d'autant plus grand que le biais de la hauteur géopotentielle moyenne est important. Les classes restantes sont plus ou moins bien représentées selon les GCM, mais il est intéressant de remarquer que globalement, ces classes sont moins présentes dans les jeux de données des GCM présentant un écart-type et donc une variabilité des circulations plus faibles. En particulier, les deux GCM qui sous-estiment le plus fortement la variabilité de la circulation (BCCR et IPSL) ne simulent aucun cas dans la classe 11 et très peu de situations de la classe 5 qui lui est très semblable. Par contre, ils surestiment largement la fréquence de la classe 4 qui présente un gradient très faible et est très proche de la moyenne saisonnière.

On peut conclure de cette analyse que les GCM HadGEM1, HadCM3 et dans une moindre mesure CCCma/T63 sont les plus aptes à simuler le climat des dernières décennies en Europe de l'ouest. Toutefois, la marge d'erreur reste très élevée même pour ces GCM en comparaison avec les écarts entre les réanalyses NCEP-NCAR 1 et ECMWF. Ainsi, même si les principaux types de circulations sont représentés, leur fréquence et leur hauteur géopotentielle moyenne sont fortement influencées par les biais systématiques de la hauteur géopotentielle et par une mauvaise appréhension de la variabilité de la circulation atmosphérique.

Tableau 2 : Fréquence (en %) de chaque classe pour les réanalyses et les GCM pour le climat récent (1961-1990, scénario 20C3M) et la deuxième période future (2081-2100, scénario A1B). Les fréquences en gras sont significativement différentes au seuil de significativité de 5% de celles des réanalyses NCEP-NCAR 1 d'après un test T de student (Demuzere *et al.*, 2008).

Classe	NCEP		ECMWF		BCCR		CCCma/T47		CCCma/T63		HadCM3		HadGEM1		IPSL	
	1961-1990	1961-1990	20C3M	A1B	20C3M	A1B	20C3M	A1B	20C3M	A1B	20C3M	A1B	20C3M	A1B	20C3M	A1B
1	8,8	7,1	11,4	15,2	6,8	6,5	6,4	3,9	6,1	5,2	10,2	0,9	8,3	10,5		
2	11,0	9,7	8,3	26,6	3,7	12,4	5,2	8,2	6,2	14,2	14,2	8,8	2,2	13,9		
3	15,9	13,3	34,7	12,0	21,8	11,4	15,4	9,4	23,1	8,3	14,5	1,3	18,7	9,2		
4	14,3	13,9	15,2	8,7	8,4	6,7	9,7	8,7	12,5	7,3	11,1	2,3	21,7	27,1		
5	11,6	12,6	2,6	6,2	9,2	14,8	10,4	13,3	9,3	7,6	13,7	5,7	1,2	4,9		
6	11,7	11,3	14,9	2,0	28,3	7,4	23,6	5,8	17,8	2,1	8,6	0,3	31,9	8,2		
7	11,6	13,1	4,3	21,4	3,6	27,1	4,2	32,6	6,0	36,8	19,2	51,6	0,7	20,9		
8	6,2	8,2	6,6	6,8	4,7	5,8	5,2	5,7	10,2	7,0	5,2	4,0	3,7	2,6		
9	4,9	5,3	0,9	0,3	5,2	2,1	8,9	3,1	4,9	0,6	1,6	0,1	5,0	1,1		
10	2,6	2,6	1,2	0,0	7,0	1,4	8,0	1,4	2,0	0,2	0,6	0,0	6,2	1,0		
11	0,6	1,2	0,0	0,0	0,5	1,2	1,1	2,7	0,5	0,9	0,7	1,6	0,0	0,1		
12	0,8	1,9	0,0	0,8	0,9	3,1	2,0	5,2	1,4	9,9	0,6	23,3	0,7	0,4		

3.3. Projections futures

En répétant la même démarche pour les projections des deux périodes futures (2046-2065 et 2081-2100, scénario A1B), on constate que globalement tous les GCM ont les mêmes tendances. Ainsi, les classes 3, 6, 10 (classes cycloniques) et 9 (flux du nord), sont fortement en recul pour tous les GCM (voir tableau 2). La classe 10 qui est la classe avec la hauteur géopotentielle la plus basse, n'apparaît plus dans les données de la deuxième période future des GCM BCCR et HadGEM1. Parallèlement, les deux classes anticycloniques (2 et 7) voient leur fréquence augmenter fortement. Le changement de circulation et l'augmentation de la hauteur géopotentielle sont tels que la classe 7, qui est la classe la plus anticyclonique, devient la classe principale sur la période 2081-2100 pour presque tous les GCM. Ceci est bien en accord avec un réchauffement de la région, vu que la hauteur géopotentielle augmente avec la température pour un même type de circulation. Ainsi, les classes à hauteur géopotentielle plus élevée gagnent en importance au détriment des classes présentant une hauteur géopotentielle

inférieure à la moyenne saisonnière. Seul le GCM HadGEM1 indique une diminution de la fréquence de la classe 2, mais rappelons qu'il surestime la hauteur géopotentielle moyenne saisonnière. Ainsi, la hauteur géopotentielle de la classe 2 est inférieure à la moyenne totale de ce GCM. Une augmentation supplémentaire diminuera donc bien la fréquence de cette classe. Les classes restantes, qui, comme nous l'avons déjà constaté pour le climat récent, sont plus dirigées par la capacité des GCM à représenter la variabilité de la circulation que par la hauteur géopotentielle moyenne, restent relativement stables au cours des projections futures. Remarquons toutefois que la fréquence de la classe 11 augmente pour tous les GCM, excepté BCCR où elle reste complètement absente.

La fréquence de la dernière classe, qui reprend les situations non classées, est en augmentation pour tous les GCM sauf IPSL où elle diminue. En particulier pour les GCM HadCM3 et HadGEM1, cette classe atteint une fréquence importante face aux autres classes. Il convient donc de l'analyser plus en détail. Pour cela, la classification est appliquée uniquement aux situations de la classe 12 des GCM sur la période 2081-2100. Une classification à 3 classes suffit à mettre en évidence deux nouveaux types de circulations (voir figure 2), le troisième regroupe à nouveau les éléments non classés et ne sera pas considéré plus en détail. Le premier qui compte près de 3/4 des situations de la classe 12 est un anticyclone très marqué centré sur la mer méditerranée alors que le deuxième, qui reprend environ 1/5 des situations, présente une circulation avec un flux du sud-ouest proche de la classe 8 mais avec une hauteur géopotentielle nettement plus élevée. Ainsi, la classification a détecté deux nouveaux types de circulations, similaires à des types déjà existants, mais avec une hauteur géopotentielle plus élevée. Notons que ces types sont les mêmes pour tous les GCM dont la fréquence de la classe 12 pour la deuxième période future est significativement différente de celle des réanalyses NCEP-NCAR 1.

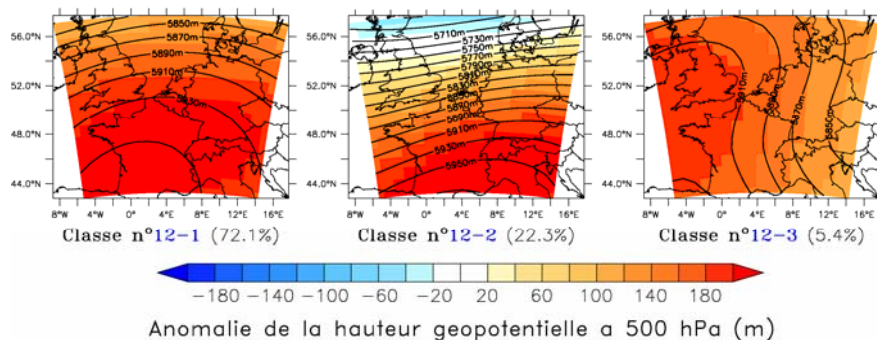


Figure 2 : Classification de la classe 12 du GCM HadGEM1 sur la période 2081-2100. Idem que pour la figure 1 sauf que les fréquences sont calculées par rapport au nombre de situations de la classe 12 uniquement. L'anomalie est toujours calculée par rapport à la moyenne saisonnière des réanalyses NCEP-NCAR 1.

Remarquons que le seul GCM à surestimer la hauteur géopotentielle moyenne du climat récent (HadGEM1), compte près de 70 % de ses situations de la période 2081-2100 dans seulement deux classes (7 et 12-1) qui sont les classes avec la hauteur géopotentielle la plus élevée. Finalement, il apparaît également que les GCM qui sous-estiment le plus la hauteur géopotentielle moyenne du climat récent (BCCR, CCCma/T47, CCCma/T63 et IPSL), ont des résultats pour la première période future plus proches des réanalyses NCEP-NCAR 1 que ceux du climat récent. Ainsi, les changements simulés pour le futur par ces GCM sont moins importants que leurs incertitudes à simuler le climat récent.

Conclusion

Cette étude montre que la classification automatique de types de circulations atmosphériques permet d'évaluer et d'étudier les simulations des modèles de circulation générale à l'échelle journalière. En effet, en groupant les moyennes journalières de la hauteur géopotentielle selon leur ressemblance, elle permet une analyse très fine avec une attention particulière à l'aptitude des GCM à reproduire la variabilité de la circulation atmosphérique.

L'évaluation des simulations des GCM pour le climat récent a mis en évidence les difficultés des GCM à reproduire correctement les différentes circulations et en particulier leur fréquence qui est fortement influencée par des biais dans la hauteur géopotentielle moyenne et par une forte sous-estimation de la variabilité de la circulation par la plupart des GCM.

L'analyse des projections futures indique une augmentation généralisée de la hauteur géopotentielle, ce qui aboutit pour certains GCM à l'individualisation de deux nouveaux types de circulations semblables à des types préexistants mais avec une hauteur géopotentielle moyenne nettement plus élevée. Par ailleurs, plusieurs GCM projettent des changements de circulations inférieurs à leurs incertitudes pour le climat récent, ce qui permet de douter de la fiabilité de ces simulations.

Bibliographie

- Anagnostopoulou C., Tolika K., Maheras P., 2009 : Classification of circulation types : a new flexible automated approach applicable to NCEP and GCM datasets. *Theoretical and Applied Climatology*, **96**(1-2), 3-15
- Bardossy A., Stehlik J., Caspary H.-J., 2002 : Automated objective classification of daily circulation patterns for precipitation and temperature downscaling based on optimized fuzzy rules. *Climate Research*, **23**, 11-22
- Demuzere M., Werner M., van Lipzig N., Roeckner E., 2008 : An analysis of present and future ECHAM5 pressure fields using a classification of circulation patterns. *International Journal of Climatology*, **29**, 1796-1810
- El-Kadi A., Smithson P., 1992 : Atmospheric classifications and synoptic climatology. *Progress in Physical Geography*, **16**(4), 432-455
- Fettweis X., Mabilhe G., Erpicum M., Nicolay S., Van den Broeke M., 2010 : The 1958-2009 Greenland ice sheet surface melt and the mid-tropospheric atmospheric circulation. *Climate Dynamics*, doi: 10.1007/s00382-010-0772-8
- Kysely J., Huth R., 2006 : Changes in atmospheric circulation over Europe detected by objective and subjective methods. *Theoretical and Applied Climatology*, **85**, 19-36
- Philipp A., Bartholy J., Beck C., Erpicum M., Esteban P., Fettweis X., Huth R., James P., Jourdain S., Kreienkamp F., Krennert T., Lykoudis S., Michalides S., Pianko K., Post P., Rassilla Alvarez D., Schiemann R., Spekat A., Tymvios F. S., 2010 : COST733CAT - a database of weather and circulation type classifications. *Physics and Chemistry of the Earth*, **35**(9-12), 360-373
- Randall D., Wood R., Bony S., Colman R., Fichefet T., Fyfe J., Kattsov V., Pitman A., Shukla J., Srinivasan J., Stouffer R., Sumi A., Taylor K., 2007 : Climate models and their evaluation. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K., Tignor M., Miller H. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA
- Wilby R., Wigley T., 2000 : Precipitation predictors for downscaling : observed and general circulation model relationships. *International Journal of Climatology*, **20**, 641-661
- Yarnal B., Comrie A., Frakes B., Brown D., 2001 : Developments and prospects in synoptic climatology. *International Journal of Climatology*, **21**(15), 1923-1950

BILANS HYDRIQUES AGROCLIMATIQUES A TEBOURBA (TUNISIE) : CAS DES PLANTATIONS DES POIRES ET DES POMMES

BEN ABDELLATIF H.

80, cité Chebbi 1130 TEBOURBA .TUNISIE.

Tel : +216.99.040.908- Fax : +216.71.600.910 E – mail : haffou2008@hotmail.com

Résumé : Les plantations des poires et de pommes s'étendent sur 3800 ha dans la région de Tebourba. Avec 29000 tonnes de poires et 10000 tonnes de pommes, cette région occupe respectivement la première et la deuxième place avec 33% et 10% de la production nationale. De ce fait, ces spéculations occupent une place de choix dans le système de production de la région. Outre la satisfaction du marché interne, cette production participe à une exportation de plus en plus remarquable. Dans ce contexte, une question fondamentale se pose sur les facteurs qui ont rendu de cette spéculation une spécificité de la région. On évoque principalement dans ce cadre, l'environnement climatique et en particulier le bilan agro climatique.

Mots-clés : Tébourba, poire, pomme, bilan agro climatique

Abstract : *Agro-climatic water balance in Tebourba region (Tunisia): case of pears and apples plantations.*

The pears and the apples plantations are expanding over 3800 ha in the region of Tébourba. With 29000 ton of pears and 10000 ton of apples, this region occupies the first and the second place with 33% and 10% of the national production. In fact, these speculations occupy an interesting place in the production system of the region. Besides, the local market satisfaction, this production has a main role in such a remarkable export. In this context, we may ask fundamental question about the factors that made this speculation a specificity of this region without forgetting mentioning the climatic environment and especially the balance of the climatic agro.

Keywords : *Tebourba, pears, apples, balance of climatic agro*

Introduction

Tebourba, une des régions agricoles principales du gouvernorat de la Manouba (Figure 1), est connu essentiellement par les plantations des poires et de pommes. Ces spéculations s'étendent sur 3800 ha. Avec 29000 tonnes de poires et 10000 tonnes de pommes en moyenne, cette région occupe respectivement la première et la deuxième place avec 33% et 10% de la production nationale. De ce fait, ces spéculations occupent une place de choix dans le système de production de la région. Outre la satisfaction du marché interne, cette production participe à une exportation de plus en plus remarquable. Dans ce contexte, une question fondamentale se pose sur les facteurs qui ont rendu de cette spéculation une spécificité de la région. On évoque principalement dans ce cadre, l'environnement climatique et en particulier le bilan agro climatique.

A travers cette étude, nous allons analyser les composants du bilan hydrique (dans la première partie) et la sécheresse agro-climatique (dans la deuxième partie) Les différents paramètres vont être considérés à différentes échelles temporelles : annuelles, saisonnières et mensuelles.

Les données de base utilisées dans cette étude sont :

- les précipitations journalières de la station de Tebourba sur une période allant de 1961 jusqu'au 2008 ;
- l'évapotranspiration potentielle (E.T.P.), calculée suivant la formule de l'I.N.M-Penman ; à partir de l'E.T.P., l'évapotranspiration maximale (ETM) a été estimée, en utilisant les valeurs du Kc (coefficient cultural).
- les caractéristiques hydrodynamiques du sol destinées à déterminer la réserve utile. Des mesures de l'humidité à la capacité aux champs (H.C.C. %), de l'humidité au point de

flétrissement permanent (H.P.F. %) et de la densité apparente (D.A.) ont été effectuées sur des échantillons prélevés des profils caractérisant les sols de la région d'étude.

Les données utilisées dans cette étude proviennent essentiellement de l'Institut National de la Météorologie et des différents services s'intéressant à l'eau relevant du Ministère de l'Agriculture et des ressources hydrauliques (MGRH) (directions ; D.G.B.G.T.H. et D.G.R.E.) et du Ministère de l'environnement et de l'Aménagement du territoire.



Figure 1 : Situation de la région de TEBOURBA

1. Les composantes des bilans hydriques agro-climatiques des plantations des poires et des pommes

1.1. Etudes de la pluie

Le secteur des plantations des poires et des pommes de Tebourba bénéficie d'un total annuel moyen de 435 mm (période 1950/1951-2007/2008). L'hiver collecte 39% des pluies annuelles, suivie de l'automne de 32%. 94,31% de ces pluies tombent entre septembre et mai. Cependant, le régime pluviométrique moyen se caractérise par un maximum hivernal dominant et un minimum estival accentué. D'une année à une autre, la quantité des pluies varie beaucoup (Tableau 1). L'écart type annuel varie de 128 mm soit un coefficient de variation de 29%.

Tableau 1 : Paramètres statistiques de la variation interannuelle des pluies (mm) à Tebourba (1950/1951 - 2007/2008)

Moyenne	Ecart type	1 ^{er} quartile (Q1)	2 ^{ème} quartile (Q2)	3 ^{ème} quartile (Q3)	Max.	Min.
434,9	128	345,1	445,25	520,3	651	161,5

A l'échelle des saisons, les pluies se caractérisent par une variation absolue et relative remarquable (Tableau 2). Dans ce cadre, l'automne connaît la variation absolue la plus importante. L'écart type atteint 80,1 mm. La variation des différents paramètres de dispersion se résume dans le tableau suivant :

Tableau 2 : Paramètres statistiques de la variation saisonnière des pluies (mm) à Tebourba (1950/1951-2007/2008)

.	Moyenne	Ecart type	C.V.	Q1	Q2	Q3	Max.	Min.
Automne	140	80,1	0,6	86,5	131,9	170,6	401,8	16,5
Hiver	169	71,8	0,4	107,2	162,8	221,9	327,7	65
Printemps	101,2	46,2	0,5	67,8	92,7	129,6	225,8	38
Eté	24,7	25,2	1,0	7,0	14,2	30,8	87,5	0,0

Comme dans le cas des pluies annuelles et saisonnières, une variabilité important caractérise également les le régime mensuel moyen des pluies (Figure 2).

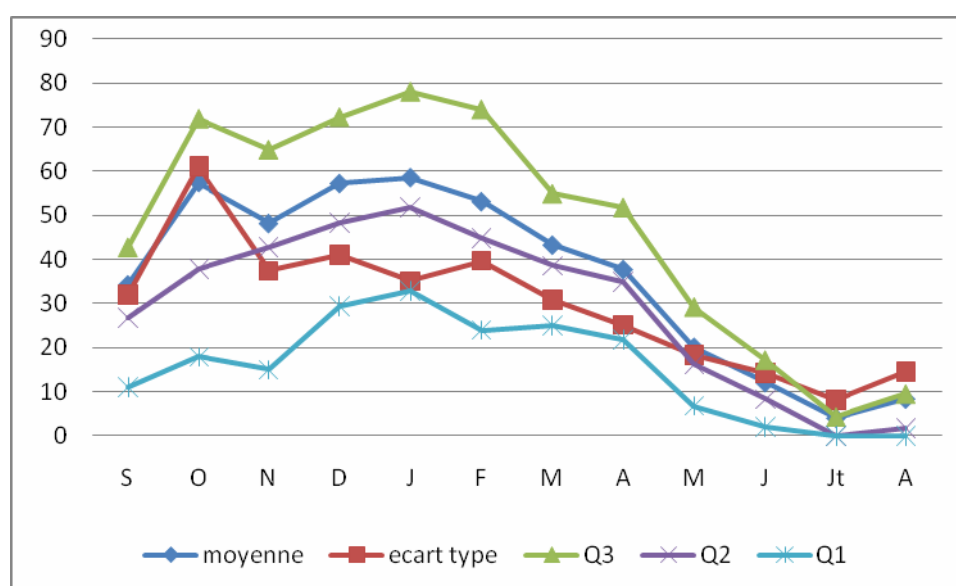


Figure 2 : Variabilité des pluies mensuelles (mm) à Tebourba (1950/1951-2007/2008)

1.2. Etude de l'évapotranspiration potentielle (E.T.P.)

L'évapotranspiration potentielle moyenne annuelle est très forte (1516 mm). Durant 21 années (1960-2008) la quantité enregistrée dépasse cette moyenne. Le record a été enregistré en 1988, avec 1864 mm, contre 1164,3 mm comme quantité la plus faible, en 1969.

Comparées aux pluies, l'E.T.P. est moins variable. En effet, l'écart type atteint à peine 150 mm, avec un C.V. qui n'a pas dépassé 10%. A l'échelle des saisons, l'été enregistre la quantité moyenne la plus importante (plus de 600 mm). De même, il enregistre la variation absolue la plus élevée, avec un écart type de 73 mm. En contre partie, le printemps connaît la variation relative la plus importante (C.V. 17%).

A l'échelle mensuelle, le mois de juillet se place en première position avec 221,34 mm en moyenne. Cette quantité représente 36,6% du total moyen de l'été, 14,5% du total moyen annuel et 7 mm en moyenne par jour. Janvier enregistre l'ETP la plus faible, avec 70 mm en moyenne. Ceci représente 4,6% du total moyen annuel et 2,2 mm en moyenne par jour.

2. Sécheresse agro-climatiques des poires et des pommes

2.1. Consommation en eau optimale des poires et des pommes : l'évapotranspiration maximale (E.T.M.)

L'E.T.M. est calculée à partir des valeurs de l'E.T.P. multipliées par un coefficient cultural (Kc) (Tableau 3).

Tableau 3 : Les valeurs de K.c des poires et des pommes durant la période active

Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Aout	Septembre	Aout
0,45	0,6	0,7	0,75	0,65	0,65	0,65	0,4

L'analyse de ce paramètre, nous a permis les constatations suivantes :

- **Régimes moyens de l'E.T.M.** : La quantité annuelle de l'E.T.M. est importante. La moyenne est évaluée à 763,58 mm, avec une consommation moyenne journalière de 3,11 mm. Cette quantité n'a jamais descendu en dessous de 606 mm durant la période de l'étude. Elle a atteint un maximum de 933,57 mm ; c'est-à-dire que la consommation maximale journalière a varié entre 2,45 mm et 3,81 mm. A l'échelle mensuelle on remarque l'existence d'un maximum en juillet (144,1 mm, avec 18,8% du total moyen de la période active).

- **Variations interannuelles**: les valeurs de l'E.T.M. présentent une variabilité interannuelle relativement faible. La valeur de l'écart type est de l'ordre de 80,1 mm (Tableau 4).

Tableau 4 : Variation interannuelles de l'ETM (mm)

Ecart type	C.V.	Q1	Q2	Q3	Max.	Min.
80,1	0,6	86,5	131,9	170,6	401,8	16,5

A l'échelle mensuelle juillet et juin enregistrent la variation absolue la plus importante, avec un écart type de 37,32 mm et respectivement de 36,8 mm.

2.2. Le bilan moyen

Le bilan a été déterminé à partir des valeurs de la réserve utile et de l'évapotranspiration réelle.

2.2.1. Réserve utile maximale

Selon les analyses effectuées au sein de CEDRAT (Centre d'Etude du Diagnostic, de Recommandation Agro-technique de Tunisie, à Nabeul), la réserve utile maximale est évaluée à 96 mm pour une profondeur d'enracinement de 80 cm. Ce stock de l'eau commence en octobre. Il reste lié à l'augmentation des pluies. Le sol n'atteint sa capacité de rétention que pendant le mois de février. A partir du mois de mars, commence l'épuisement de ce stock. Ce dernier est totalement épuisé pendant les mois de juin, juillet, août et septembre.

2.2.2. Evapotranspiration réelle (E.T.R.)

L'E.T.R. est calculée selon la méthode suivante (Hajri, 2011):

- si $P > E.T.M.$ $\Rightarrow E.T.R. = E.T.M.$
- si $P < E.T.M.$ et $R.U. > 0 \Rightarrow E.T.R. = P + R.U.$ (contribution de R.U. à l'alimentation de l'E.T.R.).
- si $P < E.T.M.$ et $R.U. = 0 \Rightarrow E.T.R. = P.$

(E.T.M. = l'évapotranspiration maximale, en mm ; R.U. = réserve utile, en mm ; P = précipitations, en mm).

L'intérêt de ce paramètre est de nous renseigner sur l'importance de la déficience et ce à travers la différence avec l'E.T.M. (Hajri, 2011).

La quantité moyenne de l'E.T.R. de la période active (Mars-Octobre) se situe à presque de 205 mm. Cette valeur englobe la grande quantité des pluies (94,1 mm). A l'échelle mensuelle, le mois de septembre enregistre la moyenne la plus forte (54,5 mm), englobant la totalité des pluies de ce mois. D'ailleurs le rapport E.T.R./P de ce mois dépasse 158%. Octobre et avril viennent en deuxième position avec 36 mm. Par contre, le mois de juillet enregistre la moyenne la plus faible avec 3,7 mm. Globalement, le régime moyen de l'E.T.R est calqué à celui des pluies.

Contrairement à l'ETP et l'ETM, l'ETR est caractérisée par une variation absolue et relative importante durant la période active. En effet, l'écart type atteint 88,78 mm et le C.V. 43,3%. A l'échelle mensuelle, la variation absolue et relative paraissent importantes du mois d'aout à octobre. Dans ce cadre, l'écart type varie entre 21 et 45 mm et le C.V. varie de 0,62 et 1,4.

2.2.3. Sécheresse agro-climatique des poires et des pommes : la déficience

Ce paramètre est calculé en comparant l'E.T.R à l'ETM. La déficience peut s'exprimer en valeur relative (E.T.R./ETM. X 100) ou en valeur absolue (E.T.M. - E.T.R.) (Hajri, 2011).

La moyenne de la déficience durant la période active (du mars à octobre) se situe aux alentours de 637,3 mm, soit 6373 m³/ ha. 80% de la déficience moyenne sont enregistrés du mois de mai jusqu'au mois d'aout.

A l'échelle mensuelle, nous présentons les remarques suivantes :

- durant la période d'étude les mois humides sont très rares. La sécheresse paraît être le caractère dominant durant la période active ;
- en moyenne, le mois de juillet enregistre la déficience la plus importante (151 mm).
- dans 91% des cas, les mois de la période d'étude ont connu une déficience.
- dans tous les cas, les mois de juin, juillet et aout connaissent les déficiences les plus importantes.
- octobre connaît la variation relative la plus élevée (108%).

Conclusion

En conclusion de cette étude, nous présentons les remarques suivantes :

- La plantation des poires et des pommes se pratique fondamentalement en irrigué. En effet, leurs stades phénologiques correspondent au recul et à l'arrêt total des pluies.
- La déficience agro-climatique représente un handicap majeur à cette plantation. Si l'irrigation est une nécessité, il faut être attentif au besoin en eau durant la période de floraison. En effet, cette période est caractérisée par une forte variabilité des pluies et de la demande climatique. De ce fait, assurer une bonne production passe obligatoirement par une bonne connaissance de ces particularités.
- L'apport hydrique par irrigation, considéré comme obligation, dépasse en moyenne 5000 m³/ha par saison. Cette quantité énorme peut être bien gérée en utilisant les moyens d'irrigation localisés et aussi en connaissant les besoins optimums des plantations des poires et des pommes. Ceci nécessite obligatoirement la bonne connaissance des demandes climatiques et de l'évolution des coefficients culturaux à des échelles temporelles fines.

- L'économie en eau est totalement liée à la bonne assurance des besoins. Ceci nécessite une étude et une stratégie de gestion des ressources hydriques basées sur la rentabilité et sur l'économie de facteur eau et la bonne connaissance des différents paramètres climatiques.

- L'extension et l'intensification des plantations des poires et des pommes ne peuvent se réaliser qu'à travers une exploitation rationnelle de toutes les ressources hydriques.

- Les mesures ponctuelles de différents paramètres climatiques sont devenues une obligation, surtout l'E.T.P. sur laquelle se base toutes les études des besoins optimums en eau.

Bibliographie

Hajri J., 2011: *L'agrumiculture en Tunisie : Evolution, potentialités géo-climatiques et perspectives*. Centre universitaire de publication, 255p.

CHANGEMENTS CLIMATIQUES ET MALADIES REEMERGENTES EN TUNISIE : CAS DE LA LEISHMANIOSE CUTANEE ZOONOTIQUE (LCZ)

BEN BOUBAKER H.* et CHAHED M. K.**

*U.R. Biogéographie, Climatologie Appliquée et dynamique érosive, Université de Manouba, Tunisie.

hboubaker@yahoo.fr

**Département d'épidémiologie et de santé publique. Faculté de Médecine de Tunis. Observatoire National des Nouvelles Maladies Emergentes (ONMNE)

Résumé : La région de Sidi Bouzid est l'une des plus vulnérables aux changements climatiques en Tunisie. La réémergence de certaines maladies, comme la leishmaniose cutanée zoonotique, semble en être l'une des conséquences. Toutefois, la mise en évidence d'une relation causale entre climat et fréquence de contamination à la LCZ s'avère délicate. Elle nécessite des observations plus pointues.

Mots clés : Sidi Bouzid, risque climatique, leishmaniose.

Abstract : *Climatic changes and re-emerging of diseases in Tunisia: the case of zoonotic cutaneous leishmaniasis. The region of Sidi Bouzid is one of the most vulnerable to climate change in Tunisia. The re-emergence of diseases such as zoonotic cutaneous leishmaniasis, seems to be one of the consequences. However, the demonstration of a causal relationship between climate and the frequency of contamination in the LCZ is difficult. It requires more sophisticated representations.*

Key words : Sidi Bouzid, climatic risk, leishmaniasis.

Introduction

La leishmaniose cutanée zoonotique (LCZ) est une maladie à transmission vectorielle très sensible aux conditions climatiques. Elle a connu une réémergence fulgurante ces dernières décennies dans certaines régions de la Tunisie centrale. En l'occurrence, la région de Sidi Bouzid, (figure 1) est l'une des plus touchées, ce qui semble attribué à une tendance au changement du climat (MSP/MDD, 2010).

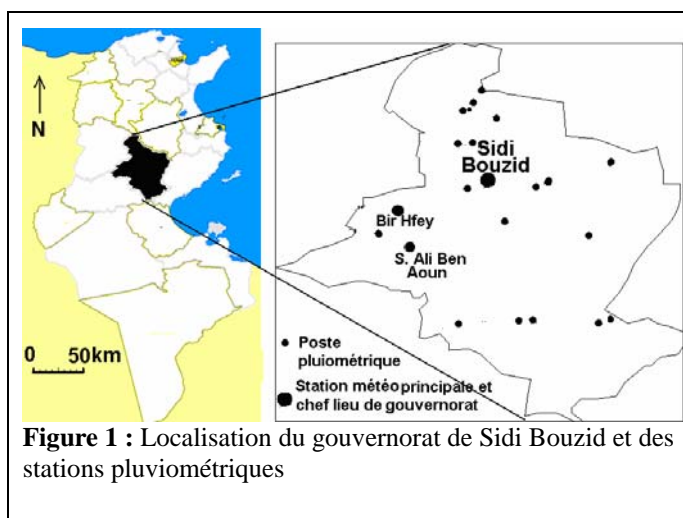


Figure 1 : Localisation du gouvernorat de Sidi Bouzid et des stations pluviométriques

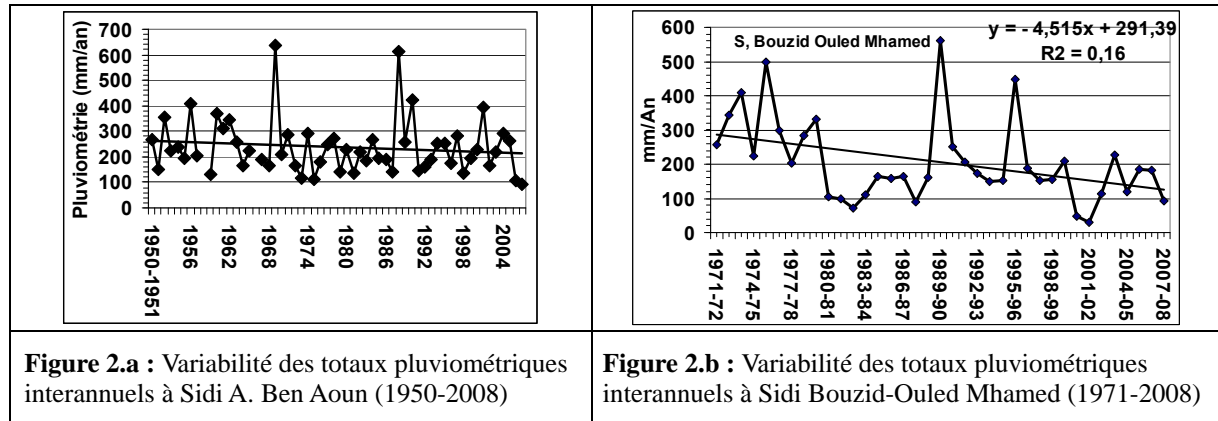
Le présent travail expose les résultats préliminaires d'un projet¹, qui cherche à évaluer la vulnérabilité de la région de Sidi Bouzid aux changements climatiques et à analyser l'effet du climat sur la réémergence et la propagation de la LCZ. Les données de référence sont les statistiques des cas de LCZ recensés dans le gouvernorat de Sidi Bouzid entre 1979 et 2008. Quant aux indicateurs climatiques de référence, gracieusement fournis par l'Institut National de la Météorologie, ce sont les températures quotidiennes maximales (TX) et minimales (TN) observées à la station INM de Sidi Bouzid, ainsi que les totaux pluviométriques mensuels pour 14 autres stations couvrant l'ensemble de la région. Ces données sont étendues jusqu'en 1950 pour certaines stations.

1

PROJET ONMNE/ATCT/CRDI n° 104270-015 : Analyse des modalités d'adaptation aux effets sur a santé des changements climatiques : cas de la leishmaniose cutanée zoonotique.

1. La vulnérabilité de la région de Sidi Bouzid aux changements climatiques

1.1. Les précipitations : quelle tendance ?

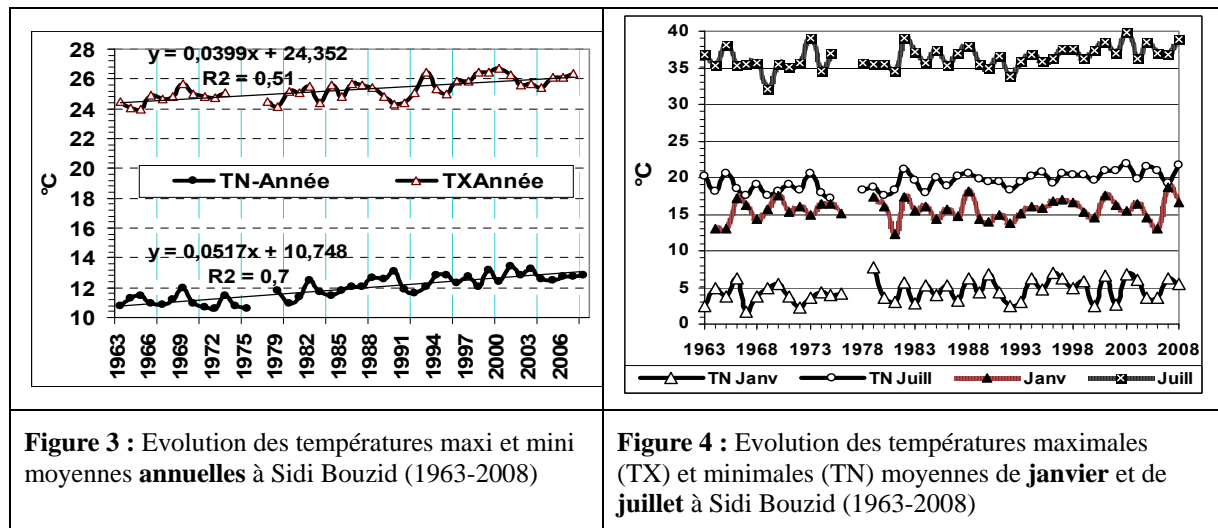


L'analyse des séries pluviométriques annuelles et saisonnières observées entre 1950 et 2008 dans les différentes stations de la région de Sidi Bouzid témoigne d'une grande variabilité interannuelle (figures 2.a et b). Par exemple, dans la station de Sidi Ali Ben Aoun, disposant de la série la plus complète (1950-2008), le coefficient de variation des cumuls pluviométriques annuels est de 0,6. Il varie entre 0,8 et 1,2 pour les totaux pluviométriques saisonniers.

D'autre part, ces séries pluviométriques reflètent une légère tendance à la baisse, touchant aussi bien les totaux saisonniers qu'annuels. Toutefois, cette tendance étant peu affirmée, elle doit être traitée avec prudence (figures 2.a et b).

1.2. Une tendance affirmée au réchauffement ?

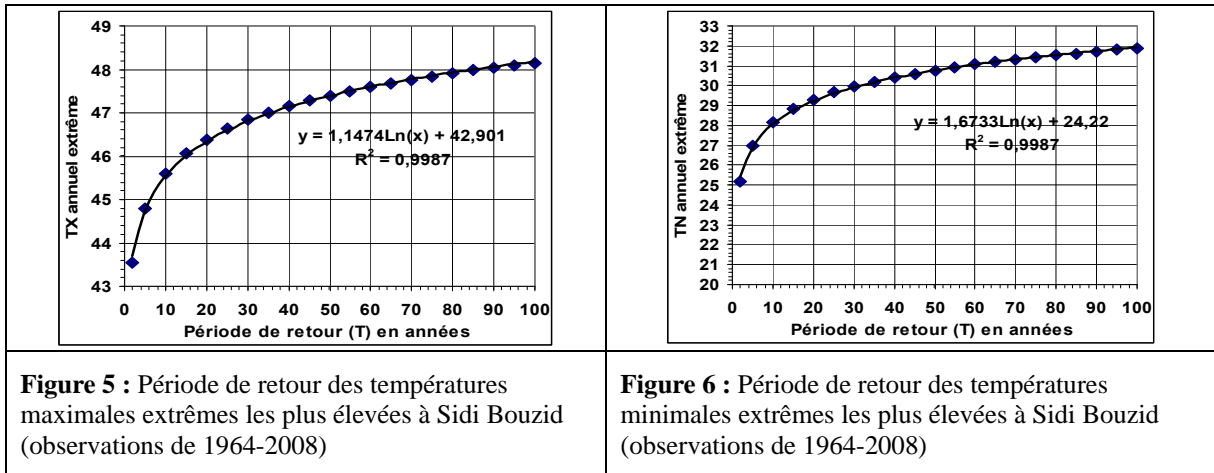
1.2.1. Les températures maxi et mini moyennes annuelles



Les températures maximales et minimales moyennes annuelles affichent une tendance assez nette à l'augmentation au cours de la période d'observation 1963-2008 (figure 3). Cette augmentation, estimée à 0,04°C/an est plus affirmée pour les températures maximales moyennes (TX) que pour les températures minimales moyennes (TN). Cette même évolution se retrouvant pour les TX et les TN des deux mois extrêmes (janvier et juillet), témoigne également de la même tendance, qui est plus évidente pour les TX (figure 4).

1.2.2. Les températures extrêmes absolues

L'analyse des séries de températures maximales et minimales absolues observées entre 1964 et 2008 par l'application de la loi Gumbel, permet de prospecter leur période de retour (figures 5 et 6). On peut déduire que des températures excessives supérieures à 43°C se reproduisent tous les ans à Sidi Bouzid. Des températures maximales supérieures à 47°C sont susceptibles de se reproduire environ toutes les 3 décennies. Quant aux températures minimales nocturnes (TN) absolues, elles atteignent des valeurs supérieures à 25°C tous les ans. Elles peuvent même atteindre des valeurs supérieures à 30°C tous les 30 ans en moyenne.



1.2.3. Allongement de la saison chaude ?

L'analyse de la durée des deux saisons thermiques, chaude et froide, permet également d'évaluer le risque de réchauffement climatique à Sidi Bouzid (figure 7). Nous définissons la saison chaude comme étant la période à partir de laquelle la moyenne des températures maximales diurnes (TX) d'une pentade (5 jours consécutifs) précédant l'été est supérieure ou égale à la moyenne des TX du mois de juin (le premier mois de l'été). Elle s'achève avec la dernière pentade dont la moyenne des TX est supérieure ou égale à celle du mois de septembre (le dernier mois de l'été).

Quant à la saison froide, elle débute dès que la moyenne d'une pentade passe au-dessous de la moyenne des TN du mois de décembre (le premier mois de l'hiver astronomique). Elle s'achève avec la dernière pentade ayant une moyenne des TN inférieure ou égale à celle du mois de février (dernier mois de l'hiver astronomique). La représentation graphique de la durée de ces deux saisons permet de déduire que (figure 7):

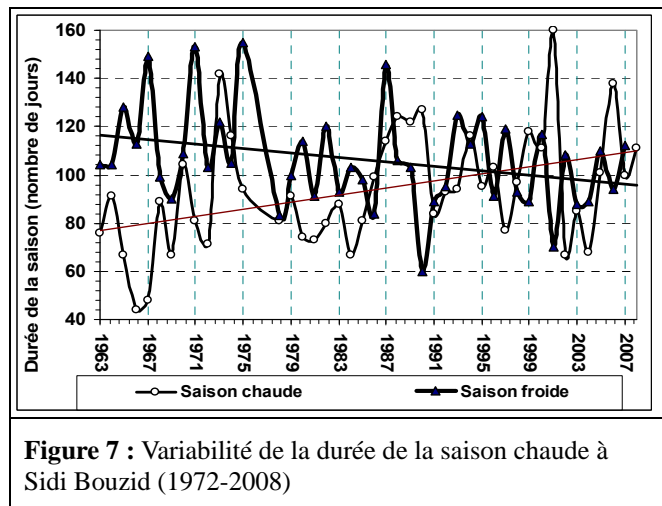


Figure 7 : Variabilité de la durée de la saison chaude à Sidi Bouzid (1972-2008)

- leur durée ne correspond que rarement à celle des saisons astronomiques. Elle fluctue entre environ 40 et 160 jours.
- La durée de ces deux saisons affiche une évolution inverse. La saison chaude a tendance à s'allonger, contrairement à celle froide, qui a tendance à se raccourcir.

Même si les deux courbes de tendance ne sont pas très significatives au point de vue statistique, elles sont révélatrices d'un réchauffement climatique qui se manifeste par des hivers de plus en plus doux et courts et des étés de plus en plus chauds et longs.

2. Variabilité du climat et fréquence des contaminations à la LCZ

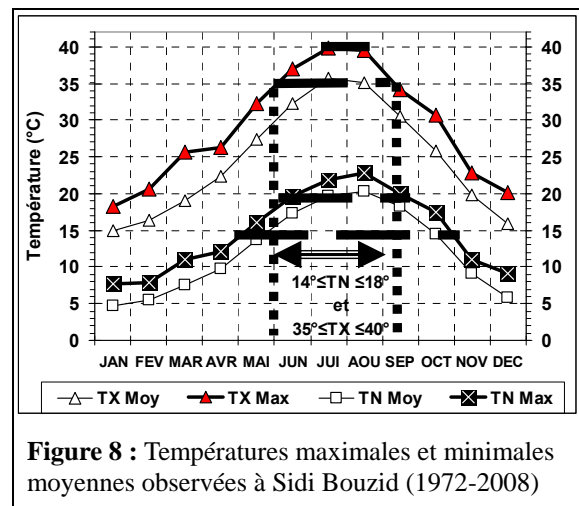
La région de Sidi Bouzid connaît depuis quelques décennies la réémergence de certaines pathologies, comme la LCZ, considérées auparavant comme extradées. L'évolution du climat de la région y est-elle pour quelque chose ?

2.1. Quels liens entre température et LCZ ?

La leishmaniose cutanée est une maladie provoquée par l'infestation des cellules de la peau par différentes espèces de protozoaires flagellés du genre *Leishmania*. Elle est particulièrement répandue sur le pourtour du bassin méditerranéen et elle touche chaque année près de 12 millions de personnes dans le monde. Cet effectif augmente de 1 à 1,5 million de nouveaux cas par an (Larousse médical, 2006). Le parasite responsable est hébergé chez les rongeurs (*Psammomys obesus* et *Meriones shawi*) et se transmet ensuite par de petits insectes, les phlébotomes (de type *phlebotomus* ou *Lutzomyia*). Les femelles piquent aussi bien l'homme que les rongeurs sauvages, les fourmiliers, les chiens, ... Ces piqûres provoquent des ulcères sur les parties non couvertes de la peau, notamment sur le visage ou les membres. C'est une maladie contre laquelle on ne dispose ni de traitement efficace ni de vaccination (MSP/MEDO, 2010).

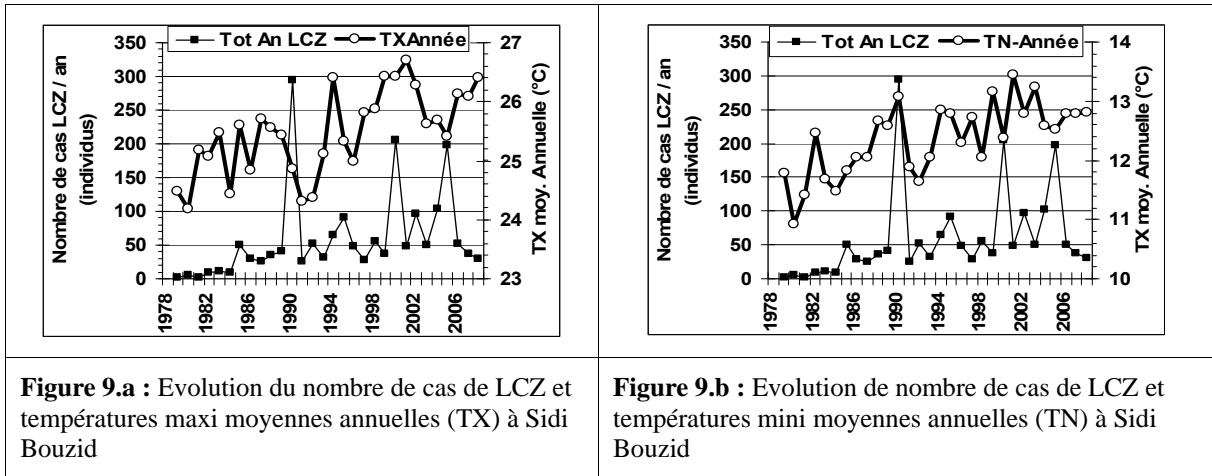
En Tunisie centrale, c'est la *leishmaniose cutanée zoonotique* (LCZ), due à la *leishmania major* qui est répandue. Selon les entomologistes (Chahed MK. et al., 2002), les conditions thermiques optimales favorables aux vecteurs de la LCZ se situent, selon toute vraisemblance, dans l'intervalle des températures minimales (TN) de 14°C à 18°C et des températures maximales comprises entre 35°C et 40°C (figure 8). A l'extrémité supérieure de l'intervalle, la transmission pourrait cesser (Ghrab J. et alii, 2006). Cependant, autour de 30°C à 32°C, la capacité vectorielle pourra augmenter de façon sensible du fait du raccourcissement de la période d'incubation extrinsèque, malgré une diminution du taux de survie des vecteurs.

Compte tenu de ces valeurs, la période à risque de contamination à la LCZ s'étendrait de la fin du mois d'avril jusqu'à la fin d'octobre (figure 8). Ce risque est particulièrement accentué au cours des mois de mai, juin et octobre. En juillet et août, les températures minimales, dépassant généralement l'intervalle optimal de transmission de la LCZ, pourraient générer sa cessation. Enfin, la conjugaison des deux critères des températures maximales (TX) et minimales (TN) permet de limiter la période moyenne à risque entre la fin du mois de mai et la mi-septembre.



La question cruciale qui se pose en Tunisie, particulièrement dans la région de Sidi Bouzid où les effectifs des cas de LCZ sont les plus élevés, concerne l'évolution future des risques de transmission de la LCZ dans un contexte de changement climatique. Compte tenu des projections futures des températures, deux conséquences majeures sont attendues : d'une part,

l'allongement de la saison à risque en rapport avec le raccourcissement de la saison chaude et l'élargissement de celle froide. D'autre part, la tendance à l'augmentation des températures, aussi bien maximales diurnes que minimales nocturnes.



Dans l'état actuel des choses et compte tenu de la qualité des données disponibles, il est difficile de mettre en évidence une relation linéaire de cause à effet entre l'évolution des températures et les effectifs de cas de LCZ. Les figures 9.a et b permettent de déduire une certaine cyclicité de réapparition de pics de LCZ, de 5 ans en moyenne. Toutefois, cette périodicité ne s'affiche pas pour les températures. Un suivi minutieux de l'évolution spatio-temporelle des températures, de la densité des rongeurs ainsi que des phlébotomes capturés, pourrait fournir des réponses plus certaines. Cette enquête est en cours, menée par des mesures fixes et itinérantes, autour des zones les plus touchées par la LCZ.

2.2. Quelle liaison entre pluviométrie et fréquence de contamination à la LCZ ?

Le régime pluviométrique des stations du gouvernorat de Sidi Bouzid reflète un aspect continental du climat régional. Les totaux pluviométriques s'ordonnent, par ordre décroissant, comme suit (figure 10) : (Automne - Printemps - Hiver - Été). La concomitance du maximum pluviométrique avec la saison chaude, notamment le printemps et l'été, augmente le risque de contamination à la LCZ. C'est ce qui affecte au climat une allure quelque peu « tropicalisée », convenable à la fois aux parasites et aux réservoirs, ce qui peut augmenter les risques épidémiques.

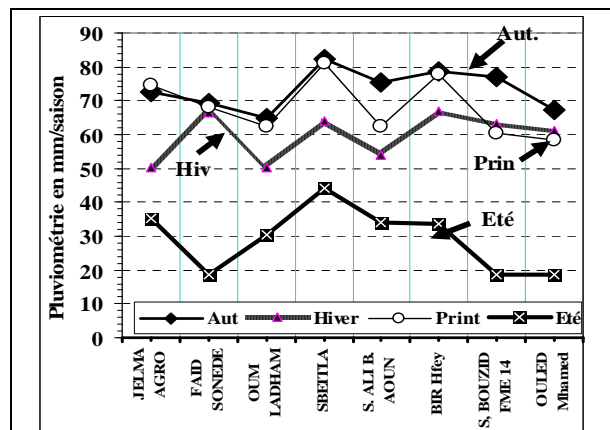
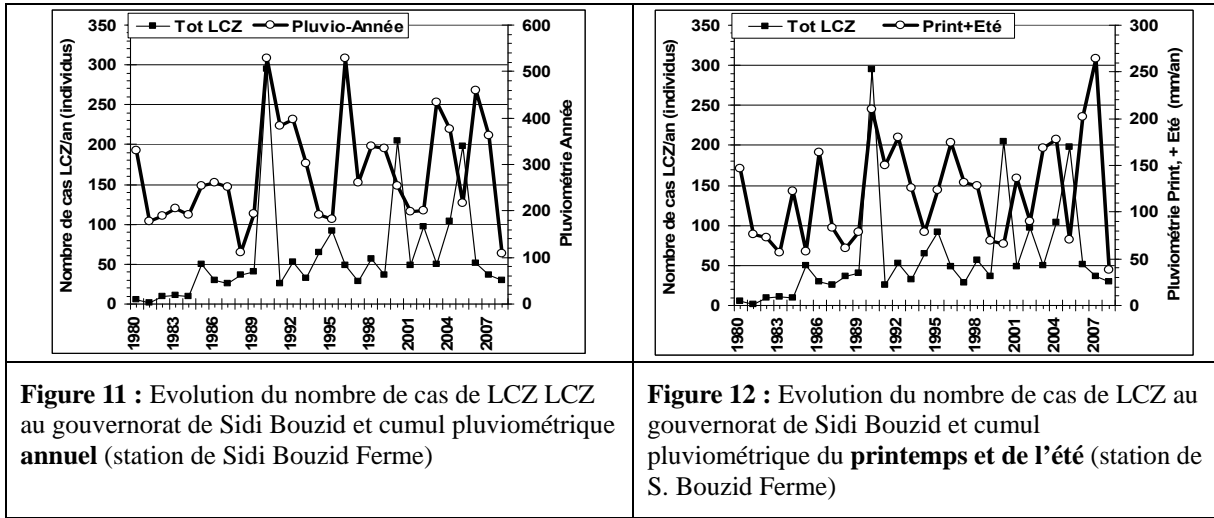


Figure 10 : Régime pluviométrique saisonnier moyen dans le gouvernorat de Sidi Bouzid

Quant au lien entre le total pluviométrique annuel et le nombre de cas de LCZ, les figures n° 11 et 12 permettent de retrouver une périodicité quinquennale des pics d'incidence de la LCZ. En général, cette recrudescence correspond soit à un pic de pluviométrie de l'année en cours, soit de l'année précédente, notamment lors de la saison chaude (printemps et/ou été). Bien que les données actuelles ne permettent pas de démontrer une corrélation étroite de dépendance entre les deux variables, l'implication de la pluviométrie est incontestable. Outre qu'elle contribue à humidifier l'air, l'eau stagnante dans les multiples lagunes (*garaa*) de la région favorise le développement des chénopodiacées, comestibles par les hôtes

intermédiaires (les rongeurs) et au-dessous desquelles ils trouvent refuge. C'est dans cet environnement que s'abritent également les gîtes des phlébotomes.



Conclusions

La présente étude exploratoire de la région de Sidi Bouzid permet de mettre en évidence, d'abord une tendance au réchauffement, en termes d'élévation des températures mais également d'allongement de la saison chaude. Ensuite, une tendance à la régression, bien que non significative du point de vue statistique, des précipitations. Une augmentation des températures, renforçant le pouvoir évaporant du climat, serait responsable d'un déficit hydrique encore plus accentué.

A l'issue de cette première phase du projet, la relation causale entre la contamination à la LCZ et les indicateurs climatiques disponibles ne peut être clairement mise en évidence. Un suivi minutieux sur le terrain de la densité des vecteurs (phlébotomes et rongeurs), des indicateurs climatiques (caractéristiques hygrothermiques de l'air, vent, pluviométrie, ...) et des effectifs de contamination à la LCZ à des échelles spatio-temporelles plus fines, permet de mieux appréhender cette relation. Ces données sont nécessaires pour la mise en place d'un système d'alerte précoce à la LCZ ainsi que d'une stratégie d'adaptation et d'atténuation de ses impacts.

Bibliographie

Chahed MK, Hsairi M, Bouratbine A, Bousnina H, Hili K, Achour N., 2002 : Evaluation du dispositif de surveillance épidémiologique de la leishmaniose cutanée (LCZ) en Tunisie. *Revue Tunisienne de la Santé Militaire*. **4** : 40 - 47.

Ghrab J, Rhim A, Bach-Hamba D, Chahed MK, Aoun K, Nouira S, Bouratbine Phlebotominae A., 2006: Psychodidae of Human Leishmaniasis site in Tunisia. *Parasites* ; **13** (1) : 23-33.

Ministère de la Santé Publique (MSP) et Ministère de l'Environnement et du Développement Durable (MEDD), 2010 : Stratégie d'adaptation du secteur de la santé au changement climatique. Tunis, 71 p.

Morin Y. (sous la direction de), 2006 : *Larousse médical*. Edition Larousse, 1219 p.

Remerciement

Ce travail a été réalisé dans le cadre du projet " Analyse des modalités d'adaptation aux effets sur la santé des changements climatiques : cas de la leishmaniose cutanée zoonotique en Tunisie ", financé par le CRDI. Nous remercions l'équipe du projet pour son aide et son soutien.

LES PRINCIPAUX FACTEURS DE LA RELATION NEBULOSITE – PRECIPITATIONS SOUS LES BASSES LATITUDES : ROLE DU RELIEF ET DE LA TEMPERATURE DE LA TROPOPAUSE

BERGES J.-C. ⁽¹⁾ & BELTRANDO G. ⁽²⁾

UMR 8586 (PRODIG) du CNRS - 2 rue Valette - 75005 Paris

(1) Univ. Paris I Panthéon Sorbonne Jean-Claude.Berges@univ-paris1.fr

(2) Univ. Paris-Diderot - Sorbonne Paris Cité beltrando@univ-paris-diderot.fr

Résumé : L'objectif de cet article est d'évaluer à partir des longues séries de données TRMM, l'impact des effets locaux sur l'efficacité des nuages en termes de précipitation. Deux échelles très différenciées sont mises en évidence. A l'échelle locale, le relief est le facteur prédominant, alors qu'à l'échelle continentale, la température de tropopause est le facteur le plus important.

Mots-clés : TRMM (Tropical Rainfall Measurement Mission), précipitations tropicales, estimation des pluies

Abstract : **Main factors on relationship between clouds and precipitations in low latitude: role of topography and tropopause temperature.** The aim of this paper is to analyse with the long series of TRMM data, the impact of local effects on the efficiency of clouds in terms of precipitation. Two scales are differentiated. At the local level, the relief is the predominant factor, whereas at the continental scale tropopause temperature is the most important factor.

Key-words : TRMM (Tropical Rainfall Measurement Mission), tropical rainfall, rainfall estimation

Introduction

Le lancement de TRMM (Tropical Rainfall Measurement Mission) en 1997 a été un événement marquant pour l'étude des pluies tropicales car pour la première fois, un radar de précipitation était installé sur un satellite (Iguchi *et al.*, 2000). Cet instrument fournit l'opportunité de collecter des informations sur des phénomènes jusque là inaccessibles et surtout, de collecter des informations homogènes sur la zone inter-tropicale. Ce radar est associé à un capteur micro-ondes passives dont les données mesurées ont permis une avancée significative pour l'estimation des taux de précipitation. Ce satellite transporte également un capteur infrarouge thermique dont les données ont été jusqu'ici beaucoup moins utilisées.

L'objectif de cette étude est d'analyser la relation entre l'information infrarouge thermique telle que fournie par les satellites géostationnaires et les taux de précipitation en se focalisant sur ses caractéristiques spatiales. Les capteurs micro-onde des satellites défilants mesurent plus directement les précipitations, mais la répétitivité des géostationnaires (une image toutes les 5 minutes pour MSG-RSS) en fait une source d'information indispensable pour les procédures de restitution de champs de précipitation. Dans la mesure où la relation entre intensité de pluie et les mesures en infrarouge thermique est de nature statistique, la question d'une régionalisation en distribution homogène est un point clé pour améliorer ces estimateurs opérationnels à une échelle locale. Par ailleurs, cette étude contribue à établir une typologie globale des précipitations.

1. Instruments et données

L'orbite de TRMM est inclinée de 35° sur l'équateur, ce qui permet une meilleure couverture des zones intertropicales que les orbites quasi-polaires, mais également d'échantillonner l'ensemble du cycle de 24 h (figure 1). Le radar de précipitations, qui est le principal instrument de ce satellite, a une résolution sol de 5 km et une fauchée de 250 km. Il est conçu pour restituer des profils verticaux d'intensité de précipitation. La principale limitation de cet instrument est son manque de précision pour les pluies inférieures à 1 mm/h.

La figure 1 montre un exemple de couverture TRMM/PR (PR, pour la mesure des précipitations) à l'échelle quotidienne.

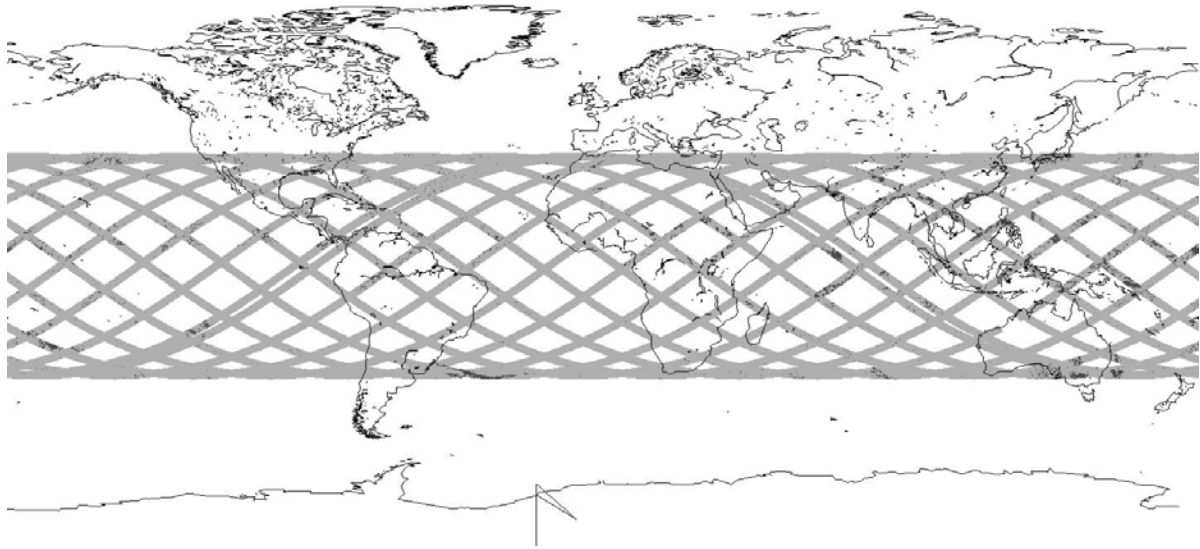
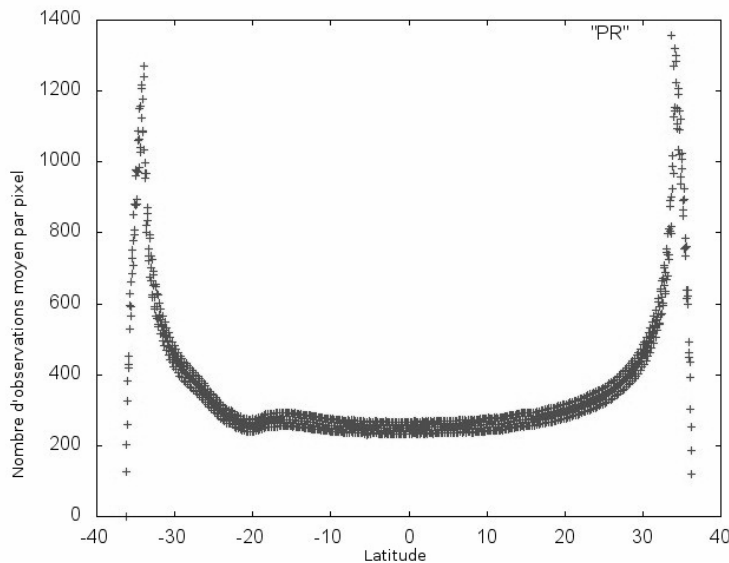


Figure 1 : Couverture du radar de précipitation pour la journée du 23 juillet 2003.

La figure 2 représente le nombre moyen de mesures du radar de précipitation par pixel TRMM/PR en fonction de la latitude. Même sur une période de six ans, les valeurs restent faibles. Il n'y a que 250 observations indépendantes par pixel à l'équateur. Le maximum est atteint aux points extrêmes de l'orbite 34°N et 34°S.



L'irrégularité à 20°S est causée par l'interruption des capteurs au-dessus du site de télémesure. Il ressort de cette figure que la faiblesse d'échantillonnage est le principal facteur limitant l'utilisation des données PR à échelle fine.

Figure 2 : Nombre moyen de mesures du radar de précipitation par pixel TRMM/PR en fonction de la latitude (2003-2008).

Les données TRMM sont accessibles à partir du site <ftp://trmmopen.gsfc.nasa.gov> sous forme de différents produits. Les données PR sont extraites de la base 2A25 et les températures de brillance 10.8 μm de la base VIRS 1B01. Le volume de données est trop important pour une utilisation directe et une base dérivée a été créée. Elle couvre la période 2003-2008 sur laquelle le satellite a fonctionné sans interruption notable et de manière homogène. Cette base fusionne les données des deux capteurs et, pour limiter son volume, ne retient que les paramètres principaux, excluant les zones océaniques. Dans la suite de ce texte, lorsqu'il sera fait référence au radar de précipitation, la mesure correspondante sera l'intensité de précipitation en mm/h intégrée sur la couche 2000-4000 m. Ce paramètre a été choisi de préférence à l'intensité sur l'ensemble de la colonne pour éviter d'intégrer des corrections

d'évaporation et les effets de surface en présence de relief dont la correction est problématique.

Les données altimétriques proviennent de la base ETOPO fournie par l'USGS et les températures de tropopause proviennent des réanalyses NOAA/CIRES.

Les résultats des calculs sont reportés sur une grille de 3 minutes d'arc couvrant la zone 180°W-180°E / 45°N-45°S. La taille d'une maille correspond à celle d'un pixel fourni par le radar de précipitation et permet donc d'obtenir le maximum de précision pour les analyses à échelle locale. Ici, les points d'une altitude supérieure à 2000 m ne sont pas pris en compte pour les calculs.

2. Analyse à échelle synoptique et régionale

Les premières estimations de pluie par télédétection étaient basées sur une procédure simple utilisant uniquement le capteur infrarouge thermique des satellites géostationnaires (Arkin, 1979). Lorsqu'une température inférieure à un seuil thermique de 235 K était enregistrée, le pixel correspondant était considéré comme pluvieux. Le produit généré était distribué en accumulation mensuelle sur une grille de 2.5°. Bien que rudimentaire, cette procédure d'estimation est particulièrement robuste et pour cette raison utilisée pour l'analyse spatiale de la relation entre température de brillance et précipitation. Sur une fenêtre glissante de 3°x3°, l'histogramme des températures de brillance a été calculé ainsi que la durée moyenne de précipitation mesurée par le PR. Un seuil thermique a ainsi été calculé pour chaque point de la grille. Les résultats obtenus sont représentés en figure 3a.

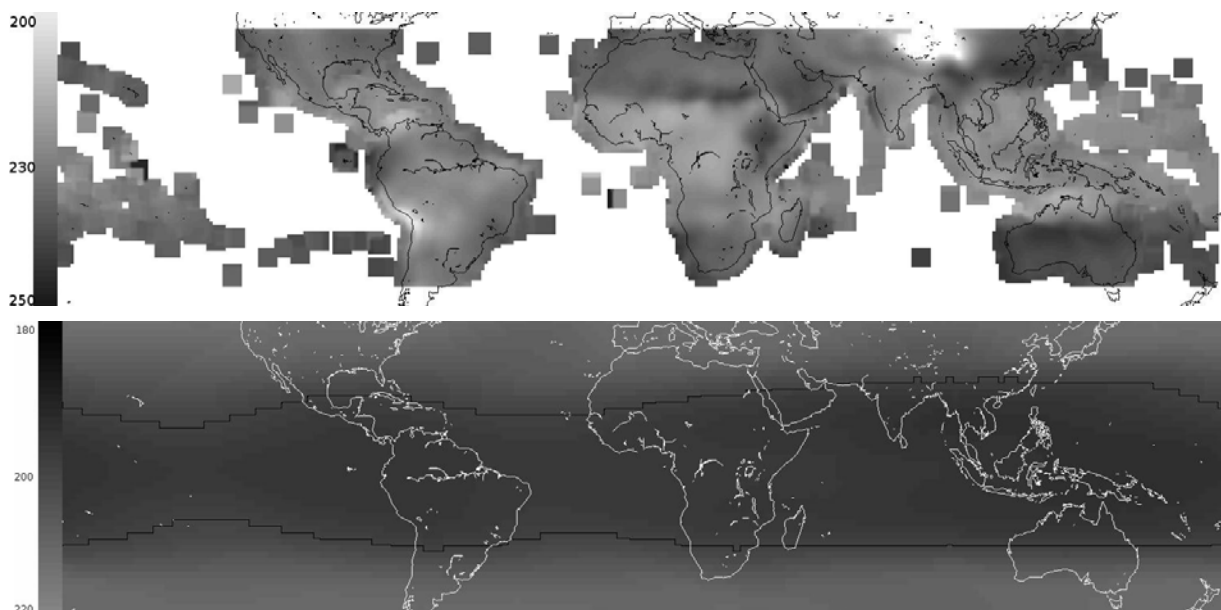


Figure 3 : Températures de seuil calculés sur une fenêtre 3°x3° (a : image supérieure) et température moyenne de tropopause (b : image inférieure) sur la période 2003-2008.

Les échelles de température sont en Kelvin. Sur la figure 3b, le trait renforcé correspond à la valeur 200K.

Dans la zone de couverture TRMM où les précipitations proviennent principalement de la convection profonde, cette température de seuil est liée à l'altitude moyenne du sommet des cumulo-nimbus. Il est donc cohérent d'attendre que le seuil de précipitation dépende au moins partiellement de la température de la tropopause (figure 3b). A une échelle globale, les caractéristiques principales de la répartition des températures de tropopause se retrouvent dans la répartition des seuils calculés et, en premier lieu, des températures plus froides en zone intertropicale.

La température moyenne de tropopause n'explique bien sûr pas toute la variabilité de cet indicateur et il existe des dépendances à des échelles plus locales. Mais une caractéristique surprenante est l'absence de relation claire entre variabilité à méso-échelle et zonage agro-climatique. Ce phénomène est particulièrement visible sur l'Afrique, où les deux minima correspondent respectivement au Sahel Nigérien et au bassin du Congo, mais également à la latitude de 30°N où des environnements très différents correspondent à des valeurs de seuil similaires. Ce résultat suggère qu'il n'y aurait pas de spécificité des phénomènes précipitants en fonction de ce zonage et que seule la fréquence des phénomènes diffère. Mais il ne faut pas oublier que la précipitation intégrée sur la couche 2000-4000 m ne tient pas compte des phénomènes d'évaporation en basse couche et que la procédure décrite induit une surestimation en zone aride.

3. Analyse à échelle locale

Un indice de renforcement permet de quantifier les écarts locaux au champ de seuil thermique calculé précédemment. Pour chaque enregistrement de la base, la détection de pluie estimée à partir du seuil thermique est comparée avec celle mesurée par le radar de précipitation. Puis, en chaque point de la grille de 3' est calculée la différence entre le nombre de sous-estimation (non détection de pluie par l'infrarouge) et de surestimation (fausse détection de pluie par l'infrarouge). L'indice est obtenu en rapportant cette différence au nombre d'observations : une valeur positive (*négative*) correspondra à une sous-estimation (*surestimation*) systématique.

Les zones de sous-estimations apparaissent largement répandues et une analyse plus fine les montre majoritairement liées à des dénivelés significatifs. Par contre, la répartition des surestimations ne présente pas une organisation spatiale aussi immédiatement liée au relief. Les seules zones clairement identifiables se situent en Amérique du sud, à l'Ouest des massifs andins (non montré). Par la suite, nous nous concentrerons sur la répartition des valeurs positives de l'indice.

La figure 4a est une extraction de l'indice de renforcement sur le sous-continent indien où la position du relief par rapport aux flux de mousson rend les effets orographiques particulièrement importants. Les valeurs les plus élevées de l'indice présentent une organisation très directement associée au dénivelé (figure 4b). Ainsi, sur la chaîne des Ghats occidentaux, les maxima locaux de l'indice correspondent à ceux des différences d'altitude. Dans les zones sans relief significatif comme le delta du Gange, les valeurs de l'indice de renforcement sont très faibles. La comparaison avec le cumul des intensités de précipitation mesurée par le PR montre clairement l'apport de cet indice. Des pics de précipitations sont bien sûr associés à des dénivelés importants. Toutefois, la relation avec le relief est moins systématique que pour l'indice de renforcement. La pluviosité présente une distribution plus homogène et moins dépendante du relief. En premier lieu, la co-localisation des maxima locaux de précipitation avec le relief est moins précise que celle de l'indice. Les deux bandes de précipitations en bordure du massif Himalayen apparaissent clairement (Nesbitt et Anders, 2009) alors que l'indice de renforcement ne fait apparaître que la bande septentrionale qui correspond à des différences d'altitude significatives. Des cumuls pluviométriques significatifs sont enregistrés même dans les zones de delta.

En Afrique de l'Ouest, la distribution des précipitations n'est pas aussi directement dépendante du relief. D'une part, les différents massifs (Fouta-Djalon, plateau de Jos, Adamaoua) sont beaucoup moins étendus et élevés (figure 5b). D'autre part, la circulation est plus complexe puisqu'à moyenne altitude (600 hPa), un flux d'est est prédominant alors que les flux de mousson de basse altitude (925 hPa) sont moins organisés et proviennent du Sud

ou Sud-Ouest sur les côtes (Desbois *et al.*, 1989). Enfin, dans la partie nord de cette zone, les phénomènes pluviométriques sont trop intermittents pour être échantillonnés proprement par la base VIRS/PR. Néanmoins, quelques caractéristiques connues des répartitions de pluie se retrouvent (figure 5a). Sur la cote guinéenne, un pic de l'indice de renforcement est situé au pied des massifs. Un phénomène similaire apparaît au Mont Cameroun et à l'île de Bioko. Il faut enfin signaler que les zones de fort indice de renforcement correspondent aux zones de génération de systèmes convectifs tels que cartographiés par Sall *et al.* (2007).

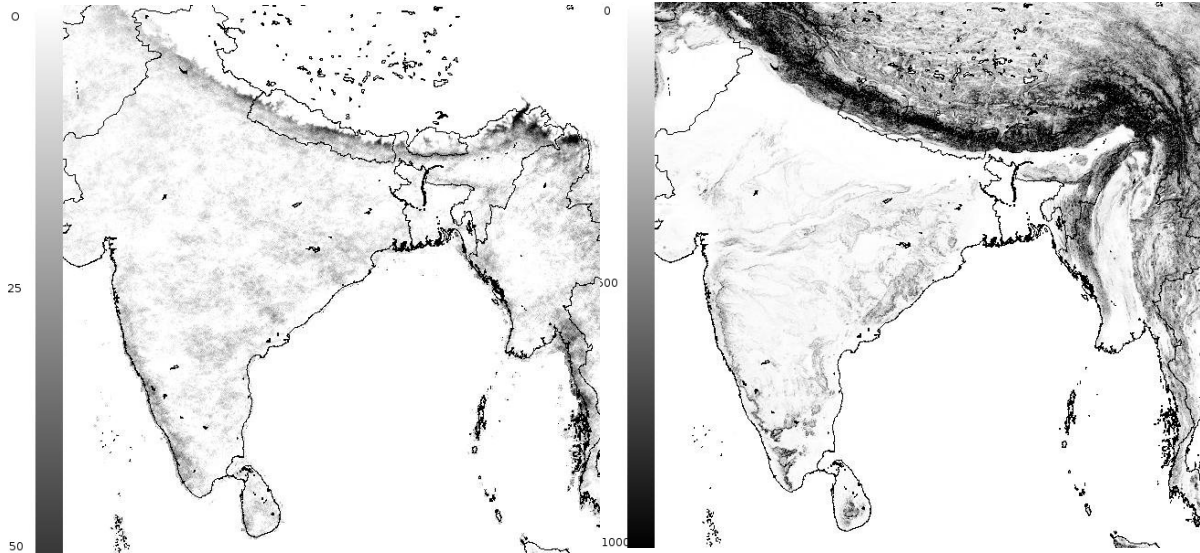


Figure 4 : Extraction sur une fenêtre 70°E-100°E / 5°N-35°N de l'indice de renforcement (a : image de gauche) et du dénivelé (b : image de droite).

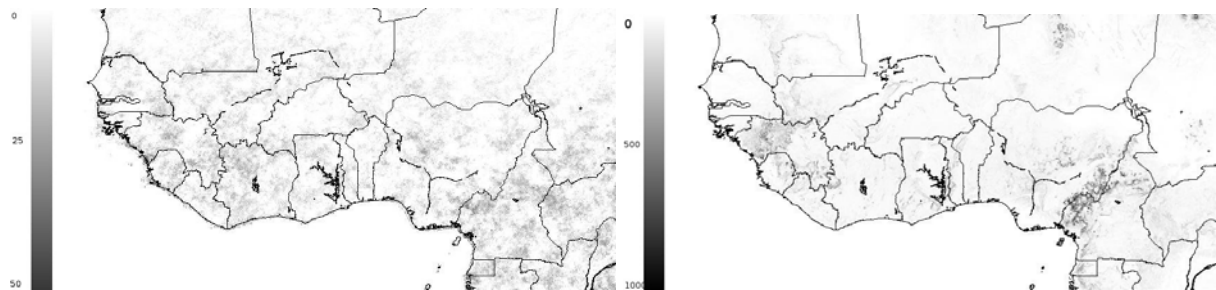


Figure 5 : Idem à la figure 4 mais pour une fenêtre 20°W-20°E / 20°N-0°.

Discussion et perspectives

La relation entre température de brillance et taux de précipitation présente une grande cohérence organisée autour de deux échelles très distinctes de variabilité. Une échelle globale où la variabilité semble principalement dépendre de la température de tropopause et une échelle locale où le facteur explicatif de premier ordre est le relief. Contrairement au champ de cumul ou de durée de précipitation, les champs d'indice de renforcement ne présentent pas la même variabilité à l'échelle régionale.

L'interprétation de cette relation en termes de typologie des systèmes précipitants peut se faire à plusieurs niveaux. A une échelle globale ou moyenne, la relation entre nébulosité et précipitation semble dépendre plus des caractéristiques de la haute troposphère que des états de surface. L'analyse est plus complexe à une échelle locale. Il existe bien une relation étroite entre l'indice de renforcement, qui mesure l'amplitude de l'effet local, et le relief. Toutefois,

cette relation n'est ni simple ni systématique. Par ailleurs, l'interprétation même du phénomène est complexe. Il peut être associé à une zone privilégiée d'initiation de systèmes convectifs à méso-échelle et, dans ce cas, l'anomalie positive correspond à une surreprésentation des systèmes en phase initiale de croissance. Mais il peut également être lié à d'autres phénomènes dans lesquels les systèmes précipitants présentent des caractéristiques microphysiques différentes. Ce point pourra être clarifié par une étude plus systématique des trajectoires en relation avec l'indice de renforcement tel que défini précédemment.

Ces résultats peuvent contribuer à améliorer les procédures d'estimation des précipitations par satellite. La composante globale de la relation nébulosité/précipitation pourrait d'autant plus facilement être intégrée qu'elle est liée à un paramètre stable et à une faible variabilité spatiale et temporelle, la prochaine version d'EPSAT-SG intégrant cette information (Bergès *et al.*, 2010). De même l'absence de dimension de variabilité régionale conforte la validité des procédures d'estimation à une échelle continentale : les régions humides ne se caractérisent pas par une contribution significative des nuages chauds aux cumuls pluviométriques et les procédures d'estimation basées sur l'infrarouge thermique gardent leur validité. Etablir un champ de correction pour la composante de variabilité locale est plus complexe dans les zones où le nombre d'événements pluvieux est faible en regard de la taille de l'échantillon. En considérant l'ensemble des données TRMM, il serait possible au mieux de doubler la taille de l'échantillon au prix d'une discontinuité dans les séries de données. Une autre option pour étendre la taille de l'échantillon serait d'utiliser comme données de référence les micro-ondes passives au lieu des données radar, mais ceci questionne directement la robustesse de leur estimation en particulier en face d'une distribution de taille de goutte de pluie atypique.

Bibliographie

- Arkin P.A., 1979 : The relationship between the fractional coverage of high cloud and rainfall accumulations during GATE over the B-array. *Monthly Weather Review*, **107**, 1382-1387.
- Bergès J.C., Jobard I., Chopin F., Roca R., 2010 : EPSAT-SG A satellite method for rainfall estimation.; its concepts and implementation for the AMMA experiment. *Ann. Geophys.*, **28**, 289-308.
- Desbois M., Kayiranga T., Gnamien B., 1989 : Diurnal cycle of cloudiness over tropical Africa observed from Meteosat: geographic characterization and interannual variation. *Ann. Geophys.*, **7**, 395-404.
- Iguchi T., Kozu T. Meneghini R., Awaka J., Okamoto K, 2000 : Rain profiling algorithm for the TRMM precipitation radar. *J. Appl. Meteor.*, **39**, 2038-2052.
- Nesbitt S.W., Anders A.M., 2009 : Very high resolution precipitation climatologies from the Tropical Rainfall Measurement Mission precipitation radar. *Geophysical Research Letter*, **36**, 5815-5820.
- Sall S.M., Viltard A., Sauvageot H., 2007 : Rainfall distribution over the Fouta-Djallon. *Atmospheric Research*. **86**, 149-161.

SIMULATIONS CLIMATIQUES MESO-ECHELLE : COMPARAISON DE DONNEES OBSERVEES ET SIMULEES EN VUE D'UNE INTEGRATION DE SCENARIOS DE CHANGEMENT CLIMATIQUE

BONNARDOT V.¹, CAUTENET S.², PLANCHON O.¹, QUENOL H.¹

¹ Laboratoire COSTEL, LETG UMR 6554 CNRS, Université Rennes 2, Place du Recteur Henri le Moal, 35043 Rennes Cedex, France. valerie.bonnardot@uhb.fr ; olivier.planchon@uhb.fr ; herve.quenol@uhb.fr

² Laboratoire de Météorologie Physique (LaMP), UMR 6016 CNRS, Université Blaise Pascal, 24 avenue des Landais, 63177 Aubière Cedex, France. S.Cautenet@opgc.univ-bpclermont.fr

Résumé : Dans le but d'évaluer le changement climatique aux échelles régionale et locale adaptées à la viticulture, nous avons initialisé le modèle atmosphérique méso-échelle RAMS (v6.0) en forçant aux limites latérales avec les champs 3D issus d'ARPEGE_Climat (Météo-France) à une résolution 0.5° sur un domaine correspondant à l'Europe de l'ouest (51°N-38°N ; 8°W-12°E). Les températures journalières en point de grille issues d'ARPEGE-Climat (v.3) à une résolution d'environ 50 km et celles issues de RAMS à une résolution 5 km sont comparées à celles mesurées dans une trentaine de stations comprises dans l'espace européen sur une période de référence (1991 à 2000) et pour certains mois clés du cycle de la vigne (avril, juillet et août). Une analyse statistique sur les différences entre les valeurs simulées et observées montre l'apport et la pertinence de la résolution 5 km du modèle méso-échelle par rapport aux sorties de modèle global ARPEGE.

Mots-clés : simulations numériques, méso-échelle, température, vignoble

Abstract : *Meso-scale climatic simulations : comparison between observed and simulated data in the perspective of integrating climatic change scenarios.* In order to assess climate change at regional and local scales adapted to viticulture, the RAMS meso-scale atmospheric modelling system (v6.0) was initialized with a forcing at the lateral boundaries using the 3D fields of the ARPEGE-Climate model (Météo-France) at a 0.5° horizontal resolution over a domain covering Western Europe (51°N-38°N ; 8°W-12°E). Gridded daily temperature data from ARPEGE-Climate (v.3) at a ~50 km resolution and from RAMS at a 5 km resolution were compared to daily data measured at thirty stations located within the european domain over a ten-year control period (1991-2000) and for three months (April, July and August) of importance for viticulture. A statistical analysis on the differences between simulated and observed data was performed. It is shown that, for viticultural purposes, the increasing resolution (5 km resolution from RAMS) is of greater value than lower resolutions from global models.

Keywords : numerical simulations, meso-scale, temperature, vineyards

Introduction

Les effets du changement climatique ont déjà des répercussions sur la viticulture mondiale, suscitant de nombreuses interrogations quant à la future gestion des vignobles à l'échelle régionale. Le changement climatique est un phénomène global bien étudié à l'échelle planétaire au moyen de modèles climatiques globaux. Or les conséquences pour les sociétés et leurs activités, comme la viticulture, se situent aux échelles régionales et locales. Des sorties du modèle climatique global ARPEGE-Climat ont par exemple été utilisées pour la simulation d'un indice bioclimatique jusqu'à la fin du XXI^{ème} siècle dans le vignoble de Champagne à 20 km de résolution (Briche *et al.*, 2009). Dans le but d'évaluer le changement climatique à des échelles encore plus fines, l'utilisation de modèles climatiques régionaux est nécessaire. Des études menées dans différentes régions viticoles ont déjà montré l'intérêt de l'utilisation de modèles climatiques méso-échelle pour la régionalisation de phénomènes atmosphériques (Bonnardot *et al.*, 2005) ou l'évaluation d'indice bioclimatique pour la vigne (Bonnefoy *et al.*, 2009) avec des résolutions fines inférieures à 10 km (Castel *et al.*, 2010) jusqu'à 1 km et 200 m (Bonnardot et Cautenet, 2009). Dans le cadre du projet ANR-TERVICLIM portant sur « l'observation et la modélisation spatiale du climat des terroirs viticoles dans un contexte de changement climatique », des simulations numériques ont été effectuées à partir d'un modèle atmosphérique méso-échelle (RAMS) pour différentes régions viticoles en France et dans le monde (Bonnardot *et al.*, 2010 ; Briche *et al.*, 2011). Eu égard à la fine résolution spatiale de RAMS (5 km) par rapport à ARPEGE_Climat (50 km), les hétérogénéités de surface y sont

mieux représentées, on peut donc s'attendre à une meilleure adéquation entre les observations et les valeurs simulées. Ce papier présente les travaux concernant une phase de validation sur une période de référence (1991-2000) avant l'intégration de différents scénarios de changement climatique du GIEC, afin d'apporter des éléments de réflexion sur les conséquences futures du réchauffement climatique à une échelle fine dans le monde vitivinicole.

1. Données et méthode

Le modèle atmosphérique méso-échelle RAMS (v6.0) (<http://www.atmet.com>) a d'abord été initialisé en forçant aux limites latérales avec les champs 3D issus d'ARPEGE_Climat de Météo-France à une résolution 0.5° sur un domaine correspondant à l'Europe de l'ouest (51°N - 38°N ; 8°W - 12°E), et avec des températures de l'eau de mer issues de la climatologie RAMS concernant la période 1991-2000. Les données ARPEGE-Climat utilisées sont celles générées avec la version 3 et qui ont servi dans les projets européens MERCURE et PRUDENCE (Déqué *et al.*, 2005) et dans les projets GICC-CARBOFOR et IMFREX (Déqué, 2007).

Les simulations climatiques méso-échelle ont été effectuées pour certains mois clés du cycle de la vigne (avril, juillet et août), sur la période de référence 1991-2000 et en utilisant deux grilles imbriquées : Grille 1 avec une résolution horizontale de 25 km correspondant au domaine de forçage ; Grille 2 avec une résolution horizontale de 5 km (Figure 1). Cette dernière grille à haute résolution permet une comparaison des sorties de modèle avec les données observées à une échelle plus pertinente pour les différents vignobles étudiés en Europe de l'ouest (Champagne, Val de Loire, Bordelais et Navarre).

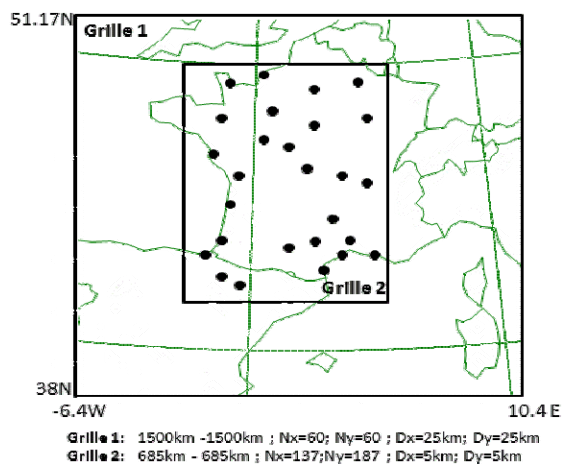


Figure 1 : Domaine simulé et grilles imbriquées de RAMS :

- grille 1 (résolution 25 km) correspondant au domaine de forçage ARPEGE-Climat
- grille 2 (résolution 5 km). Répartition des 34 stations utilisées pour la validation.

Les points représentent la localisation des stations dont les données ont été utilisées pour la validation des simulations.

Les données journalières de température (34 stations) proviennent principalement du fichier européen ECA&D (Klein Tank, 2002) ; celles des stations de Reims et Angers proviennent de Météo-France et celles des stations espagnoles proviennent du Bureau météorologique de la Province de Navarre. Dans cet article, l'intérêt se porte uniquement sur les 3 stations situées dans les vignobles français de la Champagne (Reims), du Val de Loire (Angers) et du Bordelais (Bordeaux).

Une analyse statistique est réalisée sur les différences entre les valeurs simulées (par RAMS et ARPEGE) et les valeurs observées de la période de référence. Etant dans une démarche de scénario climatique, nous n'examinons pas les différences entre les valeurs simulées et observées pour chaque jour, mais nous analysons les températures moyennes, maximales et minimales moyennées sur le mois. La validation est donc effectuée sur les moyennes mensuelles (Déqué, 2007).

Ainsi, nous présentons les résultats concernant les simulations des températures moyennes mensuelles pour les mois d'avril, juillet et août, ainsi que celles des températures minimales moyennées sur le mois d'avril (période de débourrement de la vigne pour évaluer les risques de gel printanier) et des températures maximales moyennées sur le mois de juillet (mois le plus chaud pour évaluer les fortes chaleurs). Seuls les résultats pour les stations de Reims, Angers, et Bordeaux sont présentés en détail.

2. Résultats

2.1. Températures moyennes mensuelles d'avril, juillet et août

D'après la matrice de corrélation Pearson (Tableau 1), les températures moyennes mensuelles simulées par RAMS (5 km) sont meilleures que celles simulées par ARPEGE (50 km), notamment en avril et août.

Tableau 1 : Matrices de corrélation Pearson ($p < 0,0001$) entre les températures moyennes mensuelles simulées par RAMS (5 km) ou par ARPEGE (~ 50 km) et les températures moyennes mensuelles observées pour 34 stations et 3 mois sur la période de référence (1991-2000).

	Avril			Juillet			Août		
	ARPEGE	RAMS	OBS.	ARPEGE	RAMS	OBS.	ARPEGE	RAMS	OBS.
ARPEGE	1	0,796	0,828	1	0,781	0,892	1	0,760	0,840
RAMS	0,796	1	0,926	0,781	1	0,904	0,760	1	0,923
OBS	0,828	0,926	1	0,892	0,904	1	0,840	0,923	1

Les différences entre les températures moyennes mensuelles (avril, juillet et août) simulées par les deux modèles et les températures observées pour 34 stations permettent d'avoir une vue générale des simulations (Fig. 2). Les écarts moyens varient de $-2,1$ à $+2,1$ °C avec RAMS (axe des abscisses) et de $-4,5$ à $+1,2$ °C avec ARPEGE (axe des ordonnées), selon les stations. Dans l'ensemble, les simulations des températures moyennes sont sous-estimées par les deux modèles au mois d'avril. Elles sont meilleures pour les mois de juillet et août.

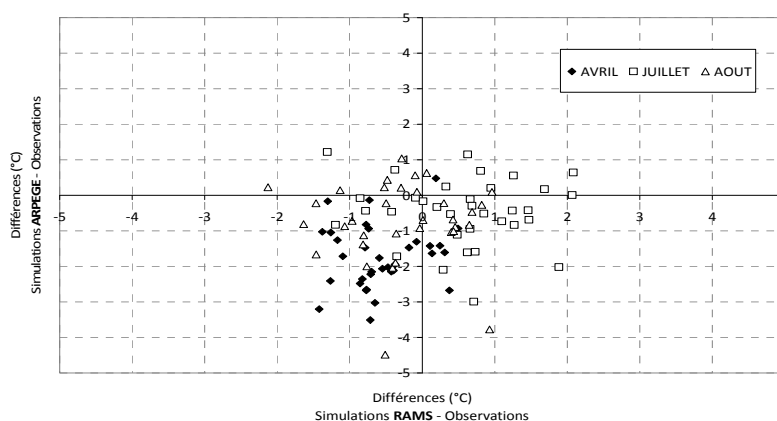


Figure 2 : Différences entre les températures moyennes mensuelles simulées par RAMS (5 km) ou par ARPEGE (~ 50 km) et les températures moyennes mensuelles observées pour 34 stations et 3 mois sur la période de référence (1991-2000).

2.2. Moyennes des températures minimales d'avril et maximales de juillet

Notre préoccupation étant d'évaluer les risques de gel printanier et les fortes chaleurs estivales, nous avons analysé les moyennes des températures minimales d'avril et maximales de juillet.

Les simulations (34 stations) des températures minimales moyennes d'avril sont mieux reproduites par RAMS que par ARPEGE (Tableau 2). Les différences entre les valeurs simulées par RAMS et les valeurs observées sont en moyenne plus réduites (de $-0,7$ °C à Bordeaux à $+1,2$ °C à Reims) que les différences entre les valeurs simulées par ARPEGE et les valeurs observées (de $-1,8$ °C à Reims à $-3,5$ °C à Bordeaux) (Tableau 3). ARPEGE sous-estime plus fortement les valeurs minimales du mois d'avril que RAMS qui fournit des valeurs plus proches des observations avec cependant des différences spatiales, les sous-estimant à Bordeaux et Angers et les surestimant à Reims. Par ailleurs, RAMS sous-estime les valeurs moins fréquemment qu'ARPEGE (Fig. 3). Le pourcentage avec des

écarts réduits (entre -2,5 et 2,5°C) est toujours plus élevé avec RAMS quelles que soient les 3 stations, ce qui montre que le modèle méso-échelle permettra une meilleure évaluation du risque de gel.

Tableau 2 : Statistiques descriptives sur les moyennes des températures minimales du mois d'avril (1991-2000) simulées (par ARPEGE et RAMS) et observées dans 34 stations. Matrice de corrélation Pearson ($p < 0,0001$).

Statistiques descriptives					Matrice de corrélation (Pearson)		
Variable	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type	ARPEGE	RAMS	OBS.
ARPEGE	1,7	11,2	4,6	2,6	1	0,70	0,67
RAMS	4,1	9,5	6,2	1,5	0,70	1	0,70
OBS.	-0,3	10,0	6,2	1,9	0,67	0,70	1

Tableau 3 : Statistiques descriptives sur les différences entre les valeurs simulées par RAMS (5 km) ou par ARPEGE (50 km) et les valeurs observées dans 3 stations viticoles françaises (températures minimales d'avril ; période 1991-2000 ; n=300).

TN avril	Différences (°C) simulation RAMS - Observation			Différences (°C) simulation ARPEGE - Observation		
	Bordeaux	Angers	Reims	Bordeaux	Angers	Reims
1er Quartile	-4,1	-3,9	-2,3	-7,7	-6,3	-6,0
3ème Quartile	2,6	2,3	5,1	1,0	0,6	2,4
Moyenne	-0,7	-0,8	1,2	-3,5	-2,7	-1,8
Variance (n-1)	22,9	21,3	28,7	29,9	24,1	32,4
Ecart-type (n-1)	4,8	4,6	5,4	5,5	4,9	5,7

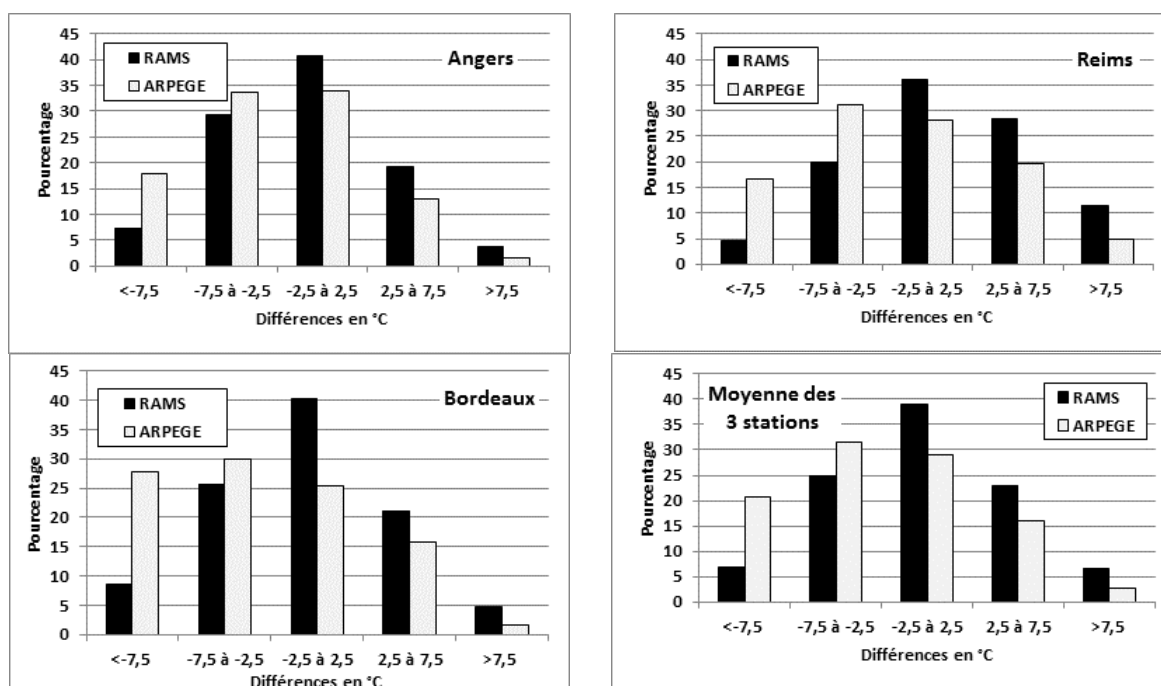


Figure 3 : Fréquence des biais sur les températures minimales d'avril (différences entre les valeurs simulées par RAMS ou ARPEGE et les valeurs observées) pour 3 stations viticoles françaises et en moyenne pour les 3 stations. Période 1991-2000.

Les simulations des températures maximales moyennes de juillet sont également mieux reproduites par RAMS que par ARPEGE (Tableau 4). En analysant les différences entre les valeurs simulées et observées, les températures maximales moyennes de juillet sont surestimées par les deux modèles dans les 3 stations (Tableau 5). Les valeurs simulées par RAMS sont cependant meilleures (de 0,5°C à 1,5°C respectivement à Angers et Reims) que celles simulées par ARPEGE (de 1,3°C à 3,8°C respectivement à Bordeaux et Angers).

Tableau 4 : Statistiques descriptives sur les moyennes de températures maximales du mois de juillet (1991-2000) simulées (par ARPEGE et RAMS) et observées dans 34 stations. Matrice de corrélation Pearson ($p < 0,0001$).

Statistiques descriptives					Matrice de corrélation (Pearson)		
Variable	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type	ARPEGE	RAMS	OBS.
ARPEGE	15.8	35.5	26.5	3.9	1	0.78	0.82
RAMS	16.2	32.4	26.1	2.9	0.78	1	0.85
OBS.	19.1	31.8	26.0	2.7	0.82	0.85	1

Tableau 5 : Statistiques descriptives sur les différences entre les valeurs simulées par RAMS (5 km) ou par ARPEGE (50 km) et les valeurs observées dans 3 stations viticoles françaises (températures maximales de juillet ; période 1991-2000 ; n=300).

TX juillet	Différences (°C) simulation RAMS - Observation			Différences (°C) simulation ARPEGE - Observation		
	Bordeaux	Angers	Reims	Bordeaux	Angers	Reims
1er Quartile	-2,7	-2,6	-2,2	-2,4	-0,6	-2,4
3ème Quartile	4,8	3,7	5,2	5,2	7,9	5,9
Moyenne	0,9	0,5	1,5	1,3	3,8	1,6
Variance (n-1)	27,4	22,9	28,7	33,2	36,5	33,5
Ecart-type (n-1)	5,2	4,8	5,4	5,8	6,0	5,8

Les différences spatiales sont bien visibles sur les distributions par classes (Fig. 4). Les écarts supérieurs à 2,5°C sont par exemple nettement plus fréquents à Angers avec ARPEGE. La distribution normale sur les valeurs simulées par RAMS montre que RAMS corrige assez bien ce biais. Le pourcentage avec des écarts réduits (entre -2,5 et 2,5°C) est toujours plus élevé avec RAMS quelles que soient les 3 stations, ce qui montre que le modèle méso-échelle permettra également une meilleure évaluation des fortes chaleurs.

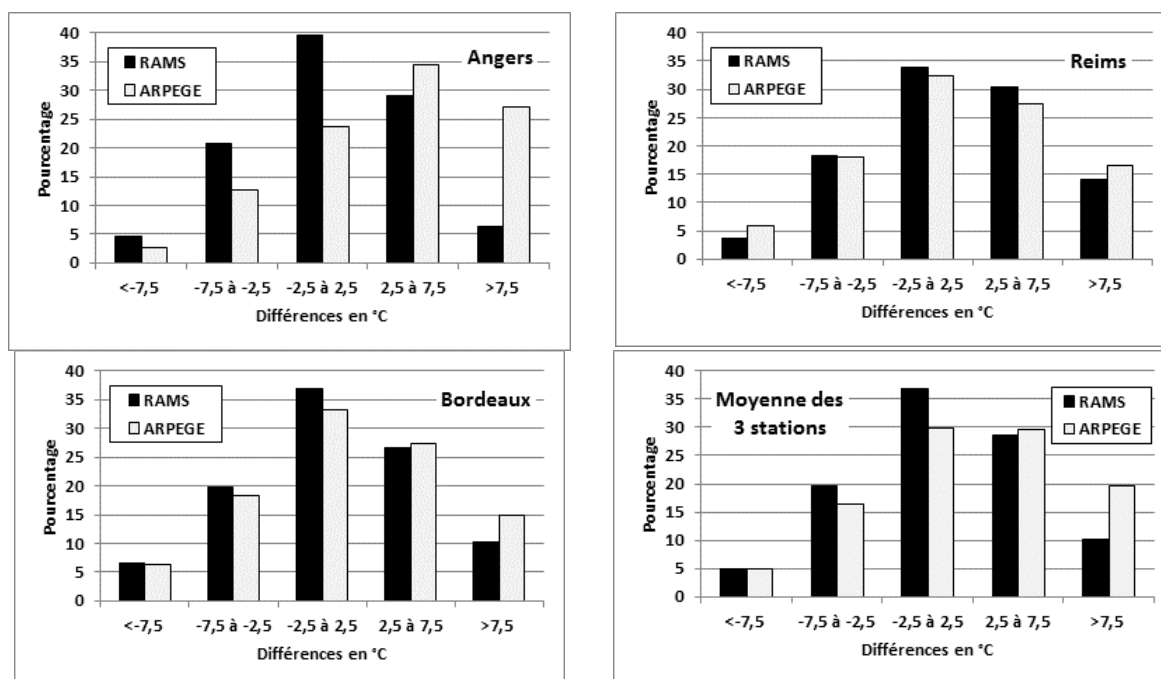


Figure 4 : Fréquence des biais sur les températures maximales de juillet (différences entre les valeurs simulées par RAMS ou ARPEGE et les valeurs observées) pour 3 stations viticoles françaises et en moyenne pour les 3 stations. Période 1991-2000.

Conclusion

Les séries journalières produites par les modèles ARPEGE-Climat et RAMS forcé par ARPEGE-Climat n'ont pas forcément la même distribution statistique que les séries journalières observées mais, malgré des différences spatiales, les modèles reproduisent plus ou moins correctement les valeurs mensuelles, qu'elles soient minimales, maximales ou moyennes. Les résultats montrent l'apport et la pertinence de la résolution 5 km par rapport aux sorties de modèle global ARPEGE qui, vu son échelle, a des résultats honorables comparés aux observations, mais insuffisantes pour les besoins des viticulteurs pour lesquels une très fine échelle est requise.

Les biais sont dus à l'échelle de comparaison entre des données en points de grille de résolutions différentes et des données stationnelles. Cependant les résultats ont montré que le modèle méso-échelle réduit aussi bien les biais froids sur les moyennes des minimales d'avril que les biais chauds sur les moyennes des maximales d'août ce qui permettra une meilleure évaluation des risques de gel printanier et de fortes chaleurs estivales.

L'intégration de différents scénarios de changement climatique du GIEC pour les années 2041-2050 permettra d'obtenir une simulation de changement climatique dans un avenir proche et adaptée aux échelles viticoles.

Remerciements

Les auteurs remercient Michel Déqué (Météo-France) pour la fourniture des données ARPEGE-Climat. Ces travaux ont bénéficié d'un accès aux moyens de calcul du CINES au travers de l'allocation de ressources 2011 (dossier : c2011016342 / projet : uhb6342) attribué par GENCI (Grand Equipement National de Calcul Intensif).

Bibliographie

- Bonnardot V., Planchon O. et Cautenet S., 2005. The sea breeze development under an offshore synoptic wind in the Western Cape and implications for the Stellenbosch wine producing area. *Theor. Appl. Clim.*, **81**, 203-218.
- Bonnardot V. et Cautenet S., 2009 : Mesoscale modeling of a complex coastal terrain in the South-Western Cape using a high horizontal grid resolution for viticultural applications. *J. App Met Clim.*, **48**, 19p.
- Bonnefoy C., Castel T. et Madelin M., 2009 : Evaluation du modèle climatique régional WRF appliqué à la Bourgogne viticole. Neuvième Rencontres de ThéoQuant, Besançon, 8p.
- Briche E., Beltrando G., Kergomard C., Quénot H., 2009. Utilisation des sorties du modèle numérique ARPEGE-Climat pour la simulation d'un indice bioclimatique jusqu'à la fin du XXI^{ème} siècle dans le vignoble de Champagne. Neuvième Rencontres de ThéoQuant, Besançon, 7p.
- Briche E., Bonnefoy C., Cautenet S., Bonnardot V., Beltrando G., Madelin M. et Quénot H., 2011. Simulations du modèle à méso-échelle RAMS à résolution fine lors des épisodes extrêmes de 2003 : application à deux vignobles du nord de la France. Actes du XXIV^{ème} colloque de l'AIC, Rovereto, Italie.
- Castel T., Xu Y., Richard Y., Pohl B., Crédat J., Thévenin D., Cuccia C., Bois B., Roucou P., 2010 : Désagrégation dynamique haute résolution spatiale du climat du centre est de la France par le modèle climatique régional ARW/WRF. Actes du XXIII^e Colloque de l'AIC, Rennes, 107-112.
- Déqué M., Jones R.G., Wild M., Giorgi F., Christensen J.H., Hassell D.C., Vidale P.L., Rockel B., Jacob D., Kjellström E., de Castro M., Kucharski F. and van den Hurk B., 2005 : Global high resolution versus Limited Area Model climate change projections over Europe : quantifying condense level from PRUDENCE results. *Climate Dyn.*, **25**, 653-670.
- Déqué M., 2007 : Frequency of precipitation and temperature extremes over France in an anthropogenic scenario: model results and statistical correction according to observed values. *Global and Planetary Change*, **57**, 16-26.
- Klein Tank A.M.G. and Coauthors, 2002. Daily dataset of 20th-century surface air temperature and precipitation series for the European Climate Assessment. *Int. J. of Climatol.*, **22**, 1441-1453.

MODELISATION TRIDIMENSIONNELLE DE L'ESPACE BATI POUR ESTIMER LE GISEMENT ENERGETIQUE SOLAIRE. APPLICATION A LA VILLE D'AIX-EN-PROVENCE

BOURCHAK S. ET BRIDIER S.

LPED, Université de Provence,
3, place Victor Hugo, case 10
13331 Marseille, cedex 03
sofiane_bour@hotmail.fr , sbridier@hotmail.fr

Résumé : *L'objectif de cette étude est de calculer la quantité d'énergie solaire reçue par les façades et les toitures pour l'ensemble des bâtiments référencés dans une Base de Données Urbaine (BDU). Le résultat constitue une nouvelle couche d'information qui peut être utilisée pour déterminer les implantations les plus rentables en terme de production d'énergie photovoltaïque (électricité) ou thermique (eau chaude). Les applications concernent aussi la spatialisation de l'îlot de chaleur urbain (ICU).*

Mots clés : *gisement solaire, modélisation, SIG, ICU*

Abstract : *Three-dimensional modeling of the space frame to estimate the solar energy field. Application to the city of Aix-en-Provence. The aim of this study is to calculate the amount of solar energy received by walls and roofs of every buildings referenced in an urban data base. The result is a new layer of information that can be used out to determine the most profitable locations in terms of producing photovoltaic (electricity) or thermal (hot water) energy. The applications include the spatialization of the urban heat island (UHI).*

Key words : *solar energy, modelization, GIS, UHI*

Le climat urbain constitue généralement une altération du climat régional environnant. Parmi les facteurs identifiés comme contribuant à cette altération, la géométrie ainsi que les matériaux des surfaces artificielles jouent un rôle essentiel (Escourrou, 1995). C'est au travers de cette étude que nous avons construit une méthode pour modéliser l'interaction entre la surface tridimensionnelle urbaine et le rayonnement solaire direct. L'un des produits dérivés de cette approche est l'estimation du gisement solaire urbain. L'objectif est ici de déterminer pour l'ensemble des bâtiments de la ville d'Aix-en-Provence la quantité d'énergie solaire reçue par les façades et les toitures. Cette approche repose sur l'utilisation de données génériques présentes dans la Base de Données Urbaine (BDU), traitées dans un système d'information géographique (SIG), puis exploitées ici au travers d'une cartographie détaillée de l'énergie disponible pour des installations photovoltaïques ou thermiques. L'aboutissement de la méthode réside dans la quantification du potentiel solaire d'un parc de bâtiments (ex : les bâtiments communaux) ou l'estimation de l'énergie renouvelable potentiellement produite sur l'ensemble d'une ville. Ces calculs sont vérifiés par des mesures ponctuelles.

Un modèle de l'ensemble des surfaces éclairées directement par le soleil est construit pour la ville d'Aix-en-Provence. Les extraits de la BDU utilisés comportent le filaire de la voirie, le cadastre, le bâti, la photographie aérienne, et le Modèle Numérique d'Élévation (MNE) brut obtenu par photogrammétrie. Les caractéristiques du soleil (azimut et hauteur) sont déterminées à partir d'un jeu d'équations prenant en compte la date (déclinaison), l'heure solaire (angle horaire), et la latitude (Perrin de Brichambaut, 1963).

La première étape réside dans le croisement des différentes couches de données vectorielles et raster pour déterminer la hauteur des bâtiments, l'orientation des façades, ainsi que l'inclinaison et l'orientation des toitures. Le MNE brut comporte une matrice de points d'une résolution horizontale d'1m et verticale de 10 cm (fig. 1a). Ces données sont discrétisées pour séparer les altitudes des toitures (faîtages, rebords toitures), de la voirie et des arbres.

Le traitement préalable par télédétection d'une photographie aérienne permet d'isoler la végétation et les arbres (Robin, 1998). L'image binaire obtenue est vectorisée puis exportée vers le SIG. Cette couche « végétation » permet de soustraire les points du MNE correspondant aux arbres, notamment dans le cas où la canopée végétale recouvre une toiture ou la voirie (fig. 1b).

Les points du MNE correspondant à la voirie sont isolés à partir de la couche voirie, de la soustraction des bâtiments présents sur celle-ci et des arbres recouvrant les rues (fig 1c). La couche de points « voirie » obtenue est ensuite interpolée par triangulation pour obtenir un modèle numérique de terrain au niveau de la surface.

La hauteur du bâti est obtenue par soustraction de l'altitude de la voirie interpolée, à l'altitude des toitures à l'aplomb des façades.



Figure 1a : superposition MNE, bâti, photographie aérienne

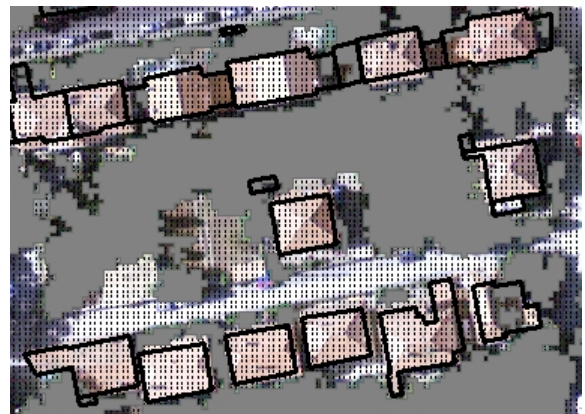


Figure 1b : soustraction des surfaces végétales au MNE



Figure 1c : soustraction des surfaces construites au MNE

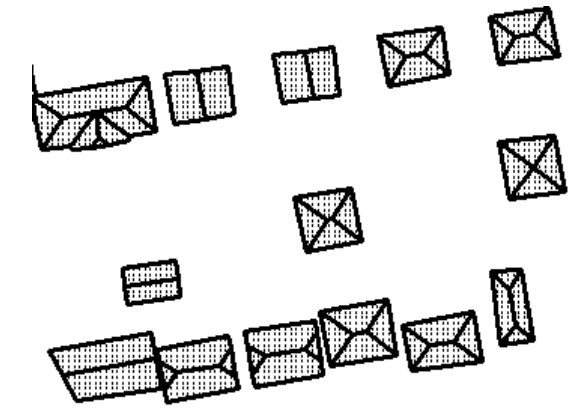


Figure 1d : restriction du MNE aux toitures

Figure 1 : Traitements successifs du MNE et des couches vectorielles
(sources : DSM ISTAR, couches vectorielles propriétés de la mairie d'Aix en Provence)

Les altitudes de faîtes et de façades sont distinguées par la proximité aux bords du bâtiment (fig. 1d). L'espace étudié et traité correspond à l'ensemble du centre-ville ancien et aux quartiers périphériques d'Aix en Provence (fig. 2).

Le traitement le plus efficace pour calculer l'orientation et l'inclinaison de chaque toiture est de traiter l'ensemble des points toitures comme un relief sur lequel est appliqué un masque ne laissant subsister que l'emplacement des bâtiments.

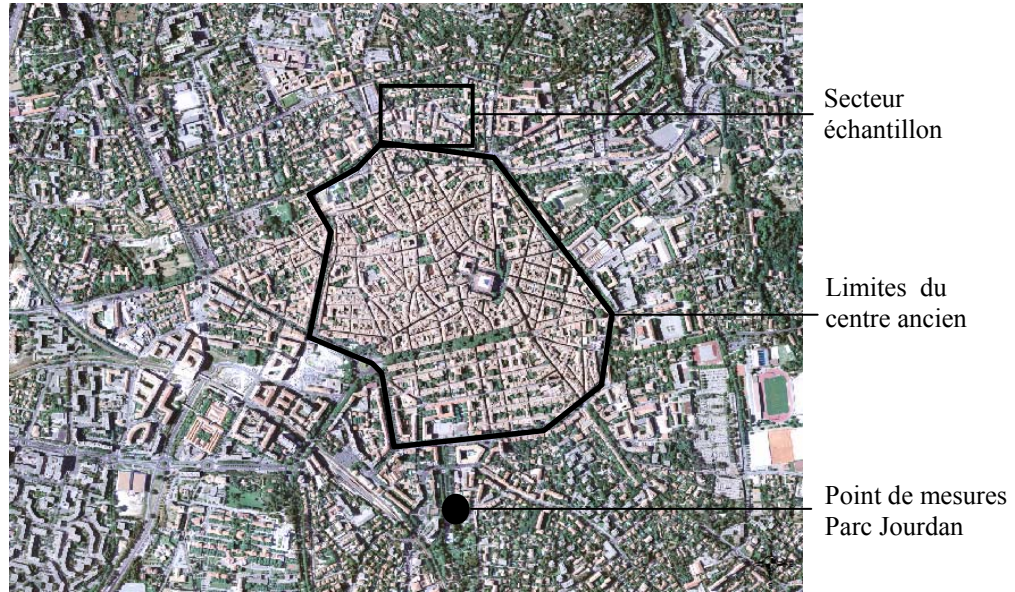


Figure 2 : Site, localisation d'un des points de mesures
(sources : images ISTAR, 2003, propriété de la Mairie d'Aix en Provence)

Cette surface est analysée avec des opérateurs calculant la pente et l'orientation en chaque point. Les points litigieux sont supprimés au niveau des arêtes pour éliminer les effets de bords. Les données obtenues sont affectées aux toitures sous-jacentes. La figure 3 présente la distribution des pentes et des orientations sur un échantillon de bâtiments du centre ville.

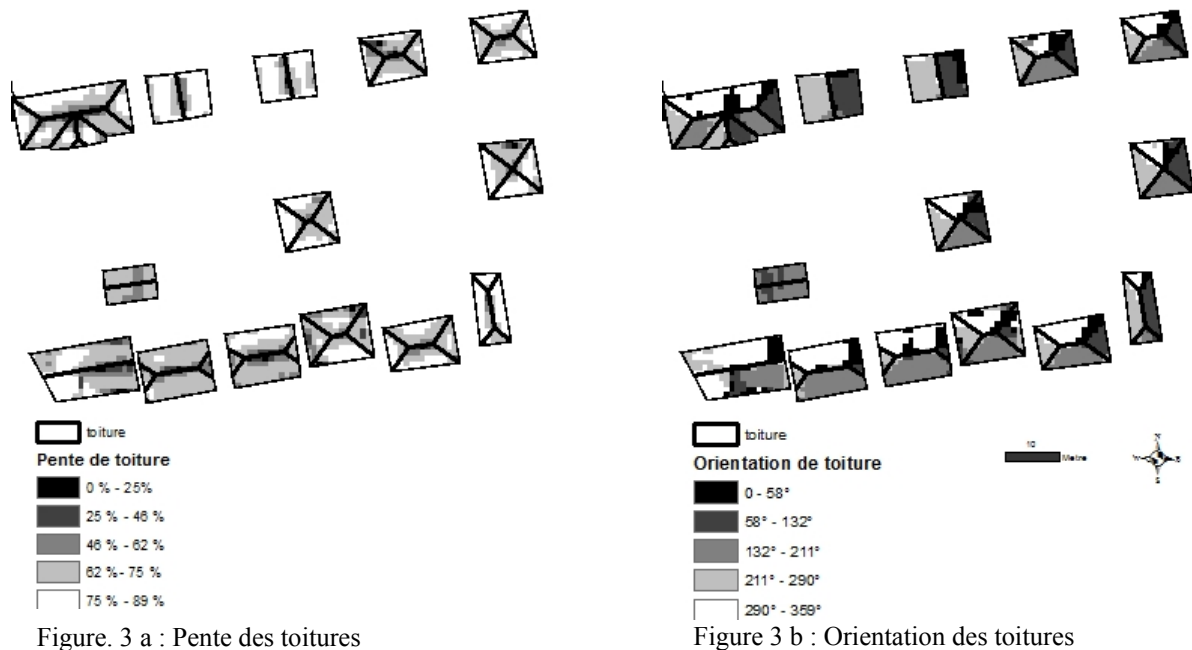


Figure 3 : Pente et orientation des toitures dans le secteur échantillon

En dehors d'une forme cartographique, le résultat peut aussi être obtenu sous la forme d'un fichier X, Y, altitude, pente, orientation. Cette couche est ajoutée à la base de données

La seconde étape permet d'estimer la quantité d'énergie solaire incidente pour quatre dates remarquables (solstices et équinoxe) et 5 heures de la journée (6H, 9h, 12h, 15h et 18h

solaires). Cette phase de calculs est réalisée en comparant la position du soleil (azimut et hauteur) avec l'orientation et l'inclinaison des toitures, ou avec l'orientation des façades.

La position du soleil est déterminée pour chaque heure de chaque journée d'une année standard (Delorme, 2002) en paramétrant un jeu d'équations (Equation 1) avec les caractéristiques du site (latitude), de la date (déclinaison provenant d'une table de déclinaison) et de l'heure (angle horaire).

$$\sin(h) = \sin(L)\sin(\delta) + \cos(L)\cos(\delta)\cos(\omega) \qquad \sin(a) = \frac{\cos(\delta)\sin(\omega)}{\cos(h)}$$

L : Latitude en degré ω : Angle horaire
 δ : Déclinaison du soleil h : Hauteur du soleil a : Azimut du soleil

Equation 1 : hauteur et azimut du soleil dans le ciel

Le résultat est un couple de données angulaires exprimées en degrés, l'azimut (α) et la hauteur (β), pour chaque date (jour, heure).

En tenant compte du trouble (nébulosité, vapeur d'eau, CO₂) et de l'épaisseur atmosphérique, atténuant la puissance du rayonnement solaire, il est possible d'estimer la quantité d'énergie sur chaque face active de la ville (Silve, 2010).

Cette estimation est réalisée par une requête sur les faces « voyant » le soleil à une date donnée, en éliminant les faces à l'ombre. Un calcul trigonométrique détermine l'angle entre le rayonnement solaire direct et la normale à la face (toiture ou façade). La valeur de l'angle indique l'intensité de l'étalement du rayonnement solaire direct sur la face éclairée. Lorsque le soleil touche la face orthogonalement selon les deux axes (azimut et hauteur), l'étalement est minimum. Plus l'étalement est important, et moins l'énergie exprimée en W/m² disponible est importante (fig. 4 et 5).

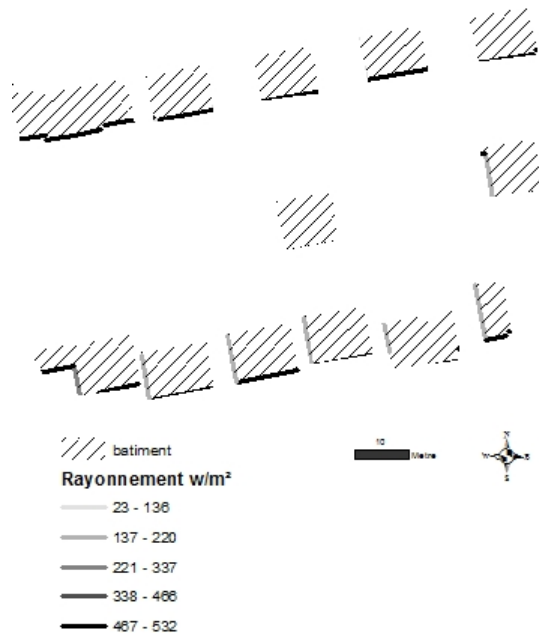


Figure 4 : Quantité d'énergie solaire reçue sur les façades le 21 juin à 12h00

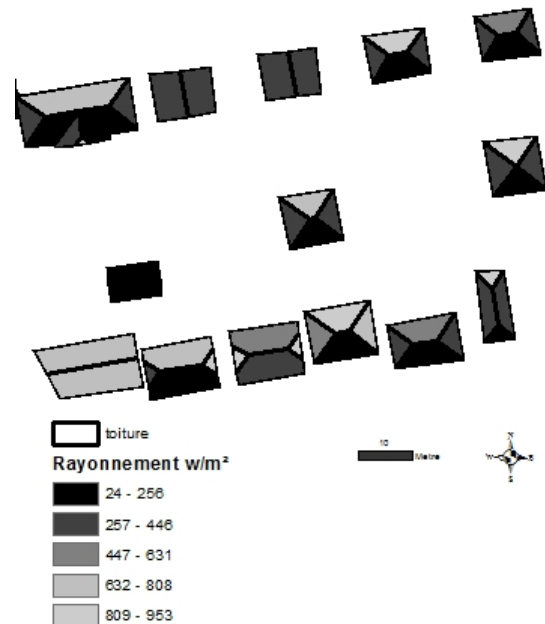


Figure 5 : Quantité d'énergie solaire reçue sur les toitures le 21 juin à 12h00

Lorsque le calcul est généralisé sur l'ensemble d'une ville on voit apparaître les secteurs plus éclairés et moins éclairés, selon la direction des façades et l'angle du soleil. La meilleure

exploitation de ces données reste sous la forme d'une couche dans une base de données car la précision, combinée à une échelle d'ordre topographique rend la carte produite difficile à analyser à l'échelle de chaque façade (fig. 6). Cependant on distingue les secteurs les mieux éclairés.



Figure 6 : Quantité d'énergie solaire reçue le 21 juin à 12:00h sur les façades

Le cumul journalier puis annuel des quantités d'énergie reçues permet d'identifier les surfaces les plus rentables pour l'implantation des capteurs (Bernard, 2007). Cette phase de calcul est d'autant plus longue que l'on souhaite augmenter la résolution temporelle de l'estimation, et que le nombre de faces entrant dans le calcul est important.

La troisième étape est une validation des calculs par des mesures réalisées à l'aide d'un solarimètre, d'un pyranomètre et d'un luxmètre durant plusieurs journées remarquables. Le capteur peut être implanté de différentes manières pour réaliser cette partie de l'étude (fig. 7). Le plus simple est d'implanter le capteur avec le senseur orienté vers le ciel afin de déterminer l'énergie arrivant sur une face horizontale. Les mesures sont réalisées dans le parc Jourdan au sud du centre-ville.

Les résultats montrent une erreur relative inférieure à 5%. Lorsque le capteur est placé avec une inclinaison correspondant à une toiture provençale (30°), l'estimation présente une erreur plus élevée, car des effets de rayonnement diffus peuvent intervenir dans le bilan radiatif au niveau de la surface sensible. Une campagne plus poussée permettra de déterminer si il est possible de trouver un facteur correcteur.

Conclusion

L'ensemble de ces traitements repose sur la disponibilité des données en provenance des BDU, leur intégration au sein d'un système d'information géographique, et une feuille de calculs implémentant les calculs trigonométriques.

La contrainte principale est liée au nombre de bâtiments, et aux calculs d'interaction des ombres portées entre bâtiments. La segmentation de l'espace en dalles permet d'accélérer les temps de calcul et de réaliser des vérifications intermédiaires. Une fois ces écueils franchis, le

résultat des traitements permet de disposer de différents indicateurs pour des études dans le domaine des énergies renouvelables et de la climatologie urbaine.

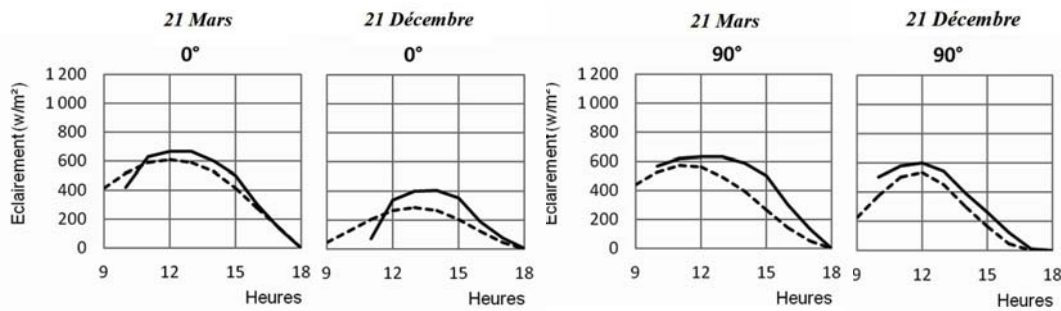


Figure 7a : surface horizontale (toiture plate habitat collectif)

Figure 7b : surface verticale (façade)

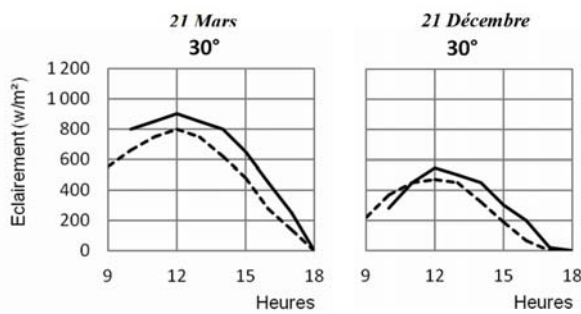


Figure 7c : surface inclinée (toiture provençale)

— Eclairement mesuré
 - - - Eclairement calculé

Figure 7 : Variation du flux énergétique sur une surface d'inclinaison variable

Pour les énergies, cette approche permet d'estimer l'apport et l'impact du déploiement de système de production d'énergies renouvelables sur la consommation d'énergies fossiles et sur la pollution atmosphérique induite par les rejets individuels des habitations. Elle permet aussi d'identifier les sites les plus rentables pour la production énergétique, et donc d'optimiser les implantations ou les aides à l'implantation.

Pour la climatologie urbaine, cette forme de modélisation géographique permet de cartographier la distribution spatio-temporelle de l'énergie solaire incidente, ainsi que les modes de conversion de l'énergie absorbée (flux de chaleur sensible ou latente). Ces résultats peuvent s'appliquer à l'étude de l'îlot de chaleur urbain et aux méthodes mobilisables pour lutter contre les effets de l'ICU sur le confort physiologique humain (épisodes de canicules).

Bibliographie

- Bernard J., 2007 : *Energie solaire, calculs et optimisation*. Ellipses, 211p.
 Delorme C, 2002 : Détermination d'une irradiation solaire journalière à partir de trois irradiances horaires à 9, 12 et 15h. *Physique appliquée*, **11**, 123-127.
 Escourrou G., 1991 : *Le climat et la ville*. Nathan, 100p.
 Perrin de Brichambaut Ch., 1963 : *Rayonnement solaire et échange radiatifs*. Gauthier-Villars, 300p.
 Robin M., 1998 : *La télédétection*. Nathan, 309p.
 Silve, 2010 : <http://herve.silve.pagesperso-orange.fr/>

EFFET DU RELIEF SUR LA VARIABILITE DE DESCRIPTEURS DES SAISONS DES PLUIES EN AFRIQUE DE L'EST

BOYARD-MICHEAU J., CAMBERLIN P.

Centre de Recherches de Climatologie, UMR 5210 CNRS / Université de Bourgogne, 6 boulevard Gabriel, 21000 Dijon email : Joseph.Boyard-Micheau@u-bourgogne.fr, Pierre.Camberlin@u-bourgogne.fr

Résumé : *Les variations spatiales des différents descripteurs des saisons des pluies tropicales (durée, fréquence et intensité des pluies...) sont mal connues, notamment en régions accidentées. Elles ont pourtant une réelle incidence agroclimatique. Au Kenya, ces descripteurs sont fortement contraints par la géographie, y compris aux échelles fines. L'exemple du versant est du Mont Kenya montre une gamme de conditions agro-écologiques, sous l'influence du schéma général reliant l'augmentation des pluies avec l'altitude. L'altitude influence principalement la durée des deux saisons des pluies (Long et Short rains). La fréquence des jours de pluies est également modulée par l'altitude mais différemment selon l'exposition. L'intensité est fortement contrôlée par l'exposition. Les deux saisons montrent une forte cohérence spatiale horizontale du démarrage et de la fréquence des pluies, mais pas de leur intensité. La cohérence verticale est limitée à quelques phases clés.*

Mots-clés : *Kenya, gradient altitudinal, cohérence spatiale, descripteurs pluviométriques*

Abstract : *Topographical effect on the variability of seasonal rainfall descriptors in East Africa. Spatial variations of tropical rainy season descriptors (duration, frequency, intensity of the rains...) are poorly understood, especially in mountainous areas. Yet they have a real agroclimatic effect. In Kenya, these descriptors are strongly controlled by topography, including at small scales. The example of the eastern slopes of Mount Kenya shows a range of agroecological conditions, with the usual rainfall increase with height. Elevation has its main effect on the mean duration of both rainy seasons (Long and Short rains). Elevation combined with aspect impacts the frequency of rain days, while the daily rainfall intensity is strongly controlled by aspect. Whatever the season, the horizontal spatial coherence of onset and frequency of wet days is high, in contrast with rainfall intensity. Only some phases of the rainy seasons present a vertical spatial coherence.*

Keywords : *Kenya, elevation gradients, spatial coherence, rainfall descriptors*

Introduction

Dans les pays du Sud ruraux et à faibles revenus, la vulnérabilité des zones agricoles pluviales, face à la variabilité pluviométrique, nécessite de trouver des solutions efficaces pour limiter les effets des aléas climatiques sur les récoltes et donc sur les conditions de vie des populations. La prévision des caractéristiques des saisons des pluies (durée, intensité, régularité...) quelque temps avant leur démarrage devrait aider à l'établissement de stratégies agricoles d'adaptation aux aléas pluviométriques. Si les modalités et facteurs de la variabilité inter annuelle des précipitations à l'échelle de l'Afrique de l'Est sont assez bien connus (Hastenrath et al, 1993 ; Nicholson, 1996 ; Camberlin, 2010), il reste désormais à comprendre de quelle manière les variables intra saisonnières, intégratrices des pluies, se déclinent à des échelles spatiales et temporelles plus fines afin d'appréhender plus facilement leur prévisibilité.

En Afrique de l'Est, l'hétérogénéité géographique, notamment liée au relief, module significativement le déroulement des saisons des pluies. Le forçage étroit exercé par les températures océaniques sur le climat de cette région (Ogallo et al., 1988 ; Rowell et al., 1994 ; Camberlin et al., 2001) induit par ailleurs une forte variabilité temporelle des pluies, dont la déclinaison selon les caractéristiques intra-saisonnières est mal connue. Une analyse de la variabilité de ces caractéristiques, à partir de 5 descripteurs pluviométriques, est réalisée en considérant 2 échelles spatiales imbriquées (Kenya et Nord-Tanzanie, puis massif du Mont Kenya) et en traitant les 2 saisons des pluies est-africaines majeures de manière indépendante. Ces descripteurs, potentiellement importants pour des applications agronomiques, sont les dates de démarrage et de fin de saison des pluies, calculées à partir de définitions agro climatologiques basées sur des seuils empiriques de précipitations (Sivakumar, 1988 ; Ati et

al, 2002), la durée de la saison, la fréquence de jours de pluies et l'intensité quotidienne moyenne.

1. Données et région d'étude

L'espace Kenya / Tanzanie du Nord (6°N-6°S ; 33°E-42°E) présente une organisation géographique complexe marquée à la fois par des zones de fort relief à l'ouest et au sud, de grandes plaines ainsi que des régions maritimes. Cette complexité géographique participe à l'instauration de contrastes climatiques et contribue à la mise en place de régimes climatiques distincts régionalement (Nicholson, 1996), mais majoritairement bimodaux, avec une saison des pluies de mars à mai (Long rains) et d'octobre à décembre (Short rains). Les descripteurs pluviométriques retenus pour cette étude sont calculés à partir de données de pluies quotidiennes fournies par le Kenya Meteorological Department, l'Igad Climate Prediction and Application Center et le Tanzania Meteorological Agency sur la période 1961-2001. Elles proviennent de 53 stations réparties de manière hétérogène sur l'ensemble de l'espace considéré (Fig.1a). 24 stations distribuées le long d'un gradient altitudinal seront utilisées pour des analyses à une échelle spatiale plus fine correspondant au flanc sud-est (au vent) du Mt Kenya (Fig.1b). Elles proposent également des données de pluies quotidiennes enregistrées sur des périodes variables mais toutes comprises entre 1961 et 2006.

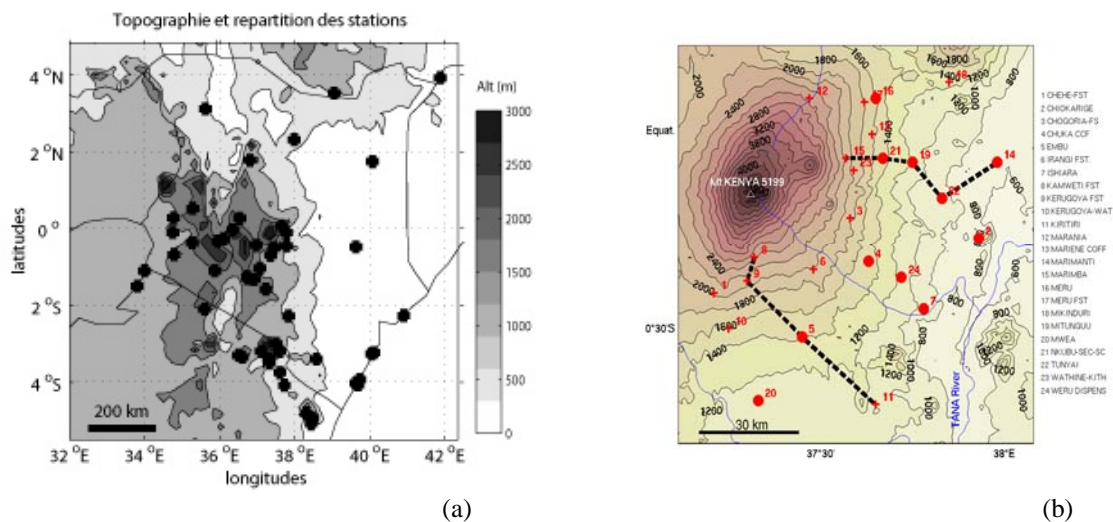


Figure 1 : Situation géographique (altitudes en mètres) et répartition des stations pluviométriques (a) du Kenya et Tanzanie du Nord ; (b) du flanc sud-est du Mt Kenya, avec les lignes discontinues montrant les transects altitudinaux T1 (nord) et T2 (sud)

2. Organisation spatiale à large échelle des variables pluviométriques moyennes

A l'échelle du Kenya, les différentes variables pluviométriques moyennes apparaissent organisées à la fois dans l'espace et dans le temps. Le démarrage des Long rains (Fig.2a) et la fin des Short rains (Fig.2b) se déclinent nettement le long d'un gradient sud-ouest / nord-est résultant de la migration saisonnière de la ZCIT de part et d'autre de l'équateur. Les fortes amplitudes constatées entre les dates les plus précoces et les plus tardives sont dues à la lenteur du phénomène qui contribue ainsi à obtenir une hétérogénéité sur l'ensemble de la région Est-Africaine, mais où le relief intervient assez peu. En revanche, la fin des Long rains et le début des Short rains présentent des structures plus complexes, où le relief paraît réduire sensiblement la durée de la saison sèche. D'autres descripteurs pluviométriques comme la fréquence des événements pluvieux paraissent également assez bien contrôlés par le relief. Néanmoins, l'échelle ne permet pas de préciser la manière dont se déclinent les différentes

variables pluviométriques à des échelles spatiales plus fines, et en fonction de la topographie. Pour y répondre, une analyse topoclimatique régionale est effectuée le long du gradient altitudinal existant sur le flanc sud-est du Mt Kenya (0°N, 37°E).

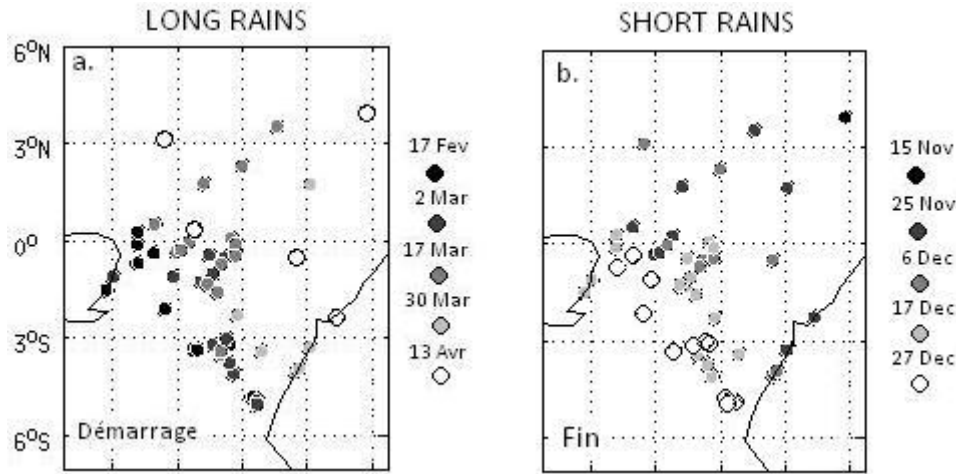


Figure 2 : Dates moyennes de démarrage des long rains (a) et de fin des short rains (b) sur la période 1961-2001

3. Distribution des descripteurs pluviométriques le long du gradient d'altitude

Tributaire du va et vient saisonnier de la ZCIT, la répartition saisonnière moyenne des précipitations sur les flancs sud-est du Mt Kenya est bimodale. Les cumuls mensuels ont tendance à augmenter régulièrement avec l'altitude, quelque soit la saison des pluies considérée (Fig.3), jusqu'à « l'optimum pluviométrique » placé vers 2200, donc au-delà de l'extrémité des transects (sauf au sud). Toutefois la comparaison des transects nord (T1) et sud (T2) montrent des nuances à ce schéma ordinaire. Les stations nord (donc en exposition plein est, Fig.3a) répondent parfaitement au schéma général, contrairement aux stations sud (exposées plus au sud, Fig.3b) qui se différencient de leurs homologues par des mois de mai à septembre enregistrant des cumuls plus importants dans les stations de moyennes et hautes altitudes. Il semblerait que la grande saison sèche (été boréal) soit, de conséquence, fortement atténuée pour ces étages altitudinaux. Le transect sud se distingue aussi par un comportement verticalement différencié de la fin des Long Rains (mai).

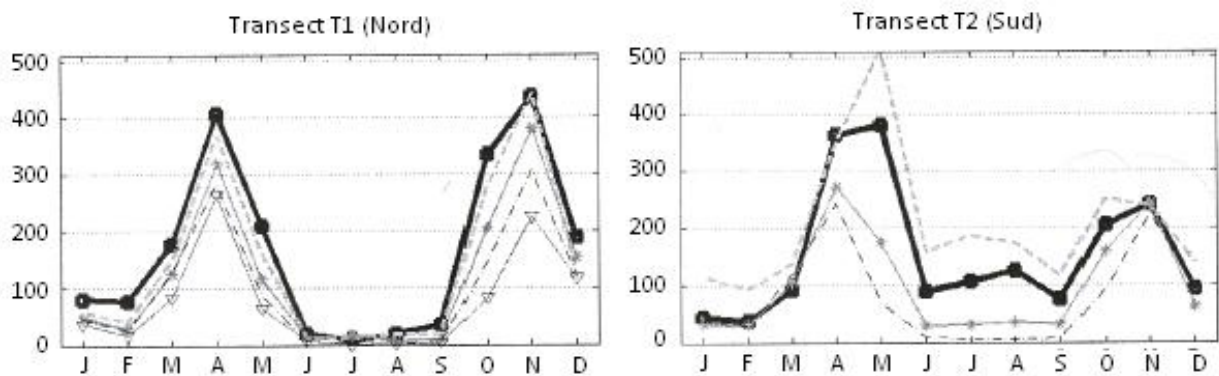


Figure 3 : Répartition des cumuls mensuels moyens de précipitation (en mm) le long des deux transects topographiques T1 (nord, a) et T2 (sud, b). Le trait gras désigne la station la plus élevée du transect.

Quelle que soit la saison des pluies considérée, la plupart des variables présentent une relation nette avec l'altitude. Cette relation se traduit respectivement par une augmentation de la durée moyenne des saisons des pluies (démarrage plus précoce et fin plus tardive) ainsi que de la fréquence de jours pluvieux en allant vers les hautes altitudes (Fig.4). L'exposition fine

des stations joue néanmoins un rôle certain sur la déclinaison de ces variables le long du gradient altitudinal et diffère selon la saison considérée, avec notamment au cours des Long rains une augmentation plus rapide de la fréquence de jours de pluie pour les stations du transect T2 (exposées plus au sud). Pendant les Short rains, c'est au contraire le long du transect T1, exposé plein est, que le gradient vertical est le plus prononcé. Le contraste existant entre les 2 saisons des pluies peut s'expliquer par le fait que, bien que les deux saisons présentent des configurations relativement symétriques, les flux de basses couches (les plus humides et instables) ont une composante sud pendant les Long rains, et est pendant les Short rains (Oettli et Camberlin, 2005).

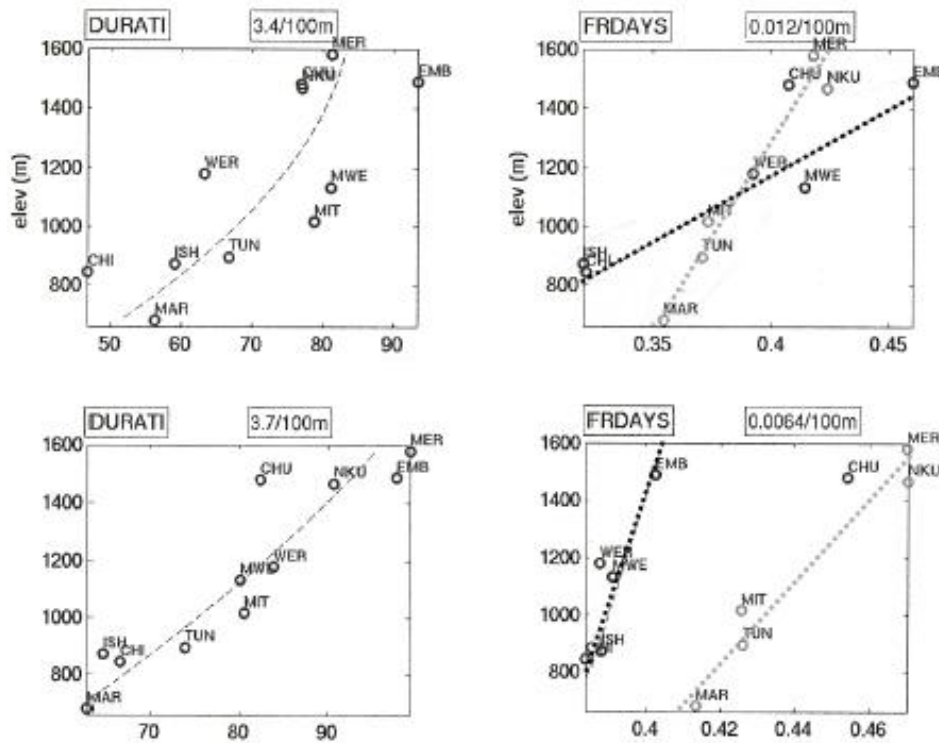


Figure 4 : Variation verticale de la durée moyenne de la saison des pluies (DURATI) et de la fréquence moyenne de jours de pluie (FRDAYS) sur le flanc sud-est du Mt Kenya. Pointillés : ajustement polynomial (à gauche) et linéaire (à droite), en gras pour le transect T2, en trait fin pour le transect T1.

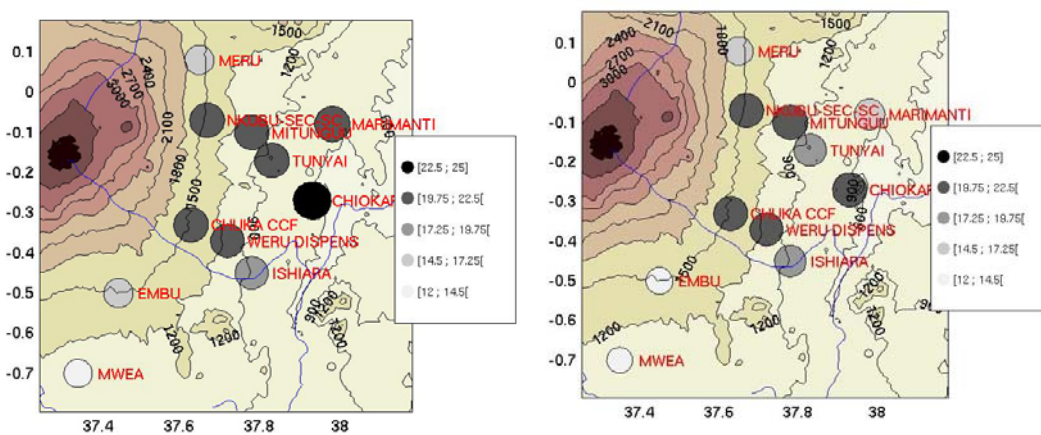


Figure 5 : Intensité quotidienne moyenne des précipitations (mm/jour) sur le flanc est du Mt Kenya, pendant les Long Rains (à gauche) et les Short Rains (à droite).

Contrairement aux variables précédentes, l'intensité quotidienne de pluie ne présente pas de relation directe avec l'altitude (Fig.5). En accord avec Franz et al. (2010), les intensités maximales sont clairement observées sur les versants exposés à l'est et au sud-est, de façon récurrente au cours des deux saisons des pluies. Si les vents de basses couches connaissent des variations sensibles entre les deux saisons, et à l'intérieur de chacune d'elles, le flux de couches moyennes est plus constant et orienté à l'est-sud-est. On peut donc faire l'hypothèse que c'est ce flux qui gouverne la répartition des intensités de pluies, engendrant des intensités plus fortes sur les versants au vent.

4. Cohérence spatiale interannuelle des variables pluviométriques

Une étude de cohérence spatiale des différentes variables est réalisée en utilisant les corrélations interannuelles calculées sur les couples de stations, regroupées selon deux étages altitudinaux (tableau 1). L'objectif est de montrer si les variations interannuelles sont concordantes dans l'espace, à la fois dans le sens horizon (intra-étage) et vertical (inter-étage). Les 2 saisons se caractérisent par un démarrage présentant une cohérence spatiale horizontale élevée, et une cohérence verticale (entre les hautes et basses altitudes) faible voire inexistante pour les Short rains. Ces remarques s'appliquent également pour la fréquence de jours de pluie pour laquelle une cohérence horizontale est constatée et aucune cohérence verticale n'apparaît. L'intensité quotidienne moyenne ne se décline en aucun cas de façon cohérente dans l'espace, excepté en altitude durant les Short rains. Une différence notable entre les saisons existe pour la fin puisque l'arrêt des pluies semble plutôt cohérent, tant sur l'horizontale que sur la verticale, pour les Short rains, au contraire des Long rains où aucune cohérence n'est remarquée.

Des études d'impact préliminaires s'intéressant à la relation entre les pluies et l'agriculture montrent que les cultures (notamment la production et les rendements de maïs, importante culture vivrière dans cette région) sont sensibles aux variations locales et se déclinent en respectant la même organisation horizontale et verticale que les pluies. En plus d'une productivité accrue avec l'altitude, une réponse différenciée aux descripteurs (dates de démarrage et de fin des pluies, structuration interne des épisodes pluvieux...) apparaît selon les étages considérés.

Tableau 1 : Seuil de significativité médian pour les corrélations inter-station entre les variations interannuelles des variables saisonnières caractéristiques des pluies. Les étoiles montrent les corrélations significatives à 99% (***), 95% (**) et 90% (*). Les cases vides représentent la non significativité des résultats. A : étage altitudinal supérieur (1400 – 1600 m : Embu, Chuka, Nkubu et Weru) ; B : étage inférieur (600 – 900 m : Ishiara, Chiokarige, Tunyai et Marimanti). Chaque corrélation est établie sur 10 à 46 ans compris dans la période 1961-2006 ; le nombre de couples de stations est indiqué entre parenthèses.

		Démarrage	Fin	Nb de jours de pluie	Fréq. jours de pluie	Intensité moyenne journalière
Long rains	A : Haut (5)	***		***	**	
	B : Bas (5)	**		***	*	
	A avec B (13)	*		***		
Short rains	A : Haut (5)	**	**	***	***	*
	B : Bas (5)	***	*	***	*	
	A avec B (13)		**	***		

Conclusion

En Afrique de l'Est, les différents descripteurs des saisons des pluies montrent une organisation d'ensemble contrôlée par la position géographique, mais à laquelle se superpose une forte variabilité locale liée au relief. Cette diversité s'exprime par un allongement significatif de la saison des pluies en fonction de l'altitude, mais également par un effet

parfois très net de l'étagement vertical sur la cohérence interannuelle des pluies, comme dans le cas de la fin de Long rains ou du début des Short rains. Les particularités locales de l'exposition semblent influencer de façon majeure d'autres caractéristiques des pluies, comme l'intensité moyenne journalière, et pour partie la fréquence des événements pluvieux. La prise en compte de façon explicite de ces descripteurs permet de mieux comprendre les facteurs de variabilité de la production agricole.

Bibliographie

- Ati O.F., Stigter C.J., and Oladipo E.O., 2002: A comparison of methods to determine the onset of the growing season in Northern Nigeria. *International Journal of Climatology*, **22**, 731-742.
- Camberlin P., 2010: More variable tropical climates have a slower demographic growth. *Climate Research*, **41**, 157-167.
- Camberlin P., Janicot S., Pocard I., 2001: Seasonality and atmospheric dynamics of the Teleconnection between African Rainfall and Tropical Ocean surface temperature: Atlantic vs. ENSO. *International Journal of Climatology*, **21**, 973-1005
- Franz T.E., Caylor K.K., Nordbotten J.M., Rodríguez-Iturbe I., Celia M.A., 2010: An ecohydrological approach to predicting regional woody species distribution patterns in dryland ecosystems. *Advances in Water Resources*, **33**, 2, 215-230.
- Hastenrath S., Nicklis A., Greischar L., 1993: Atmospheric-Hydrospheric Mechanisms of Climate Anomalies in the Western Equatorial Indian Ocean, *J. Geophysical Research*, **20**, 219-235.
- Nicholson, S. E., 1996: A review of climate dynamics and climate variability in Eastern Africa. *The limnology, Climatology and Paleoclimatology of the East African Lakes*, T. C. Johnson & E. O. Odada, Eds., Gordon and Breach, 25-56.
- Oettli P., Camberlin P., 2005: Influence of topography on monthly rainfall distribution over East Africa. *Climate Research*, **28**, 3, 199-212.
- Ogallo L.J., Janowiak J.E., Halpert M.S., 1988: Teleconnection between seasonal rainfall over East Africa and global sea-surface temperature anomalies. *Journal of Meteorological Society of Japan*, **66-6**, Ser. II, 807-822
- Rowell D.P., Ininda J.M., Ward M.N., 1994: The impact of global sea surface temperature patterns on seasonal rainfall in East Africa. *Proceedings of the International Conference on Monsoon Variability and Prediction*. Trieste, Italy, 9-13 May 1994. WMO TD No **619**, 666-672.
- Sivakumar M.V.K., 1988: Predicting rainy season potential from the onset of rains in southern sahelian and sudanian climatic zones of West Africa. *Agricultural Forest and Meteorology*, **42**, 295-305.

SIMULATIONS DU MODELE A MESO-ECHELLE RAMS A RESOLUTION FINE LORS DES EPISODES EXTREMES DE 2003 : APPLICATION A DEUX VIGNOBLES DU NORD DE LA FRANCE

BRICHE E.¹, BONNEFOY C.², CAUTENET S.³, BONNARDOT V.², BELTRANDO G.¹, MADELIN M.¹ & QUENOL H.²

¹ UMR 8586 du CNRS (PRODIG) (C.C. 7001), Université Paris-Diderot rue Thomas Mann (cc 7001), 75205 Paris Cedex. elodie.briche@paris7.jussieu.fr, beltrando@univ-paris-diderot.fr, malika.madelin@univ-paris-diderot.fr

² UMR6554 LETG, Laboratoire COSTEL, Université Rennes 2, Place du Recteur Henri le Moal 35043 Rennes Cedex, France. herve.quenol@uhb.fr, cyril.bonnefoy@uhb.fr; valerie.bonnardot@uhb.fr

³ UMR 6016-CNRS, Laboratoire de Météorologie Physique (LaMP), Université Blaise Pascal, 24 av. des Landais 63177 Aubière Cedex, France. s.cautenet@opgc.univ-bpclermont.fr

Résumé : Les effets du changement climatique à l'échelle planétaire ont déjà des répercussions sur la viticulture. Une avancée des stades phénologiques est visible et des conditions de maturation plus chaudes sont observées. Ce changement engendre des interrogations sur le fonctionnement futur de la viticulture. Le modèle RAMS à méso-échelle est utilisé dans cette étude sur la Champagne et le Val de Loire. Incluant les facteurs locaux, il permet de descendre à une résolution de 200m. Les simulations de validation sont réalisées sur les événements extrêmes gélifs printaniers et caniculaires estivaux de l'année 2003, considérée comme exceptionnelle et représentative « du climat futur » qui a provoqué le gel des bourgeons et l'échaudage des baies. Les températures simulées (200m) sur la Champagne et le Val de Loire sont comparées aux températures enregistrées par des stations sur les coteaux des vignobles. Le modèle reproduit bien le cycle journalier des températures avec des biais plus ou moins marqués selon le vignoble et la date.

Mots-clés : températures extrêmes, vignobles de Champagne et du Val de Loire, canicule, aléa gélif printanier, modélisation atmosphérique méso-échelle.

Abstract : Global climatic change has already consequences on viticulture worldwide. Earlier phenological stages and warmer ripening conditions are observed, rising issues on the future of the viticulture. The meso-scale RAMS model is used in this study over the Champagne and Loire Valley vineyards. Including local factors, it allows to downscale at a 200-meter resolution. The validation modeling was proceeded during the 2003 extreme climatic events (late spring frost and summer heat wave), as this year is being considered as exceptional and representative of the "future climate" which caused buds frost and berries warming. Simulated temperatures (200 m) for the Champagne and Loire Valley vineyards were compared to recorded temperatures by weather stations located within the vineyards. The model reproduced the diurnal cycle of temperatures correctly with biases more or less marked depending on vineyards and dates.

Key-words : extreme temperature, Champagne and Loire Valley vineyards, heat-wave, spring frost, mesoscale atmospheric modeling.

Introduction

Le changement climatique constaté en France (Moisselin *et al.*, 2002), surtout depuis la fin des années 80, a déjà des conséquences visibles sur nos écosystèmes et en particulier sur les vignobles. Une précocité des stades phénologiques est notamment observée dans toutes les grandes régions viticoles françaises (Duchêne et Schneider, 2004; Tondut *et al.*, 2006 ; Barbeau, 2007 ; Madelin *et al.*, 2008 ; Bois et Van Leeuwen, 2008; Beltrando et Briche, 2010). Aujourd'hui, cette évolution climatique pose un certain nombre de questions aux viticulteurs, surtout du point de vue économique (Jones, 2007). Le changement climatique n'étant pas homogène partout (Pielke *et al.*, 2002) et les climats viticoles étant tributaires des conditions de surface, une investigation à échelle régionale et locale doit être menée afin de répondre aux interrogations des professionnels mais aussi anticiper les conditions futures possibles. Les simulations des modèles de circulation générale de l'atmosphère (MCG) sont effectuées à des résolutions trop faibles (Cotton *et al.*, 2003) : des modélisations à l'aide de modèle de circulation régionale (MCR) sont alors plus adaptées pour évaluer les impacts sur les vignobles (Bonnardot et Cautenet, 2009). Dans cette étude, nous nous intéressons à deux vignobles : la

Champagne et le Val de Loire situés dans la moitié septentrionale de la France, et plus particulièrement à deux épisodes extrêmes de l'année 2003, dont les conditions météorologiques, d'après les MCG, pourraient se répéter plus fréquemment et avec plus d'intensité (Meehl et Tebaldi, 2004). Les simulations du modèle climatique Regional Atmospheric and Modeling System (RAMS) sont comparées aux données d'observation des stations sur les coteaux viticoles pour deux dates clés : les 10 avril et le 8 août pour le Val de Loire et les 8 avril et 8 août pour la Champagne. En effet, le mois d'avril a été marqué par des gelées printanières qui ont provoqué des dégâts sur les bourgeons et le mois d'août a été caniculaire ; la vigne a alors souffert de ces températures excessives. Le but de cette étude est d'évaluer si le modèle appréhende bien de tels épisodes extrêmes sur quelques dates tout en comparant l'intensité des épisodes entre les deux vignobles.

1. Données et méthodes

Les données d'observation utilisées dans cette étude pour le Val de Loire proviennent de deux stations situées dans le vignoble : Montreuil-Bellay et Beaulieu (Figure 1A) et gérées par l'Institut National de Recherches Agronomiques (INRA). La station de Beaulieu est située en haut de coteau (90m), exposée au sud et dans les vignobles des Coteaux du Layon au sud-ouest d'Angers, alors que la station de Montreuil-Bellay est située au sud-ouest de Saumur dans la plaine (58m) au sein du lycée viticole. Ces stations enregistrent notamment la température sous abri à 1,5m du sol toutes les heures.

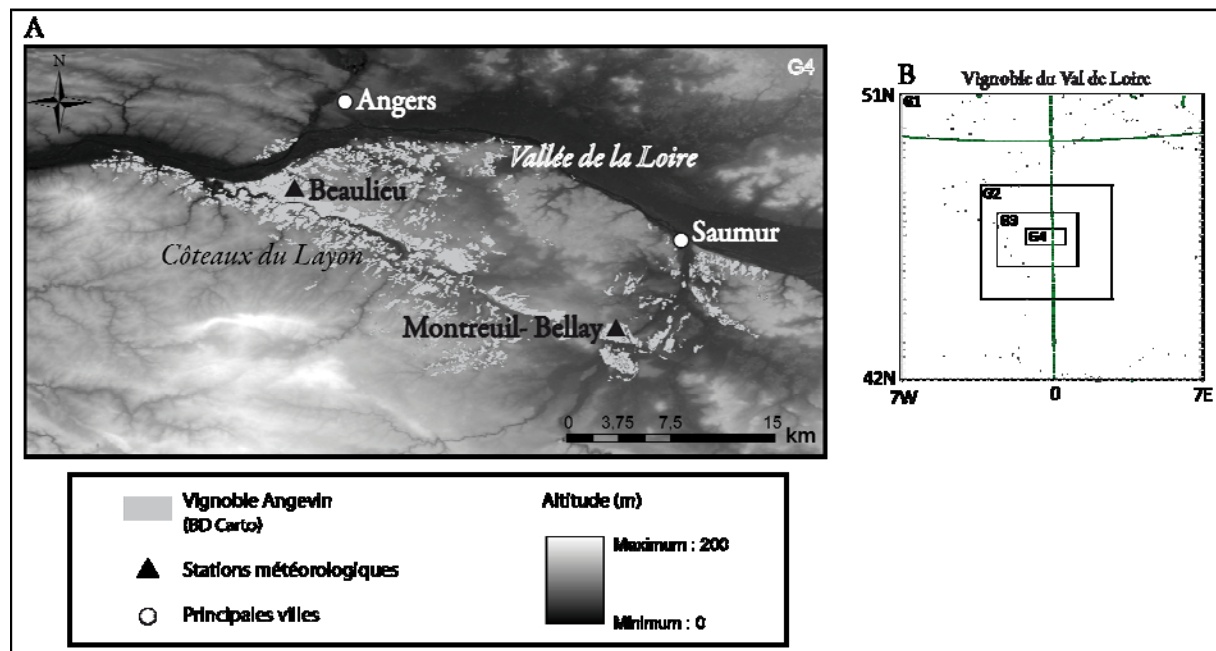


Figure 1A : Carte de localisation des stations météorologiques du Val de Loire (sources : INRA) et **B :** Grilles imbriquées pour le Val de Loire du modèle RAMS.

Trois stations sont retenues afin de représenter les grandes zones du vignoble marnais : la station de Bouzy haut à mi-coteau (exposée au sud à 155m) pour la Montagne de Reims, la station d'Avize bas en bas de coteau (exposée à l'est à 108m) pour la Côte des Blancs et la station de Châtillon-sur-Marne à mi-coteau (exposée au sud à 165m) pour la vallée de la Marne (Figure 2A). Ces stations, relevant la température sous abri à 1,5m du sol, font partie d'un réseau dense implanté sur tout le vignoble champenois et géré par le Comité Interprofessionnel du Vin de Champagne (CIVC).

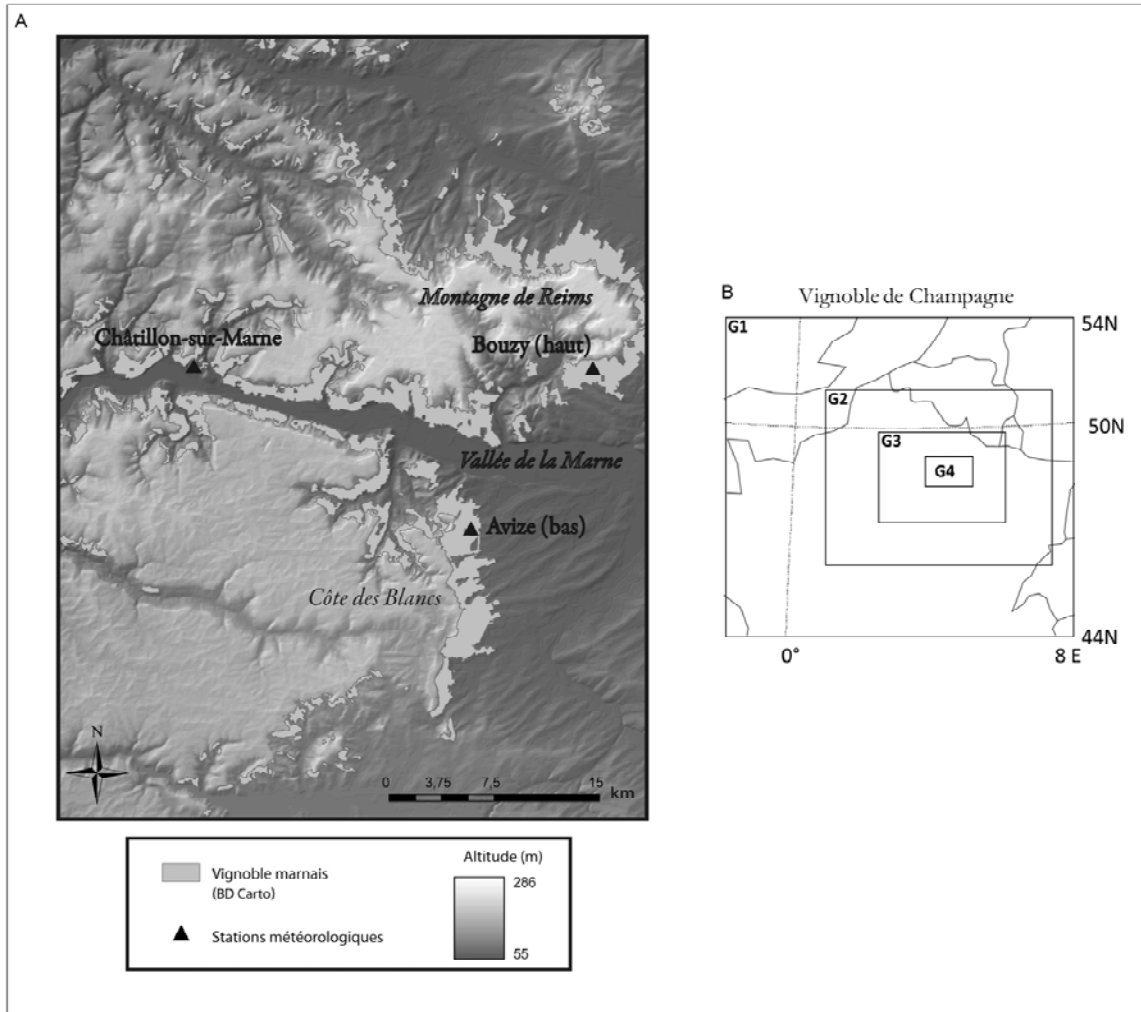


Figure 2A : Carte de localisation des stations météorologiques du vignoble de la Marne (Sources : IGN, CIVC) et B : Grilles imbriquées pour la Champagne du modèle RAMS.

Le modèle climatique RAMS a été développé pour la simulation et la prévision des phénomènes atmosphériques à méso-échelle, c'est-à-dire à aire limitée par opposition à des modèles globaux (Cotton *et al.*, 2003). La circulation atmosphérique générale et la dynamique d'échelle locale sont intégrées au moyen de grilles imbriquées et les hétérogénéités de surface (topographie, sol, végétation) sont prises en compte. Dans cette étude, le système d'imbrication permet d'étudier nos deux régions viticoles à différentes échelles avec des grilles de précision allant de 25km (grille 1) à 200m (grille 4) (Figures 1B et 2B). La première grille est forcée aux limites par les données ECMWF permettant la prise en compte des conditions atmosphériques d'échelle synoptique et la dernière grille permet de tenir compte des informations aux échelles locales sur les deux vignobles. Les données observées des stations sont comparées aux données simulées de cette dernière grille pour les mailles de 200m de résolution comprenant les stations. Des paramétrisations plus ou moins complexes sont intégrées dans RAMS pour : le rayonnement solaire et terrestre, les mécanismes décrivant la formation des nuages et la précipitation, la convection nuageuse, les effets cinématiques dus à la topographie, les échanges de chaleurs latente et sensible entre le sol et l'atmosphère, etc. Un modèle de sol/végétation comprend plusieurs niveaux à l'intérieur du sol et prend en compte les différentes caractéristiques de la texture du sol et du couvert végétal (Walko *et al.*, 2000).

Le coefficient de corrélation de Bravais-Pearson est utilisé afin de vérifier si les chroniques des journées choisies sont fortement corrélées entre les données observées des stations et les

données simulées par le modèle RAMS, avec un seuil de significativité de 5%. Le coefficient de détermination est également utilisé afin de mesurer l'adéquation du modèle et des données observées. Une analyse critique des biais est enfin effectuée.

2. Résultats

2.1. Simulations des 8 et 10 avril 2003

Du 7 au 11 avril 2003, la France et plus particulièrement le nord et le centre-est français ont été soumis à une advection d'air froid venue de l'Europe de l'Est. Le Val de Loire, bien qu'un peu plus en bordure de cet air glacial, connaît des gelées assez marquées pour la saison comme -1°C à Saumur le 10 ou jusqu'à -3°C à Angers le 11 au matin ; le 10 avril est étudié car les gelées sont plus accentuées à cette date. Les dégâts sont bien moins importants dans le Val de Loire qu'en Champagne où près de 29 000 hectares ont été touchés et plus de 13 000 hectares ont été détruits à 100% à la fin avril (Moncomble *et al.*, 2007) ; les secteurs précoces, en particulier ceux plantés en chardonnay, ont été les plus atteints avec 80% de destruction en moyenne. Le 8 avril est étudié car l'aléa gélif printanier a fait beaucoup de dommages sur les jeunes bourgeons sortis quelques jours auparavant (le 4 avril en moyenne). Suite à l'advection d'air froid, des conditions radiatives ont favorisé des minima thermiques observés sur tout le vignoble inférieurs au seuil de gel agronomique (-2°C).

La comparaison des simulations de RAMS et des observations pour les différentes stations des deux vignobles montre des coefficients de corrélation statistiquement significatifs (Tableau 1).

Tableau 1 : Coefficient de corrélation entre les données observées et simulées (nombre d'observations : 24 par dates retenues, alpha = 5%)

	Val de Loire		Champagne		
	Montreuil- Bellay	Beaulieu	Bouzy haut	Avize bas	Châtillon
08-Apr			0.95	0.93	0.97
10-Apr	0.94	0.88			
08-Aug	0.92	0.97	0.97	0.97	0.92

La figure 3 montre que les températures sont correctement simulées dans le temps, ce qui est appuyé par les valeurs des coefficients de détermination qui montrent que le modèle, toutes stations confondues, est en adéquation de 77 à 94% avec les observations. Cependant, les coefficients de détermination sont plus faibles dans le Val de Loire, notamment à Beaulieu car en fin d'après-midi et soirée, le modèle simule une chute plus importante des températures contrairement aux données observées dans les deux stations (Figure 3B).

En termes de biais (écart entre simulé et observé), le modèle a tendance à accentuer les gelées pour le 10 avril dans le Val de Loire avec un biais sur la température minimale de $-2,7^{\circ}\text{C}$. En Champagne sur les 3 stations et pour le 8 avril, le biais froid est en moyenne de $-2,2^{\circ}\text{C}$ sur les minima. Le biais moyen, calculé sur toutes les données horaires, toutes stations confondues sur la journée du 10 avril dans le Val de Loire est de $-1,7^{\circ}\text{C}$ et de $-1,2^{\circ}\text{C}$ en Champagne pour le 8 avril.

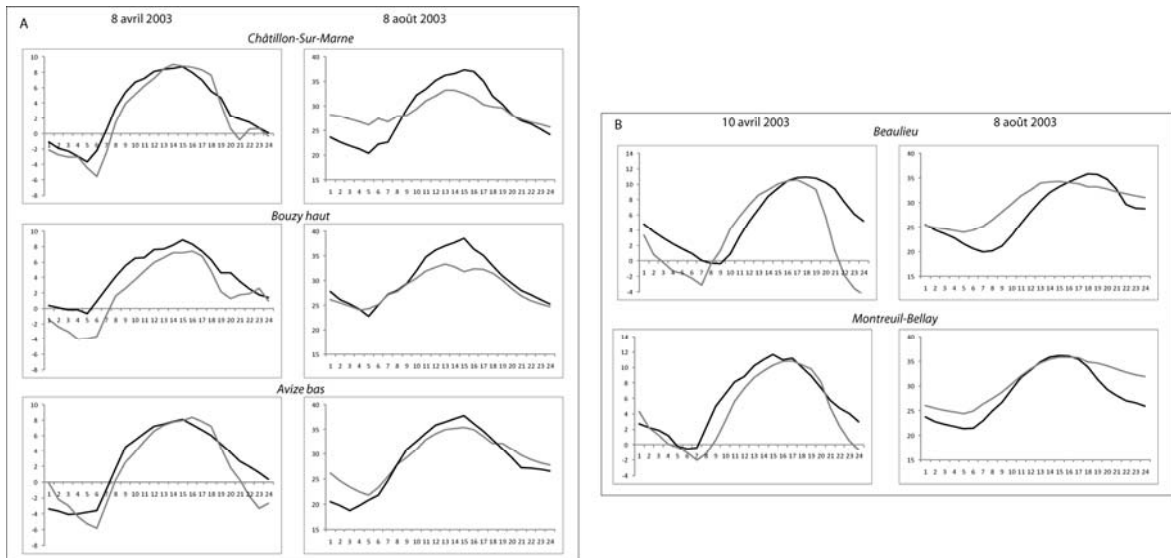


Figure 3 : Températures observées (noir) et simulées par le modèle RAMS (gris) dans trois stations champenoises (A) les 8 avril et 8 août 2003 ainsi que dans deux stations du Val de Loire (B) pour les 10 avril et 8 août 2003

2.2. Simulations du 8 août 2003

Le mois d'août 2003 est marqué par une canicule généralisée sur toute la France et à caractère exceptionnel. Cette canicule dure du 3 au 13 août dans la plupart des régions françaises. Pour les deux vignobles, le 8 août est retenu car cette date est caractérisée par l'atteinte de maxima thermiques sur les stations des deux vignobles.

La comparaison des données et des simulations pour le 8 août 2003 indique également des coefficients de corrélation statistiquement significatifs (Tableau 1). L'évolution des températures au cours de la journée est globalement bien appréhendée par le modèle. Selon les coefficients de détermination, le modèle est en adéquation avec 85 à 94% des observations. Dans les deux vignobles, l'analyse des biais montre que les températures minimales sont cette fois-ci surestimées alors que les températures maximales sont au contraire sous-estimées. Le biais moyen pour le minimum de la journée est de 3,5°C pour le Val de Loire et de 3,2°C pour la Champagne. Concernant le maximum journalier, ce biais est de -1°C, en moyenne pour toutes les stations, dans le Val de Loire et de -4°C en Champagne. Ainsi, une atténuation des extrêmes et de l'amplitude diurne est constatée pour les simulations de RAMS, de manière beaucoup plus prononcée pour la Champagne. Le 8 août, le biais moyen journalier, toutes stations confondues dans le Val de Loire, est de 2,2°C et de -0,2°C en Champagne.

Conclusion

Le modèle RAMS reproduit bien le cycle journalier des températures avec des biais plus ou moins marqués sur ces quelques dates de simulation ; d'autres validations sont en cours sur les périodes gélive printanière et caniculaire de 2003. Pour les deux vignobles, toutes stations confondues, le modèle accentue les extrêmes froids printaniers. Le 8 août, le modèle a tendance à surestimer les températures minimales de plus de 3°C, par contre les températures maximales sont beaucoup plus sous-estimées en Champagne que dans le Val de Loire. Toutefois ces marges d'incertitude sont en partie expliquées par la difficulté des modèles à reproduire les extrêmes mais aussi à bien tenir compte des conditions locales des stations représentées ici par des mailles de 200m de côté. Cette validation va permettre de corriger les biais

avant le lancement de simulations futures à résolution fine, réalisées dans le cadre de l'ANR Terviclim.

Remerciements

Ces travaux ont bénéficié d'un accès aux moyens de calcul du CINES au travers de l'allocation de ressources 2011 (dossier : c2011016342 / projet : uhb6342) attribué par GENCI (Grand Equipement National de Calcul Intensif). L'INRA d'Angers et le CIVC sont également remerciés pour l'accès fourni aux données.

Bibliographie

- Barbeau G., 2007 : Climat et vigne en moyenne vallée de la Loire, France. *Congrès sur le climat et la viticulture*. Saragosse, Espagne, 10-14 avril 2007, seconde session «climat et terroir», 96-101.
- Beltrando G. et Briche E., 2010 : Changement climatique et viticulture en Champagne : du constat actuel aux prévisions des modèles pour le XXI^e siècle. *EchoGéo*, Sur le vif 2010, Mis en ligne octobre 2010
- Bois B. et Van Leeuwen C., 2008 : Variabilité climatique dans la zone de production des vins de Bordeaux. *Terroirs viticoles*, ENITA Bordeaux, 45-50.
- Bonnardot V. et Cautenet S., 2009 : Mesoscale Atmospheric Modeling Using a High Horizontal Grid Resolution over a Complex Coastal Terrain and a Wine Region of South Africa, *Journal of Applied Meteorology*, **48**, 2, 330-348.
- Cotton W.R., Pielke R.A., Walko R.L., Liston G.E., Tremback C.J., Jang H., McAnelly R.L., Harrington J.-Y., Nicholls M.E.,Carrio G.G., McFadden J.P., 2003 : RAMS 2001: Current status and future directions. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **82**, 5-29.
- Duchêne E. et Schneider C., 2004 : Grapevine and climatic changes: a glance at the situation in Alsace. *Forest Meteorology*, **124**, 81-97.
- Jones G.V., 2007 : Climate Change: Observations, Projections, and General Implications for Viticulture and Wine Production. *Practical Winery and Vineyard*, 44-64.
- Madelin M., Chabin J.P., Bonnefoy C., 2008 : Global warming and its consequences in the Beaune vineyards. *Enometrica*, **2**, 9-19.
- Meehl G. A. et Tebaldi C., 2004 : More intense, more frequent, and longer lasting heat waves in the 21st century. *Science*, **305**, 994-997.
- Moisselin J.-M., Schneider M., Canellas C., Mestre O., 2002 : Les changements climatiques en France au XXI^e siècle : étude des longues séries homogénéisées de température et de précipitations. *La Météorologie*, **38**, 45-56.
- Moncomble D., Panigai L., Valade M., 2007 : Résumé des années viticoles 1996 à 2005. *Le Vigneron Champenois*, 32-57.
- Pielke R.A., Stholgren T., Schell L., Parton W., Doesken N., Redmond K., Money J., Mckee T., Kittel T.G.F, 2002 : Problems in evaluating regional and local trends in temperature : an example from the Eastern Colorado, USA. *International Journal of Climatology*, **22**, 421-434.
- Tondut J.-L., Laget F., Deloire A., 2006 : Climat et viticulture : évolution des températures sur le département de l'Hérault : un exemple de réchauffement climatique. *Revue Française d'Œnologie*, **219**, 14p.
- Walko R.L., Band L.E, Baron J., Kittel T.G.F., Lammers R., Lee T.J., Ojima D., Pielke R.A., Taylor C., Tague C., Tremback C.J., Vidale P.L., 2000: Coupled Atmosphere-Biophysics-Hydrology Models for Environmental Modeling. *Journal of Applied Meteorology*, **39**, 931-944.

LES EFFETS DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES SUR LES INTERACTIONS FORÊT ET AGRICULTURE A SAO PAULO

BRUNINI O.¹, ADAMI S.F.², CARVALHO J.P.², BRUNINI A.P.C.³

1- Agrométéorologiste - PhD. Instituto Agronômico de Campinas - Secretaria de Agricultura e Abastecimento - São Paulo- Fundag, e-mail: brunini@iac.sp.gov.br

2- Pédologue – Instituto Agronômico de Campinas Secretaria de Agricultura e Abastecimento - São Paulo

3- Biologiste-MS-C-NB- Système Environnement

Résumé : Les différentes conditions de changements climatiques sur l'agroforesterie dans l'Etat de Sao Paulo, Brésil ont été évalués dans ce travail. Les résultats démontrent que les scénarios possibles pour le changement climatique ont un effet très spécifique sur la récupération de régions en reforestation et même sur l'exploration durable. Les scénarios de changement climatique ont été établis pour un refroidissement de 2°C jusqu'à un réchauffement de 6°C. L'effet combiné des changements climatiques en réponse à l'augmentation de la température de l'air et une éventuelle réduction des précipitations ont également été enregistrées.

Mots clés : changement climatique, environnement, forêt, Sao Paulo.

Abstract : *The effects of climate change on agriculture and forestry interactions in São Paulo.* The different conditions of climatic changes on the agricultural-forestry exploration in the State of Sao Paulo-Brazil were evaluated in this work. The results demonstrated that the possible scenarios for climatic change have a very specific effect upon the recovery of areas under reforestation and even on sustainable exploration. Climatic change scenarios were established ranging from a 2°C cooling to a 6°C warming. The combined effect of climate change in response to the increase in air temperature and a possible reduction in the total amount of rainfall was also evaluated.

Key words : climatic change, environment, forest, Sao Paulo.

Introduction

La relation entre la conservation de l'environnement et le développement économique a conduit aux débats entre les acteurs avec un large éventail de points de vue présentant souvent une vue partielle de la réalité. Ces approches sont souvent construites sur des arguments scientifiques tout aussi partiels et revêtues du langage technique. Les coûts économiques des mesures sont présentés et discutés largement, mais il est aussi nécessaire d'estimer le coût de la perte de la biodiversité, de l'érosion génétique, de la perte d'habitat et de la fragmentation du paysage. La détermination de la valeur économique de la biodiversité permet de faire des comparaisons entre les bénéfices réalisés par le maintien de la situation actuelle et les gains découlant de la restructuration des segments de la végétation d'origine. Le but de cette étude était de fournir un soutien scientifique aux conflits potentiels entre l'utilisation des sols dans les réserves forestières légales, en visant à préserver la diversité biologique et la croissance économique. Une méthodologie pour l'analyse intégrée des variables de l'environnement physique et biotique a été développée pour indiquer les niveaux de priorité dans la récupération de forêt pour l'État de Sao Paulo en fonction des scénarios afin de contribuer au débat sur les effets sur l'environnement de l'agriculture et du changement climatique.

1. Matériaux et méthodes

Les analyses et les simulations ont été effectuées pour l'ensemble du territoire de l'État de São Paulo, Brésil. Différentes sources d'information cartographique et climatique furent utilisées, avec des échelles et différents niveaux de détails. Les caractéristiques de données et l'analyse sont détaillées ci-dessous.

1.1. Base de données

La première activité était de créer un modèle d'analyse pour atteindre les objectifs du projet. Dans cette phase ont été identifiés les types de données et d'informations qui

pourraient être intégrées et analysées. Cherchant une indication des niveaux de priorité suffisamment adéquats pour répondre à la demande pour la conservation et la valorisation de la biodiversité, les variables retenues sont divisés en deux groupes principaux, à savoir: les données de l'environnement physique et le biotique.

1.2. Climat

La saison sèche qui affecte la région sud-est du Brésil, et en particulier l'Etat de São Paulo, s'étend de mai à septembre : dans cette période les conditions météorologiques qui prédominent sont des précipitations faibles et la probabilité de basses températures, affectant le réapprovisionnement en eau des aquifères. La forte demande en eau pour l'irrigation et la consommation humaine a placé plusieurs régions ou bassins hydrographiques de l'Etat de São Paulo dans une situation critique avec une tendance à la restriction. En outre, les rapports du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) indiquent clairement un changement dans les systèmes climatiques actuels, causant ou permettant le réchauffement climatique qui affecte le bien-être de l'homme et la biodiversité.

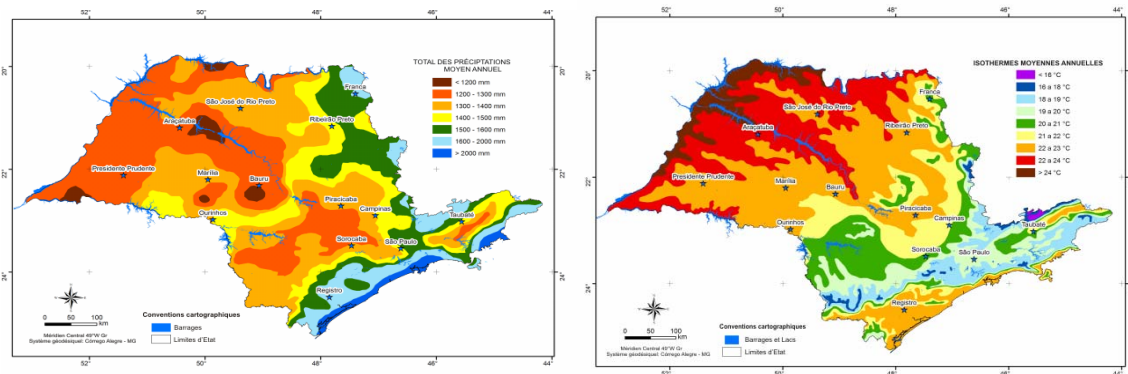


Figure 1 : Pluviométrie moyenne annuelle SP-Brésil.

Figure 2 : Température moyenne annuelle SP-Brésil.

Les projections actuelles estiment que le réchauffement de la planète sera entre 2°C à 6°C au cours des 80 prochaines années (2080) alors que certains chercheurs prétendent que dans les décennies à venir il y aura un refroidissement global. Dans ce contexte ont été établis des scénarios de changement du régime thermique, en considérant une hausse de 2°C de la température moyenne annuelle et un total annuel des précipitations égal à la norme actuelle, avec une réduction de 20% et une augmentation de 20%. En outre, il a été considéré un scénario de refroidissement, avec une diminution moyenne de 2°C de la température moyenne de l'air et avec la même configuration des pluies décrite ci-dessus. Il convient de souligner que, dans une situation de changement climatique, les phénomènes météorologiques extrêmes seront plus fréquents, c'est à dire, avec de longues périodes de sécheresse et des pluies très localisées. Cela aura un effet direct sur la conservation des ressources en eau et leur adoption dans l'agriculture irriguée, ce qui pourrait compromettre l'utilisation agricole de l'eau si aucun des critères appropriés pour atténuer les effets de l'adversité comme les longues périodes de sécheresse. L'évapotranspiration potentielle a été estimée par la méthode de Camargo & Camargo (1983). Après avoir quantifié la demande climatique (ETP), l'étape suivante fut d'établir des scénarios pour l'évaluation des régimes thermiques et de l'eau en fonction des hypothèses de réchauffement ou de refroidissement. Les figures 2 et 3 sont le scénario actuel du régime climatique de l'Etat de São Paulo, selon les informations des Comités de Bassins Hydrographiques avec un bilan hydrique mensuel. La figure 1 présente la distribution moyenne annuelle de pluie dans l'État de São Paulo avec les conditions climatiques actuelles. La figure 2 montre la distribution spatiale de la température moyenne annuelle de l'Etat avec le régime climatique actuel.

1.3. Analyses Spatiales

1.3.1. Capacité d'utilisation des terres.

Pour la génération de la capacité d'utilisation des terres, les cartes des sols ont été croisées avec les cartes des pentes. La classe de pente 0-3% représente les zones planes ou presque planes. Le ruissellement est lent ou très lent, caractérisant un risque d'érosion faible ; cependant de longues et faibles inclinaisons dans des plaines peuvent indiquer une propension à la présence d'inondations. Ce sont des terrains adaptés à la pratique de l'agriculture mécanisée. Les pentes de l'ordre de 3-6% ne sont pas des obstacles à la mécanisation agricole, cependant, les sols qui ont un horizon de surface sableux (par exemple, Ultisols, Quartzipsamments et certains Oxisols et Inceptisols) peuvent avoir des problèmes d'érosion laminaire ou dans les sillons, nécessitant dans la plupart des cas des pratiques simples pour contrôler l'érosion. La classe qui incorpore des terres avec une inclinaison supérieure à 40% ont des pentes abruptes, avec des vitesses d'écoulements élevées, généralement associés à des affleurements rocheux et des sols peu profonds et peu développés. Ces terrains ne sont pas appropriés à l'usage agricole et l'utilisation intensive de la mécanisation. Sur les pentes très inclinées l'utilisation des plantes natives ou de reboisement est préconisée.

1.3.2. Cartes des priorités.

Les cartes de base ont été reclassées dans les niveaux de priorité, selon les règles qui visent la meilleure utilisation des terres. Les croisements ont été faits entre des paires de cartes et les résultats à nouveau reclassés sur les niveaux de priorité. Le résultat de cette analyse a été croisé avec le plan d'information de priorité de l'unité de conservation. La différence entre les précipitations et l'évapotranspiration potentielle (actuelle et scénario) a été la prochaine couche de données utilisée dans l'analyse (Figure 3)

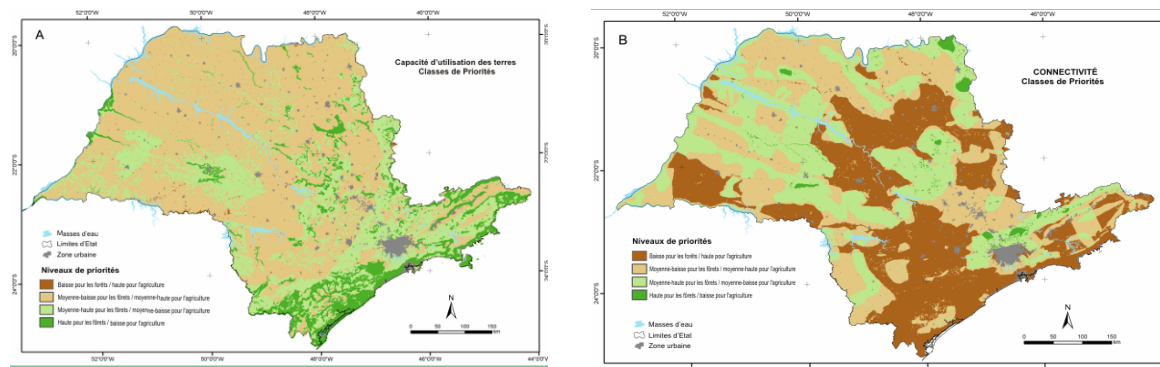


Figure 3 : Cartes thématiques reclassées sur les priorités (A) capacité d'utilisation des terres et (B) connectivité.

A partir des données climatologiques ont été créés des cartes pour la situation actuelle et pour trois scénarios climatiques (Figure 4). Le premier scénario considère une augmentation linéaire de 2°C en température de l'air, pas de changement dans les précipitations ; dans le scénario deux, en plus d'une augmentation de 2°C de la température on a choisi une diminution de 20% des précipitations. Ces cartes ont été classées en termes de priorité (figure 5 et tableau 1).

Tableau 1 : Classes de priorités à partir de données climatiques.

<i>P-ETP (mm)</i>	<i>Priorités</i>
> 300	Baisse pour les forêts / haute pour l'agriculture
100 – 300	Moyenne-baisse pour les forêts / moyenne-haute pour l'agriculture
0 – 100	Moyenne-haute pour les forêts / moyenne-basse pour l'agriculture
< 0	Haute pour les forêts / baisse pour l'agriculture

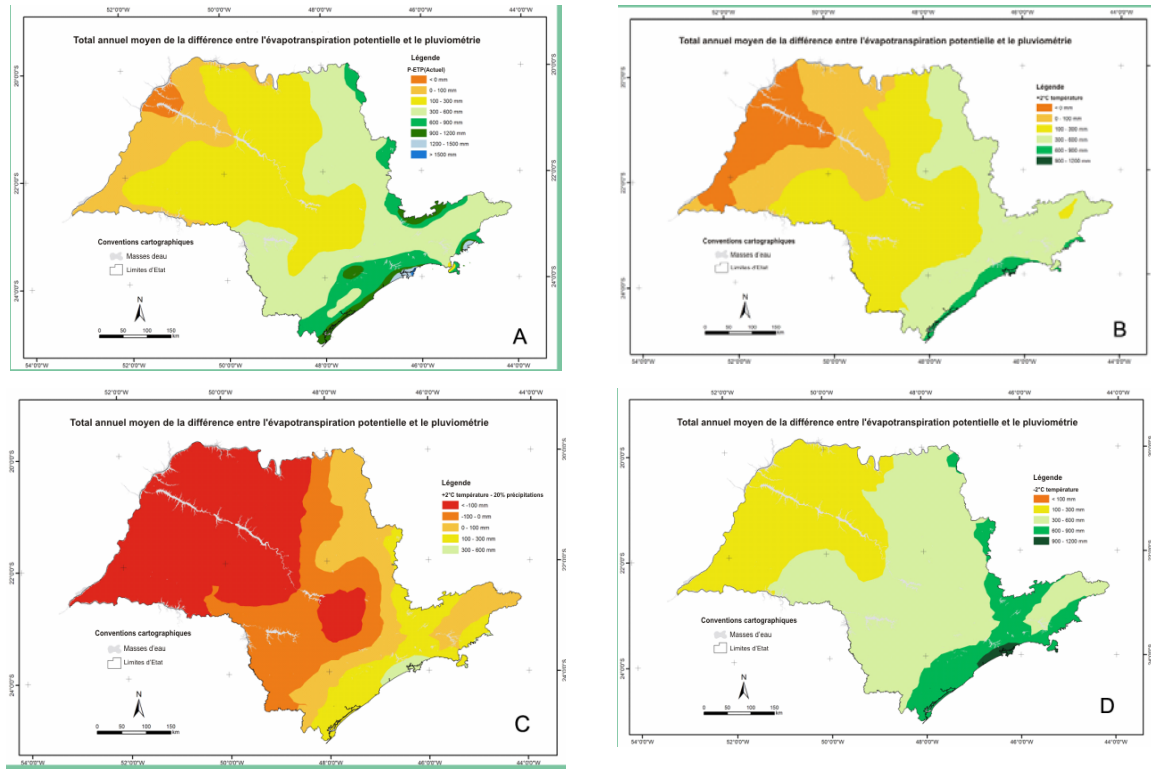


Figure 4 : Situation actuelle (A) et scénarios climatiques, (B) +2°C, (C) +2°C & -20% et (D) -2°C.

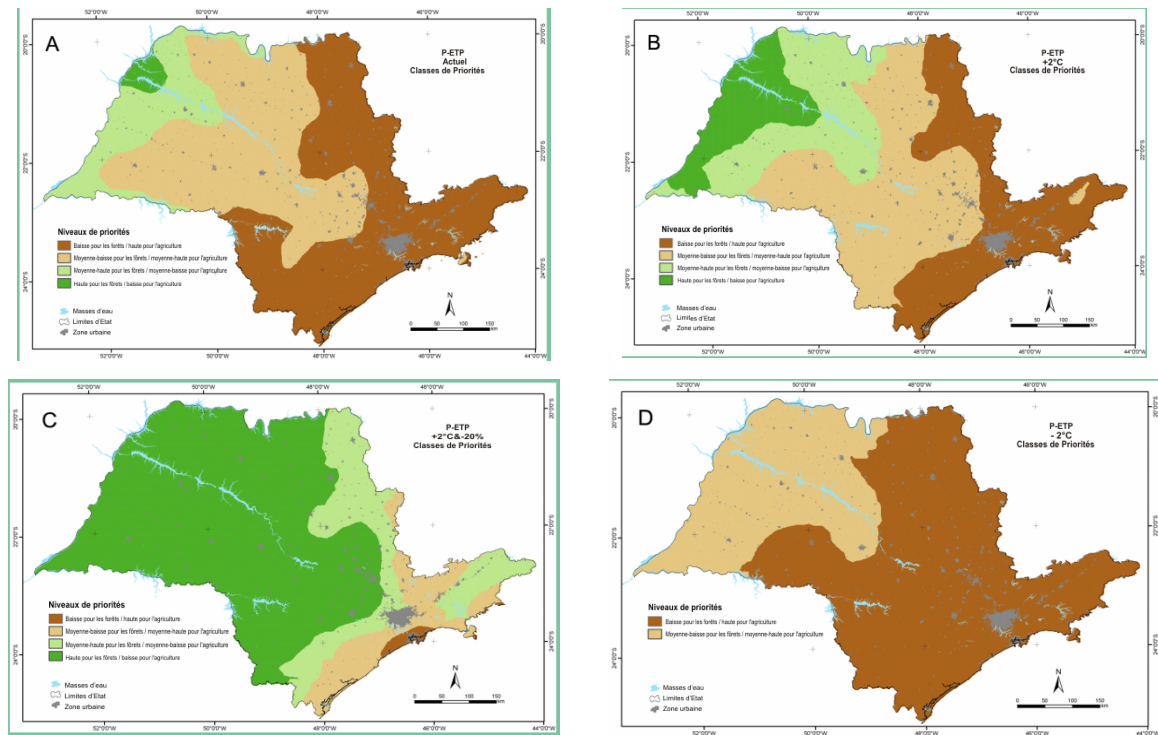


Figure 5 : Situation actuelle (A) et scénarios climatiques: (B) +2°C, (C) +2°C & -20% et (D) -2°C reclassés.

2. Résultats

2.1. Changements climatiques

Lorsque l'on compare le régime climatique actuel en confrontant la pluie et l'évapotranspiration potentielle on obtient le scénario illustré par la figure 6a. On observe que dans les conditions actuelles la demande en eau pour les cultures est assurée par le régime hydrique. Les figures 6b et 6c illustrent les scénarios de réchauffement de la planète de 2°C. Si l'on considère un refroidissement de 2°C, même sans modification du régime hydrique, les bassins versants critiques ou proches d'un état critique sont grandement réduits.

2.2. Situation actuelle

Selon l'analyse faite, l'État de São Paulo a actuellement environ 6.687.284 hectares qui peuvent être considérés comme aptes pour le déploiement et l'entretien de la végétation native ou des systèmes agro-forestiers, ce qui représente environ 22% de l'Etat, à l'exclusion des zones urbaines et des surfaces en eau des plus grands réservoirs (Fig. 7).

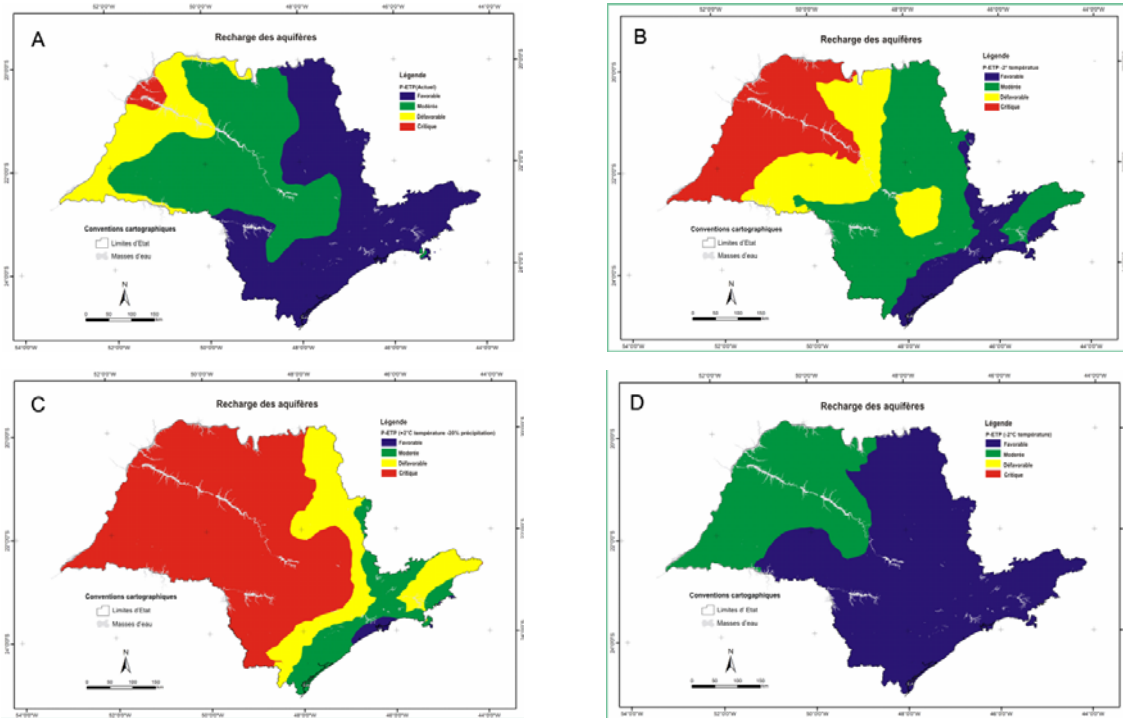


Figure 6 : Situation actuelle (A) et scénarios climatiques, (B) +2°C, (C) +2°C & -20% et (D) -2°C.

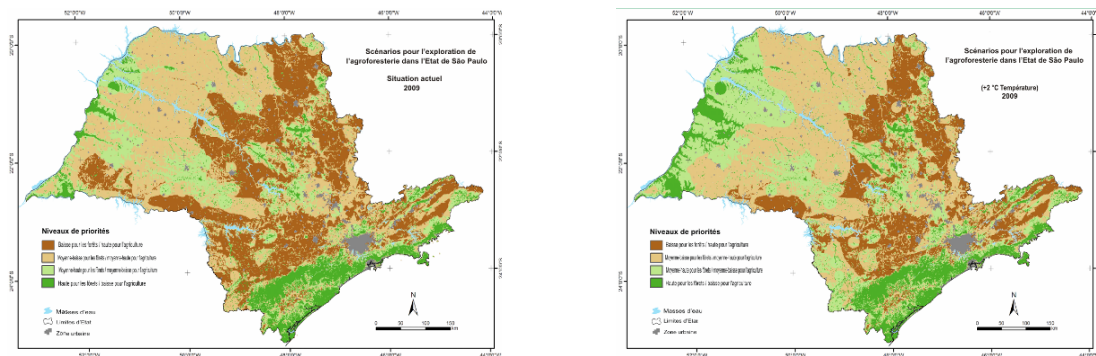


Figure 7 : Priorités pour le reboisement: scénario en cours (à gauche) et dans le premier scénario de changement climatique (à droite).

2.3 Scénario 1

En raison du changement climatique prévu une carte a été élaborée avec le scénario d'une augmentation de 2°C et le maintien du volume actuel des précipitations. Dans ces conditions, il y aurait une réduction dans l'aire considérée de basse priorité pour les forêts et une légère augmentation dans l'aire considérée comme haute pour ce type d'utilisation des terres. Le plus grand changement serait la croissance pour dans l'aire avec priorité moyenne-haute pour les forêts, principalement liée à l'augmentation de l'aire à déficit hydrique (figure 7).

2.4 Scénario 2

Une autre possibilité est l'augmentation de la température avec baisse de la pluviométrie ; cette situation a été abordée dans le scénario avec une augmentation de 2°C et baisse de 20% des précipitations, avec une indication de 21.330.076 ha de forêts utilisés (Figure 8).

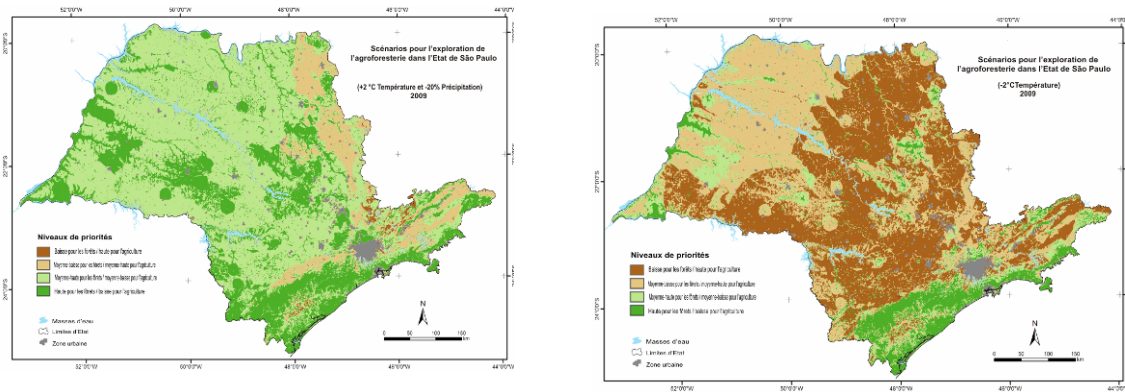


Figure 8 : Priorités dans le deuxième scénario, à gauche, et les priorités dans le troisième scénario de changement climatique, à droite.

Conclusion

La méthodologie adoptée dépend essentiellement de la disponibilité des données géo spatiales à l'échelle et la résolution appropriées, ainsi les résultats présentés sont valides pour l'analyse au niveau des États ou au niveau régional. Parmi les trois scénarios considérés, un seul conduit à une expansion d'aires avec priorité plus élevée à des fins agricoles, une situation qui cause de vigoureux débats parmi les experts, à savoir la baisse de 2°C. Le scénario d'une augmentation de 2°C, comme celui qui considère une augmentation de la température avec la diminution des précipitations, conduit à augmenter les aires qui pourraient ou devraient être occupés par la forêt, en particulier l'utilisation qui mènent à la conservation de l'eau et à améliorer leur infiltration à travers le profil du sol. Ainsi des propositions peuvent être faites sur une base plus solide et considérant les possibles changements environnementaux dérivés des changements climatiques.

Bibliographie

- Camargo A.P., Camargo. M.B.P., 1983: Teste de uma equação simples para estimativa da Evapotranspiração potencial baseada na radiação solar extraterrestre e na temperatura média do ar. In: *Anais. 3º Congresso Brasileiro de Agrometeorologia, Campinas, Sociedade Brasileira de Agrometeorologia*, p.229-244.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA E AGROPECUÁRIA, 2006: *Sistema Brasileiro de Classificação de Solos*. Rio de Janeiro: Embrapa, 306p.
- Nunes, P.A.L.D., Van den Bergh J.C.J.M., 2001: Economic valuation of biodiversity: sense or nonsense ? *Ecological Economics*. **39**, 203-222.
- Oliveira J.B., Camargo M.N., Rossi M., Calderano Filho B., 1999: *Mapa pedológico do Estado de São Paulo*. Campinas: Instituto Agrônomo, 64 p.

VARIABILITE ET TENDANCES DU REGIME THERMIQUE DE L' AIR DANS LA PREMIERE DECENNIE DU XXI^{EME} SIECLE DANS LE SUD- OUEST DE LA ROUMANIE

BURADA C.^{1,2}, MĂNESCU C.² et BĂCESCU A.²

¹ Université de Bucarest, Département de Physique, Atomiștilor 405, P.O. Box MG-11, RO-077125, Măgurele, Roumanie, burada_cristina@yahoo.com

² Administration Nationale de Météorologie, Brestei 3A, 200581, Craiova, Roumanie.

Résumé : La première décennie du XX^{ème} siècle a été une période marquée par une augmentation de la fréquence et de l'intensité des phénomènes météorologiques extrêmes, qui ont mené à de nouveaux records mensuels et annuels en Roumanie (l'année 2005 la plus froide, 2007 la plus chaude). L'étude porte sur la variabilité temporelle et spatiale de la température de l'air pour l'intervalle 2001-2010 en Olténie (sud-ouest de la Roumanie). Les valeurs moyennes mensuelles enregistrées par 14 stations météorologiques entre 2001 et 2010 sont analysées par des méthodes statistiques. Les moyennes calculées pour la dernière décennie (2001-2010) sont comparées à celles calculées pour des séries de 30 années (1961-1990, 1971-2000 et 1981-2010), de même que pour les 50 dernières années (1961-2010), afin d'établir la distribution spatiale des tendances. Les résultats révèlent une variabilité spatiale et temporelle de la température pour la région analysée, avec une tendance à la hausse.

Mots-clés : température de l'air, variabilité, tendances, sud-ouest de la Roumanie.

Abstract : *Variability and trends of the thermal regime for the first decade of the XXIst century (southwestern Romania).* The first decade of the XXIst century was a period marked by an increase in frequency of extreme weather events, which led to reaching of new records in Romania (2005 like the coldest year, 2007 like the hottest year). The study concerns the temporal and spatial variability of air temperature between 2001 and 2010 in Oltenia (south-western Romania). The average monthly values recorded by 14 weather stations for the period 2001-2010 are analyzed by statistical methods. The averages for the last decade (2001-2010) are compared to those calculated for a series of 30 years (1961-1990, 1971-2000 and 1981-2010) as well as for the last 50 years (1961-2010), in order to determine the spatial distribution of trendlines. The results reveal a spatial and a temporal variability in thermal regime for the region analyzed, with an upward trend.

Keywords : air temperature, variability, trends, southwestern Romania.

Introduction

Dans le contexte général des variations climatiques actuelles (IPCC, 2007), la première décennie du XXI^e siècle a été marquée par de forts contrastes thermiques dans les régions tempérées où est situé le territoire de la Roumanie (Busuioc *et al.* 2007 ; Burada *et al.* 2009 ; Burada et Sandu, 2009 ; Burada, 2010 ; Dobrovolschi *et al.*, 2010). Les vagues de chaleur ainsi que les vagues de froid engendrent des discontinuités dans le rythme multi annuel du régime thermique sur des surfaces plus ou moins étendues. Ces événements peuvent avoir des répercussions désastreuses sur l'environnement naturel et anthropique. Outre les précipitations, la température de l'air est un paramètre représentatif des modifications du climat survenues dans les dernières décennies et, en ce sens, l'étude de ce paramètre se révèle être fort nécessaire et d'une grande actualité. L'analyse de l'évolution du régime thermique réalisée dans ce travail s'inscrit donc dans le thème général du changement climatique.

La principale cause météorologique du changement du régime thermique de l'air en Roumanie est représentée par les processus advectifs, étant en étroite liaison avec la circulation générale de l'atmosphère à grande échelle (Ion-Bordei, 1988), à quoi s'ajoutent les particularités géographiques de la Roumanie. La période analysée dans ce travail (2001-2010) a été caractérisée par une grande variabilité en termes de distribution spatio-temporelle des températures enregistrées.

1. Caractéristiques de la région étudiée

La région étudiée, l'Olténie (ou Petite Valachie), est située dans le sud-ouest de la Roumanie, délimitée à l'est par la rivière Olt, au sud et à l'ouest par le Danube, et au nord par

les Carpates (Figure 1) ; le domaine de recherche s'étend de 22° à 25° E et de 43° à 46°N (Tableau 3). Grâce à son emplacement géographique, la région diffère du point de vue climatique d'autres régions du pays. Elle est située à l'intérieur de la chaîne montagneuse carpato-balkanique, qui, due à sa disposition en arc, a une influence majeure sur le déplacement des masses d'air sur des trajectoires méridionales. La différenciation des éléments climatiques de l'Olténie est due tant à son emplacement géographique qu'au caractère complexe et varié du relief. Trois grandes catégories de formes de relief, disposées en marches descendantes progressivement du nord vers le sud, donnent les caractéristiques fondamentales du relief : la zone montagneuse (au nord), les collines et les plateaux (au centre) et la plaine bordée (au sud) par la vallée de Danube (Figure 1).



Figure 1 : Localisation de la région d'étude : l'Olténie, au sud-ouest de la Roumanie.

2. Données et méthodes

Ce travail utilise les valeurs de températures moyennes mensuelles enregistrées dans 14 stations météorologiques de l'Administration Nationale de Météorologie et situées au sud-ouest de la Roumanie. Pour éliminer les erreurs, nous avons choisi les stations météorologiques ayant des séries de données homogènes, toutes les données étant gérées et validées par l'Administration Nationale de Météorologie de Roumanie. Les 14 stations météorologiques d'Olténie utilisés sont réparties entre 36 mètres d'altitude (pour Bechet, au sud de la région) et 531 mètres (pour Polovragi, au nord de la région). La plupart des stations météorologiques (12) est située dans les plaines (altitudes inférieures à 300 m) et seulement 2 dans les collines (altitudes entre 300 m et 800 m) (Figure 2).

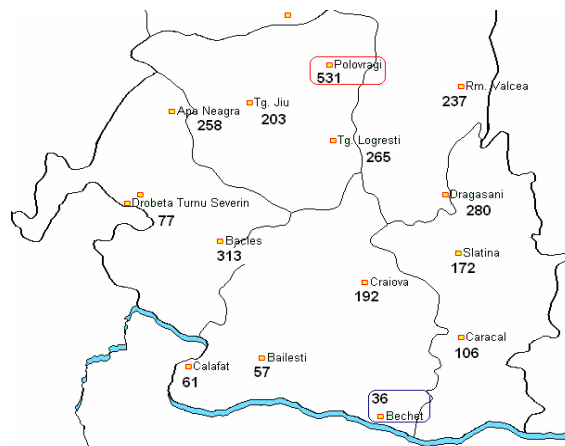


Figure 2 : Altitude (en m) des stations météorologiques oltènes utilisées.

La fragmentation et la complexité du relief sont les causes principales de la différenciation des conditions du développement des phénomènes atmosphériques à diverses échelles temporelles, ce qui se répercute sur les variations du climat (Stancescu, 1983). Le régime annuel des températures, moyennées sur la période 1961-2010, varie entre 9,3°C (à Polovragi) et 11,8°C (à Dr. Tr. Severin) (Figure 3).

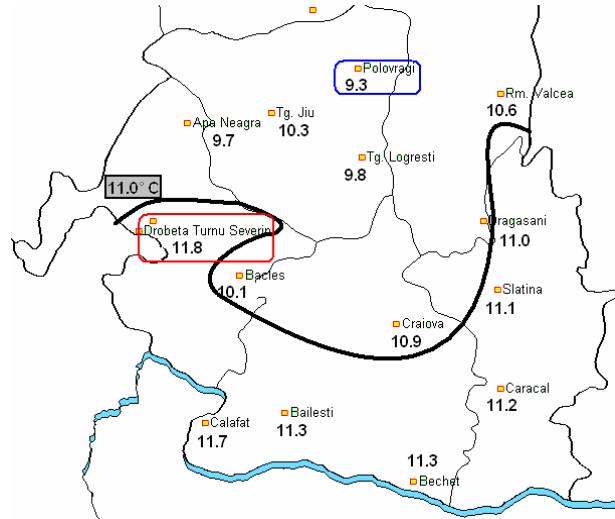


Figure 3 : Répartition spatiale de la température moyenne annuelle de l'air de 1961 à 2010 (en °C). La courbe en gras signale l'isotherme 11°C qui marque une limite climatique en Roumanie.

Le calcul des paramètres de position et de dispersion des variables permet de déterminer les moyennes à différents pas de temps (annuel, décennal, trentenaire, etc.), ainsi que la médiane, les valeurs minimales et maximales de l'intervalle étudié, l'écart-type, le coefficient de variation, les droites d'ajustement linéaire (méthode des moindres carrés). Ensuite, nous avons comparé les moyennes des 10 dernières années (2001-2010) avec différentes moyennes trentenaires (1961-1990, 1971-2000 et 1981-2010), ainsi qu'avec celles des 50 dernières années (1961-2010) afin d'identifier les tendances et les fluctuations des valeurs de température. Les résultats sont représentés sur le tableau 1 et les figures 3 et 4.

Il existe une bonne corrélation négative entre l'altitude et la température de l'air (coefficient de corrélation linéaire de Bravais-Person $R=0,86$), le gradient thermique altitudinal étant de $-0,5^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ (Figure 4).

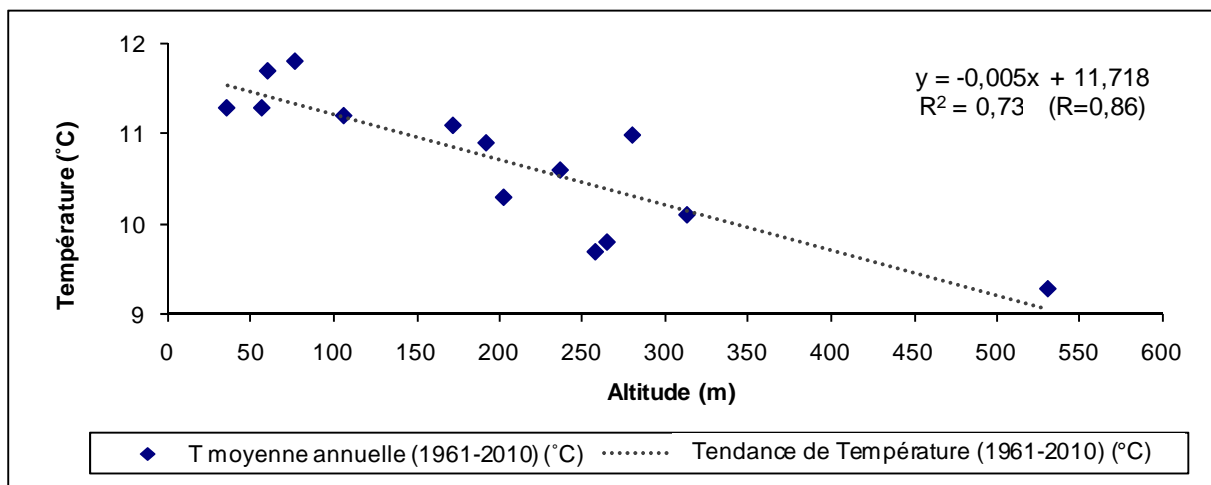


Figure 4 : Corrélation linéaire entre les températures moyennes annuelles en Olténie (1961-2010) et l'altitude.

3. Variation temporelle et distribution spatiale de la température de l'air

Du point de vue climatologique, la variation saisonnière de la température de l'air en Roumanie est assez forte (Stancescu, 1983) ; l'amplitude thermique annuelle en Olténie est de 20,5°C, avec un minimum de -1,5°C en janvier et un maximum de 22°C en juillet (Figure 5).

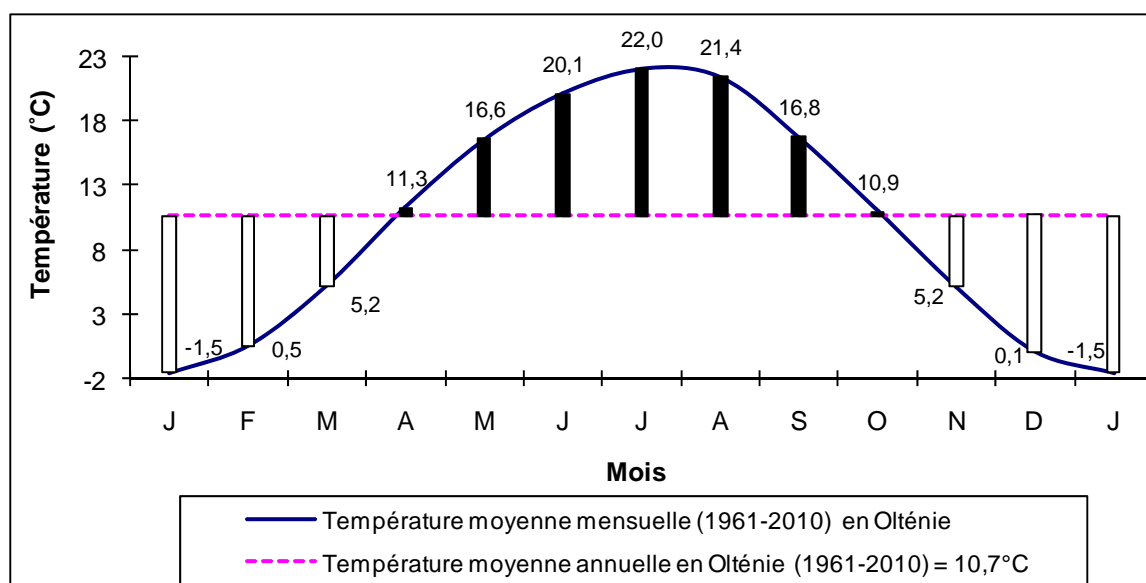


Figure 5 : Variation des températures mensuelles en Olténie, période 1961-2010.

La variabilité temporelle de la température de l'air est déterminée par les processus advectifs et dynamiques (la circulation générale de l'atmosphère, ainsi que la structure thermodynamique de l'atmosphère). La variation pluriannuelle des moyennes de températures entre 2001 et 2010 peut être observée en étudiant les séries de données enregistrées aux stations météorologiques utilisées (Tableau 1).

Tableau 1 : Paramètres statistiques utilisés pour les séries temporelles de températures (2001-2010).

Stat. météo. / paramètre	Temp. Moy. (°C)	Médiane (°C)	Max (°C)	Date	Ecart rel des max (%)	Dev Std	Coef de var	Min. (°C)	Date	écart rel des min (%)	Dev std	coef. de var	Coef. de régression
Craiova	11,5	11,5	12,4	2007	8,58	0,69	0,06	10,5	2005	8,59	-0,70	-0,06	0,04
Bailesti	11,9	11,8	13,0	2007	9,62	0,81	0,07	10,9	2005	8,04	-0,68	-0,06	0,02
Calafat	12,3	12,3	13,5	2007	9,71	0,85	0,07	11,3	2005	8,61	-0,75	-0,06	0,01
Bechet	11,8	11,8	12,9	2007	9,06	0,76	0,06	10,9	2005	8,07	-0,67	-0,06	0,02
Tq Jiu	11,1	10,9	12,0	2007	8,12	0,63	0,06	10,2	2005	7,41	-0,58	-0,05	0,06
Apa Neagra	10,3	10,3	11,3	2007	9,64	0,70	0,07	9,3	2005	9,38	-0,68	-0,07	0,04
Polovragi	9,9	9,7	11,0	2007	10,42	0,73	0,07	9,2	2005	7,30	-0,51	-0,05	0,05
Tq Logresti	10,3	10,3	11,1	2007	7,35	0,54	0,05	9,6	2005	6,75	-0,49	-0,05	0,06
Dr Tr Severin	12,5	12,3	13,4	2007	7,90	0,70	0,06	11,5	2005	7,97	-0,70	-0,06	0,04
Bacles	10,8	10,8	11,8	2007	9,79	0,75	0,07	9,9	2005	8,68	-0,66	-0,06	0,10
Slatina	11,5	11,4	12,5	2007	8,13	0,66	0,06	10,7	2005	6,89	-0,56	-0,05	0,05
Caracal	11,8	11,7	12,8	2007	9,13	0,76	0,06	10,9	2005	7,17	-0,60	-0,05	0,04
Rm Valcea	11,2	11,3	12,0	2007; 2009	7,44	0,59	0,05	10,4	2005	7,08	-0,56	-0,05	0,09
Dragasani	11,6	11,5	12,5	2007	8,33	0,68	0,06	10,7	2005	7,24	-0,59	-0,05	0,06
Moyenne de l'Olténie	11,3		12,3					10,4					0,05

Les températures moyennes décennales calculées pour l'intervalle 2001-2010 excèdent celles calculées pour les intervalles 1961-1990 et 1961-2010 pour toutes les stations météorologiques considérées. La température moyenne annuelle calculée pour la décennie 2001-2010 varie entre 9,9° C (pour Polovragi, nord de la région) et 12,5° C (pour Dr. Tr. Severin, partie ouest de la région). Dans la plupart des cas (exceptées les stations

météorologiques de Craiova et Ramnicu Valcea) la valeur médiane est inférieure (6 cas) ou tout au plus égale (6 cas) à la moyenne (Tableau 1).

L'analyse des séries temporelles des températures moyennes pour la région Olténie pour l'intervalle 1961-2010 montre des tendances à la hausse, la plus significative étant enregistrée au cours de la dernière décennie, à savoir +0,049°C (Tableau 2).

Tableau 2 : Coefficients de régression de la température de l'air (selon différentes périodes) en fonction de temps pour la région d'Olténie (critère des moindres carrés).

Périodes	Coefficient de régression (en °C)
1961-2010	0,02
1961-1990	0,0021
1971-2000	0,0282
1981-2010	0,0393
2001-2010	0,049

Au contraire, l'analyse effectuée pour chaque station météorologique met en évidence des tendances variées (hausse ou baisse), illustrées par les coefficients de régression ayant des valeurs différentes (mais positives dans la grande majorité des cas) (tableau 3). Ainsi, pendant la première décennie du XXI^e siècle, une augmentation de la température de l'air a été observée, plus significative dans le ouest et le nord de la région (région collinaire, par exemple à Bacles +0,1°C ou à Polovragi avec +0,05°C ou encore à Rm Valcea + 0,08°C entre 2001 et 2010), et moins au sud (dans la plaine).

Tableau 3 : Coefficients de régression pour chacune des stations météorologiques, de la température de l'air en fonction de temps (critère des moindres carrés).

Station / Paramètre	Coordonnées		Alt (m)	Coefficient de régression				
	Lat. N (°)	Long E (°)		2001-2010	1961-2010	1961-1990	1971-2000	1981-2010
Craiova	44°18'	23°52'	192,0	0,0399	0,0251	0,0092	0,0473	0,0317
Bailesti	44°01'	23°19'	57,0	0,0216	0,0207	-0,0024	0,0353	0,0406
Calafat	43°59'	22°56'	61,0	0,0071	0,0236	0,0009	0,0367	0,0395
Bechet	43°47'	23°56'	36,0	0,0239	0,0160	-0,0057	0,0279	0,0361
Tg Jiu	45°02'	23°15'	203,0	0,0616	0,0189	-0,0218	0,0273	0,0572
Apa Neagra	44°59'	22°51'	258,0	0,0438	0,0152	-0,0192	0,0209	0,0488
Polovragi	45°09'	23°48'	531,0	0,0526	0,0120	0,0019	-0,0025	0,0363
Tg Logresti	44°52'	23°42'	265,0	0,0619	0,0139	-0,0081	0,0414	0,0364
DrTrSeverin	44°37'	22°37'	77,0	0,0404	0,0226	0,0057	0,0310	0,0375
Bacles	44°28'	23°06'	313,0	0,0991	0,0320	0,0082	0,0319	0,0407
Slatina	44°26'	24°21'	172,0	0,0508	0,0384	0,0475	0,0368	0,0395
Caracal	44°06'	24°21'	106,0	0,0388	0,0214	0,0076	0,0251	0,0335
Rm Valcea	45°05'	24°21'	237,0	0,0852	0,0262	0,0117	0,0342	0,0400
Dragasani	44°39'	24°14'	280,0	0,0605	0,0210	0,0062	0,0303	0,0330

Conclusion

L'étude de la distribution spatiale et de la variabilité temporelle du régime thermique met en évidence des différenciations entre les stations météorologiques d'Olténie (Petite Valaquie). La distribution spatiale s'explique essentiellement par les particularités locales liées à la topographie (exposition, ombrage, etc.).

L'analyse des séries chronologiques des températures pour la période 1961-2010 en Olténie permet d'identifier des tendances différentes avec une augmentation plus prononcée au cours de la dernière décennie. Le calcul de la tendance linéaire indique une augmentation de la température à l'échelle de toute la région, plus significative dans l'ouest et le nord de la région (région collinaire), jusqu'à +0,1°C entre 2001 et 2010, et moins au sud (dans la plaine).

Ce premier travail descriptif fait partie d'une étape initiale dans l'élaboration d'un travail plus vaste concernant le sud-ouest de la Roumanie. Le prochain objectif vise à rechercher

l'influence des circulations atmosphériques dominantes à méso échelle dans la région, notamment sur la température de l'air.

Bibliographie

Burada C. et Sandu O. (2009), *The July 2007 heat wave in Oltenia (south-west of Romania) in the context of climate change*, Geographia Technica nr 1/2009, Cluj-Napoca, 8-20.

Burada C., Sandu O. et Bacescu A. (2009), *Anomalies climatiques enregistrées dans le sud-ouest de la Roumanie au cours d'une année très chaude*, Geographia Technica, numar dedicat celei de-a XXII-a Conferinta anuale a AIC, Cluj-Napoca, 103-106.

Burada C. (2010), *Studiul comparativ a doua contexte sinoptice diferite generatoare de disconfort termic*, Culegere de lucrari dedicata sesiunii anuale de comunicari stiintifice a ANM, ISBN 978-973-0-09341-4, Bucuresti.

Busuioc A., Dumitrescu A., Soare E. et Orzan A. (2007), *Summer anomalies in 2007 in the context of extremely hot and dry summers in Romania*, Romanian Journal of Meteorology, Vol. 9, No. 1-2, 2007, 1-17.

Clima Romaniei (2008), Administratia Nationala de Meteorologie, Bucuresti, Editura Academiei Romane, 365 p. ISBN 978-973-27-1674-8.

Dobrovolschi D. et Mateescu E. (2010), *Variabilitatea temperaturii aerului la statiile meteorologice Sf. Gheorghe-Munte, Tg. Secuiesc, Bucuresti Băneasa și Bucuresti – Filaret*, Culegere de lucrari dedicata sesiunii anuale de comunicari stiintifice a ANM, ISBN 978-973-0-09341-4, Bucuresti.

IPCC (2007) *Climate Change 2007, The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.

Ion-Bordei N. (1988), *Fenomene meteoclimatice induse de configuratia Carpatilor in Campia Romana*, Ed Academiei Romane, Bucuresti, 174 p.

Stancescu I. (1983), *Carpatii, factori modificatori ai climei*, Ed. Stiintifica si Enciclopedica, Bucuresti, 92-113.

MONTAGNES D'AFRIQUE TROPICALE : MARQUEURS DE LA VARIABILITÉ CLIMATIQUE OU ISOLATS CLIMATIQUES ?

CAMBERLIN P. ⁽¹⁾, WILLIAMSON D. ⁽²⁾, CASTEL T. ⁽¹⁾, RICHARD Y. ⁽¹⁾

(1) Centre de Recherches de Climatologie, UMR 5210 CNRS / Université de Bourgogne, 6 Bd Gabriel, 21000 Dijon, France - camber@u-bourgogne.fr, thierry.castel@u-bourgogne.fr, yrichard@u-bourgogne.fr

(2) Institut de Recherche pour le Développement, UMR LOCEAN Université Paris VI / World Agroforestry Centre ICRAF, Gigiri, PO Box 30677, 00100 Nairobi, Kenya - david.williamson@ird.fr

Résumé : *Les montagnes tropicales sont souvent perçues comme des sentinelles des changements climatiques. Pour autant les variations climatiques interannuelles à décennales sont-elles le reflet de celles des espaces environnants ? A l'échelle de l'Afrique au sud du Sahara, une analyse de la variabilité des pluies entre 1941 et 2000 montre une cohérence spatiale peu diminuée par les reliefs. Des exemples sont présentés de reliefs constituant même des révélateurs de la dynamique atmosphérique et de la variabilité climatique d'échelles larges.*

Mots-clés : *Variabilité climatique, précipitations, Afrique tropicale, analyse spatiale, relief.*

Abstract : *Tropical mountains are often seen as beacons of past and present-day climate change. However, do they actually reflect interannual and decadal-scale climatic variability of the surrounding areas ? At the scale of Africa South of the Sahara, an analysis of the 1941-2000 rainfall variability shows that spatial coherence is seldom modified by relief. Examples are presented in which mountain climates are even indicators of large-scale atmospheric dynamics and climate variability.*

Keywords : *Climate variability, rainfall, Tropical Africa, spatial analysis, relief.*

Introduction

La riche palette bioclimatique des montagnes et hautes-terres tropicales leur confère une place à part dans la zone tropicale. Ces milieux sont soumis, comme les basses-terres, à une forte variabilité climatique interannuelle à décennale et aux changements résultant des émissions globales de gaz à effet de serre. Mais les variations climatiques dans ces hautes-terres sont-elles en concordance avec celles des espaces environnants ? Si les montagnes sont souvent perçues comme des sentinelles des changements passés et en cours, la validité de cette perception reste incertaine. Aux moyennes latitudes, Diaz et Bradley (1997) montrent, pour les tendances thermiques au XX^e siècle, des différences parfois importantes selon l'altitude. Dans les Andes tropicales, Urrutia et Vuille (2009), à partir d'un modèle régional, décrivent un réchauffement futur plus marqué à haute altitude. Daly et al. (2010) soulignent le découplage local, lié à la topographie, de la variabilité thermique par rapport au climat régional, et les problèmes induits pour évaluer localement les changements climatiques futurs.

Dans les montagnes d'Afrique tropicale, l'analyse de la variabilité thermique se heurte à un manque relatif de longues séries homogènes. Les températures sont cependant très contraintes par la nébulosité et le cycle de l'eau, et les données de précipitations, plus nombreuses, peuvent apporter des éléments de réponse quant à la représentativité climatique des montagnes. Après un état des lieux bibliographique, une approche à l'échelle continentale est proposée (sections 2 et 3), analysant la cohérence spatiale de la variabilité des précipitations et l'effet du relief sur celle-ci. Enfin, des études de cas (section 4) illustrent, dans les aires à fort contrôle topographique, les liens entre pluies et variabilité climatique de large échelle.

1. Variabilité et changements climatiques dans les montagnes africaines : état des lieux

De nombreux travaux s'appuyant sur des marqueurs disponibles à haute altitude (moraines, sédiments de lacs et tourbières...) ont permis de reconstituer les paléo-environnements des montagnes africaines pour la fin du Quaternaire, et de les relier aux changements climatiques

planétaires. Par exemple, Bonnefille et Chalié (2000) ont montré sur les 40 derniers millénaires un bon accord entre les variations climatiques en sites de montagne d'Afrique de l'Est (tourbières du Burundi et du Rwanda) et à plus basse altitude. L'amplitude des variations diffère cependant.

Les travaux utilisant des données climatiques mesurées sont assez rares. Si la caractérisation des conditions moyennes, très contraintes par le relief, a attiré beaucoup d'études, la variabilité interannuelle ou décennale est mal connue. Ceci est notamment dû à un manque, surtout à haute altitude, de relevés réguliers (Grab, 2009). Qui plus est, ces travaux montrent des résultats nuancés. Douguedroit et Bart (1989) notent au Rwanda (1939-1975) une médiocre structuration spatiale des pluies, attribuée aux facteurs orographiques. Le relief accidenté est jugé également responsable de fortes disparités spatiales dans la variabilité interannuelle des pluies en Ethiopie (Segele et Lamb, 2005). Pour l'Afrique du Sud tropicale cependant, la régionalisation des variations interannuelles des précipitations (Dyer, 1975) ne montre pas d'effet de barrière lié au relief. Au Cameroun, le relief module l'amplitude de la variabilité (Suchel, 1988), comme au Mt Kilimandjaro, mais la variabilité des précipitations à haute altitude y reste bien reliée à la circulation atmosphérique de large échelle (Chan et al., 2008). La question de la cohérence spatiale de la variabilité et des changements climatiques en région accidentée n'est donc pas tranchée. Elle est pourtant majeure : en témoigne le débat autour de la recrudescence du paludisme dans les hautes-terres est-africaines dans les années 1990. Hay et al. (2002), notant l'absence de tendance dans les séries de températures, l'attribuent à des facteurs non climatiques. Zhou et al. (2004) contestent cette interprétation fondée sur des fichiers globaux à basse résolution, montrant qu'à échelle locale variabilité et tendances climatiques influencent significativement le nombre de cas de paludisme.

2. Analyse comparée de la variabilité des précipitations : données et méthodes

Pour évaluer la cohérence spatiale de la variabilité des pluies au sein des hautes-terres africaines, et la comparer avec celle des zones de plaine, une base de données stationnelles couvrant l'ensemble de l'Afrique au sud du Sahara est constituée. L'utilisation de données en points de grille est déconseillée, car elles augmentent artificiellement la cohérence spatiale. L'étude utilise donc les précipitations stationnelles du Global Historical Climate Network (Vose et al. 1992), complétées par celles du Centre de Recherches de Climatologie (CRC). Le critère de sélection des stations est la disponibilité d'au moins 30 ans d'observations, entre 1941 et 2000. Au sud du Sahara, 1383 stations répondent à ce critère. Leur densité est inégale, mais la large fenêtre temporelle permet de couvrir toutes les grandes régions du continent.

L'analyse de la cohérence spatiale repose sur le calcul de corrélations linéaires (coefficient de Pearson r) entre les précipitations annuelles (janvier-décembre) des 1383 stations, en se limitant aux stations situées à moins de 600 km l'une de l'autre. L'objectif étant de travailler sur un réseau aussi dense que possible, tout en garantissant des séries suffisamment longues pour le calcul de r , aucune période commune à l'ensemble des stations n'est imposée. Néanmoins, un minimum de 20 années communes est requis. Pour tenir compte de l'inégale longueur des séries, on retient les seuils de confiance et non les valeurs de r . Les échantillons temporels parfois variables d'un couple de stations à l'autre peuvent créer des biais. Les tests réalisés sur des sous-périodes montrent que les structures spatiales sont conservées.

La cohérence spatiale autour d'une station X est évaluée en exprimant en fonction de la distance les corrélations avec les stations situées dans un rayon de 600 km (exemple d'une station sud-africaine, fig.1). Un ajustement linéaire du nuage de points est réalisé. Une décroissance non linéaire de la corrélation avec la distance est généralement observée dans le proche voisinage (quelques dizaines de km) des stations (Ngongondo et al. 2011), donnant un ajustement suivant une loi exponentielle (Ciach et Krajewski, 2006). Ici, la structure de

l'échantillon et la distance moyenne inter-station supporte l'approximation linéaire. De plus l'ajustement linéaire est satisfaisant dès lors qu'il s'agit d'évaluer une distance de décorrélation, c'est-à-dire une distance moyenne au-delà de laquelle la corrélation avec X n'est plus significative. Celle-ci, tout comme la valeur moyenne de corrélation à une distance d arbitraire (ci-dessous, $d=300$ km), peut être cartographiée. L'analyse est réalisée pour l'ensemble des stations, puis des sous-groupes de stations situées à plus de 800 m ou 1800 m d'altitude. La comparaison permet d'évaluer si, dans les régions d'altitude, la cohérence spatiale des pluies diffère de celle des espaces topographiquement moins contrastés.

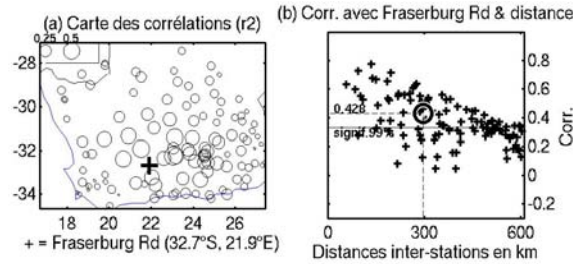


Figure 1 : Méthodologie d'analyse de la cohérence spatiale des variations pluviométriques. Exemple de la station de Fraserburg Road (Afr. du Sud) : (a) Coefficients de détermination (r^2) ; (b) Relation entre corrélations et distance. Les corrélations sont réajustées à une période de 60 ans à partir du seuil de signification obtenu sur la période disponible commune à chaque couple de stations.

3. L'approche continentale : des reliefs sans effet sur la variabilité interannuelle ?

Pour l'Afrique au sud du Sahara, la fig.2 montre la significativité des corrélations moyennes à 300 km autour de chaque station, décrivant le degré de cohérence spatiale de la variabilité des pluies. Les valeurs sont contrastées, avec de vastes régions (Sahel, majeure partie de l'Afrique Australe, partie du Kenya et de la Tanzanie) où la corrélation à 300 km est significative au seuil de 5%, mais aussi une vaste région congolaise où ce n'est pas le cas. Celle-ci se prolonge vers le nord-est (Ethiopie) et le sud-est (Nord du Mozambique). Quelques régions accidentées (ex : massif éthiopien) apparaissent moins cohérentes que d'autres. Le Rift occidental ressort comme une limite entre aires de forte et de faible cohérence spatiale. Mais la carte ne singularise pas explicitement les régions d'altitude comme zones de moindre cohérence.

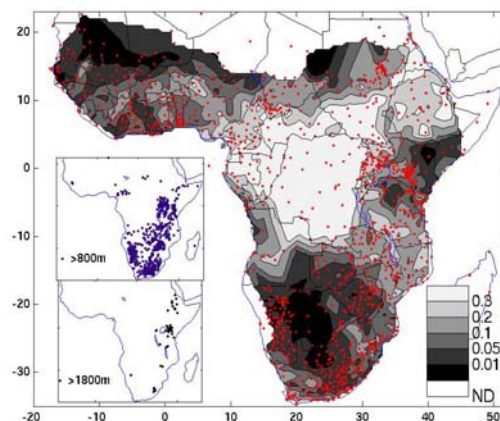


Figure 2 : Significativité des corrélations moyennes à 300 km autour de chaque station. La valeur 0.01 indique que la corrélation entre la station de référence et les stations voisines est, à une distance de 300 km, significative au seuil d'erreur de 1%. Points : stations utilisées. En cartouche, localisation des stations situées entre 800 et 1800 m d'altitude, et au-dessus de 1800 m.

Ceci est confirmé par les diagrammes distance / corrélation (fig.3). La proportion de stations corrélées significativement entre elles décroît régulièrement avec l'augmentation de la

distance inter-stations. Ceci vaut quelle que soit l'altitude. Les stations de référence situées entre 800 et 1800 m sont même légèrement plus nombreuses à être corrélées significativement que celles situées plus bas. A plus de 1800 m, les corrélations sont tout aussi fortes jusqu'à 100 km, mais déclinent à plus grande distance.

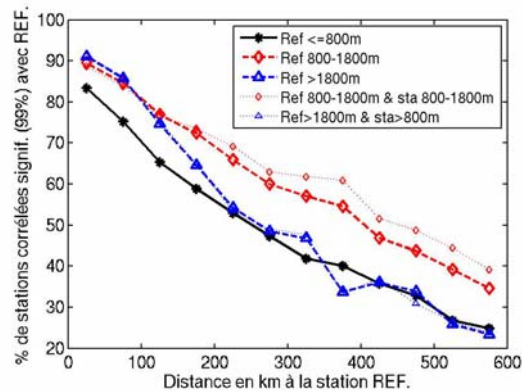


Figure 3 : Pourcentage de stations dont les précipitations sont corrélées significativement entre elles (P=99%) en fonction de la distance séparant les stations, par classes de 50 km, au Sud du Sahara. En trait plein : stations de référence (REF) situées à moins de 800 m d'altitude, en tirets entre 800 et 1800 m (losanges) et à plus de 1800 m (triangles). Pointillés fins : idem mais uniquement en considérant les corrélations avec les stations du même étage altitudinal.

Ces observations montrent qu'en moyenne, en Afrique tropicale, l'effet altitude n'affaiblit pas la cohérence spatiale. Indirectement, on peut considérer les stations d'altitude comme généralement représentatives des variations pluviométriques d'aires plus vastes, du moins tout autant que les stations de plaine. Au sein des stations d'altitude, la cohérence spatiale est également forte, même si elle décline plus vite avec la distance.

4. Relief et dynamique atmosphérique : les enseignements de l'échelle locale

L'approche globalisante retenue jusqu'ici masque évidemment des comportements locaux particuliers, en relation avec la géométrie des reliefs, leur taille, et leur localisation en regard des systèmes de vents. Ces singularités locales s'expriment parfois dans les champs moyens par une exacerbation des conditions régionales (augmentation des cumuls), sans affecter la variabilité interannuelle, ou par une modification du régime des pluies. Ces particularités sont assez bien connues (Leroux, 1983 ; Buckle, 1996). Le postulat examiné ici va au-delà : il pose l'hypothèse selon laquelle les spécificités climatiques locales induites par le relief pourraient être des révélateurs de la variabilité aérologique de large échelle, non directement reflétée par les variations climatiques des espaces environnants. Deux cas sont étudiés (fig.4) : les régions du Mt Cameroun et du Mt Rungwe (Tanzanie).

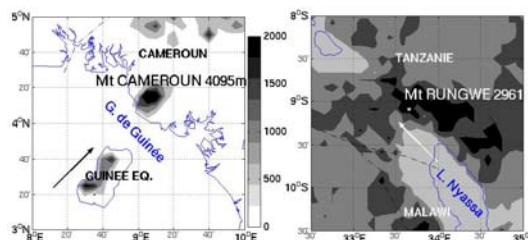


Figure 4 : Cartes de localisation des massifs du Mt Cameroun et du Mt Rungwe. Flèches : vents dominants en basses couches.

La région du Mt Cameroun présente un régime unimodal, à maximum exacerbé de juillet-août (fig.5a), dans un contexte sud-camerounais où domine la bimodalité (Suchel, 1988). Ce maximum correspond au pic d'intensité du flux de mousson, associé à la remontée nord de la

ZCIT. Les conditions locales (ascendances orographiques et convergence dans « l'entonnoir » du golfe de Guinée) annihilent les effets dynamiques de la subsidence liée à la cellule de Hadley Sud. Ce faisant le régime s'apparente à ceux de la zone sahélienne. Un point remarquable est, malgré la distance, la bonne corrélation entre les variations interannuelles des pluies dans la région du Mt Cameroun et dans la zone sahélienne (fig.5b). La corrélation entre les pluies annuelles à Douala (1941-2000) et un indice soudano-sahélien atteint 0,67 (significative à 99,9%), alors que les pluies à Douala ne sont pas corrélées avec celles des régions voisines (fig.5c). Indirectement, cette évolution révélée par le double effet du relief et de la configuration des côtes renseigne sur l'origine de la tendance à la baisse des pluies au Sahel : elle exclut l'hypothèse d'une cause locale, impliquant par exemple le recyclage continental de l'eau, le signal climatique étant présent sur la trajectoire du flux de mousson 1000 km plus au sud.

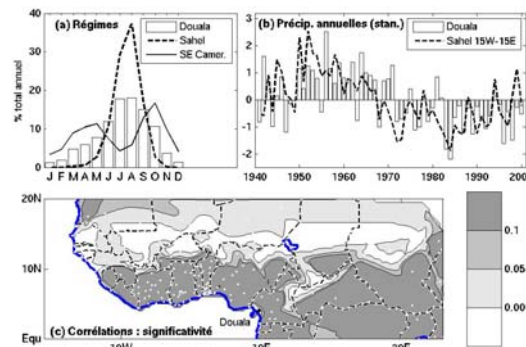


Figure 5 : Précipitations de la région du Mt Cameroun. (a) Régimes pluviométriques comparés de la région de Douala, de la zone sahélienne et du sud-est du Cameroun. (b) Evolution des précipitations annuelles (1941-2000) à Douala et au Sahel. (c) Significativité statistique des corrélations des précipitations annuelles avec celles de la station de Douala.

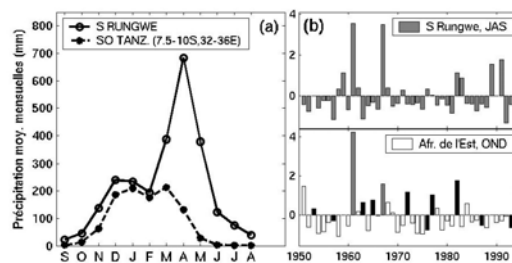


Figure 6 : Précipitations de la région du Mt Rungwe (Tanzanie). (a) Régimes pluviométriques comparés avec les autres stations du sud de la Tanzanie (mm) (b) Evolution des précipitations de Juillet-Septembre (1951-1994) dans la région du Rungwe, et d'Octobre-Décembre en Afrique de l'Est. Barres noires : années El-Nino ; barres grises : années non El-Nino et en même temps anormalement arrosées au Rungwe en juillet-septembre.

Le cas du Mt Rungwe, au sud de la Tanzanie, présente des similitudes avec le Mt Cameroun : au régime « régional » à maximum d'été austral se superposent localement de fortes pluies tardives (avril), se prolongeant jusqu'en juillet (fig.6a). La configuration topographique montre également des massifs au vent (alizés de sud-est), placés dans un « entonnoir topographique » à l'extrémité du lac Nyassa (fig.4). Les pluies post-saison de juin-septembre, habituellement modérées, peuvent être très abondantes (fig.6b), comme en 1961 et 1967. Or ces deux années sont remarquables en Afrique de l'Est : quelques mois plus tard, la saison des « short rains » y a été exceptionnellement arrosée. Si la majorité des années pluvieuses en Afrique de l'Est coïncident avec des événements El-Niño (fig.6b), certaines saisons ne répondent pas à ce forçage. La plupart sont dues à une altération du gradient thermique zonal dans l'océan Indien (Black et al., 2003). Cependant, il est remarquable que les épisodes les plus pluvieux soient marqués, dès juillet-septembre dans un site

topographiquement favorable comme le versant sud du Rungwe, par de fortes anomalies de précipitations, alors que le reste de l'Afrique de l'Est est encore sec.

Conclusion

En Afrique au Sud du Sahara, la cohérence spatiale des précipitations n'est globalement pas altérée par les reliefs. Les modalités de la variabilité interannuelle ne sont pas significativement différentes dans les régions d'altitude. Dans les cas des monts Cameroun et Rungwe, les reliefs ont même la propriété de « magnifier » ou de révéler les modifications des forçages dynamiques de large échelle. Pour évaluer de façon plus systématique les effets différentiels des changements climatiques futurs en zone de montagne, ou de la variabilité naturelle, le recours aux modèles climatiques régionaux est indispensable.

Références

- Black E., Slingo J., Sperber K.R., 2003 : An observational study of the relationship between excessively strong short rains in Coastal East Africa and Indian Ocean SST. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 74-94.
- Bonnefille R., Chalié F., 2000 : Pollen-inferred precipitation time-series from equatorial mountains, Africa, the last 40 kyr BP. *Global and Planetary Change* **26**, 25-50.
- Buckle C., 1996 : *Weather and climate in Africa*. Longman, Londres, 320 p.
- Chan R.Y., Vuille M., Hardy D.R., Bradley R.S., 2007 : Intraseasonal precipitation variability on Kilimanjaro and the East African region and its relationship to large-scale circulation. *Theor. Appl. Clim.*, **93**, 149-165.
- Ciach G.J., Krajewski W.F., 2006 : Analysis and modeling of spatial correlation structure in small-scale rainfall in Central Oklahoma. *Adv. Water Res.*, **29**, 1450-1463.
- Daly C., Conklin D., Unsworth M., 2010 : Local atmospheric decoupling in complex topography alters climate change impacts. *Int. J. Climatology*, **30**, 12, 1857-1864.
- Diaz H.F., Bradley R.S., 1997 : Temperature variations during the last century at high elevation sites. *Climatic Change*, **36**, 253-279.
- Douguedroit A., Bart F., 1989: Les variations saisonnières des régions pluviométriques du Rwanda. *Public. Association Internationale de Climatologie*, **2**, 133-141.
- Dyer T., 1975 : The assignment of rainfall stations into homogeneous groups : an application of principal component analysis. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **101**, 1005-1013.
- Grab S., 2009 : Climate and Cryospheric Change within the Trans-African Alpine Zone: Scientific advances and future prospects. In: Hirzel, G. (Ed.), *Mountains as Early Indicators of Climate Change*. UNEP, Vienne, p63-73.
- Hay S.I., Cox J., Rogers D.J., Randolph S.E., Stern D.I., Shanks G.D., Myers M.F., Snow R.W. 2002 : Climate change and the resurgence of malaria in the East African highlands. *Nature* **415**, 905-909.
- Leroux M., 1983 : *Le climat de l'Afrique tropicale*. Champion, Paris, 636 p.
- Ngongondo C., Xu C.-U., Gottschalk L., Alemaw B., 2011 : Evaluation of spatial and temporal characteristics of rainfall in Malawi: a case of data scarce region. *Theor. Appl. Climatol.*, DOI 10.1007/s00704-011-0413-0.
- Segele Z.T., Lamb P.J., 2005 : Characterization and variability of Kiremt rainy season over Ethiopia. *Met. and Atmo. Phys.*, **89**, 153-180.
- Suchel J.B., 1988 : *Les climats du Cameroun*. Thèse d'Etat, U. Bordeaux III. 4 vol., 1188 p.
- Urrutia R., Vuille M., 2009 : Climate change projections for the tropical Andes using a regional climate model : temperature and precipitation simulations for the end of the 21st century. *J Geophysical Res.*, **114**, D02108.
- Vose R. S., Schmoyer R.L., Steurer P.M., Peterson T.C., Heim R., Karl T.R., Eischeid J., 1992 : *The Global Historical Climatology Network*. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge, Tennessee, 325 p.
- Zhou G., Minakawa N., Githeko A., Yan G. 2004 : Association between climate variability and malaria epidemics in the East African highlands. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* **101**, 2375-80.

CARTOGRAPHIE NATIONALE DE L'ALÉA PLUVIAL À L'AIDE D'UN GÉNÉRATEUR STOCHASTIQUE DE PLUIES HORAIRES

CANTET, P., ARNAUD, P.

Groupe de Recherche en Hydrologie - Cemagref - Groupement d'Aix-en-Provence

3275, route Cézanne - CS 40061 - 13 182 AIX-EN-PROVENCE Cedex 5

philippe.cantet@cemagref.fr, patrick.arnaud@cemagref.fr

Résumé : La méthode présentée propose une cartographie de l'aléa pluvial en France. Les quantiles de pluies sont estimés à travers un générateur stochastique de pluies horaires paramétré à l'aide de l'information journalière. Les paramètres représentant l'occurrence, l'intensité et la durée des événements pluvieux ont une réalité climatologique permettant de prendre en compte les différents régimes pluviométriques. 2812 postes ont permis leur cartographie sur toute la France à l'échelle du pixel de 1 km². La mise en œuvre du générateur de pluies horaires à partir de ces cartes de paramètres conduit à l'obtention d'une base de données fournissant les quantiles des pluies maximales de 1 à 72 heures pour des périodes de retour de 2 à 100 ans sur l'ensemble de la France.

Mots-Clés : Pluies extrêmes, Générateur Stochastique de pluies horaires, Cartographie de l'aléa pluvial

Abstract : *National mapping of the rainfall hazard estimation using an hourly rainfall stochastic generator.*

The purpose of this paper is to present a method to map the rainfall hazard in France. Rainfall quantiles are estimated using an hourly rainfall generator which is parameterized by information from daily rainfall data. The parameters: occurrence, intensity and duration of rainfall events correspond to a climatologic reality discriminating different climate well known in France. The information from 2812 rain gauge stations was used to create maps of the rainfall model parameters at a scale of 1 km². Starting from these regionalized parameters, the rainfall model was used to obtain a geographic information system providing the 1- to 72-hour maximum rainfall quantiles for 2- to 100-year return periods for the whole France.

Keywords : *Extreme rainfall, Hourly rainfall stochastic generator, mapping of the rainfall hazard estimation*

Introduction

La connaissance de la pluie à pas de temps fins est primordiale dans la prédétermination des crues, en particulier dans les zones montagneuses. Le manque d'observation et la fiabilité de celle-ci rendent difficiles une cartographie de l'aléa pluvial dans ces régions. Dans ce but, nous proposons une méthode originale qui consiste à reproduire les pluies infra-journalières à l'aide d'information journalière plus abondante.

L'approche présentée est donc basée sur la cartographie des paramètres d'un générateur stochastique de pluies horaires, paramétré par une information journalière. Elle propose une alternative aux méthodes plus classiques, basées sur l'application de méthodes d'interpolation géostatistiques directement sur des quantiles de pluie, ou sur les paramètres de lois de probabilité. Ces études portent généralement sur les quantiles de pluies journalières, cartographiés soit par un krigeage ordinaire [Loukas *et al*, 2001], en Grèce, avec parfois la prise en compte de variables géographiques pour pallier le manque de données en altitude [Laborde, 1995], en Algérie du nord; [Begueria & Vicente, 2006], en Espagne. Avec les mêmes approches, on trouve en France des cartographies de quantiles de pluies maximales de 1 à 24 heures, réalisées sur les Alpes [Weisse & Bois, 2001] et sur la zone Cévennes-Vivarais [Bois *et al*, 1997].

C'est en collaboration avec la Direction de la Prévention des Pollutions et des Risques (DPPR), que le Cemagref d'Aix-en-Provence et la Direction interrégionale Sud-est de Météo-France ont réalisé la régionalisation du générateur de pluies horaires sur l'ensemble de la France métropolitaine, à l'échelle du pixel de 1 km². On obtient ainsi une base de données caractérisant le risque pluviographique en France. C'est une première étape, avant son couplage à une modélisation hydrologique régionalisée (déjà opérationnelle sur les départements du pourtour méditerranéen), qui conduira à l'évaluation du risque de crue en tout point du réseau hydrographique français.

1. Le générateur de pluies horaire SHYPRE.

1.1. Le principe

SHYPRE est un modèle de simulation d'hydrogrammes basé sur un générateur de pluies horaires pouvant être couplé à un modèle de transformation de la pluie en débit. Il est développé au Cemagref d'Aix-en-Provence depuis une vingtaine d'années. Ce générateur est fondé sur une description des hyétoigrammes par des variables aléatoires. L'ensemble de ces variables peut être paramétré par trois variables issues d'information journalière.

Le modèle construit des événements pluvieux constitués d'averses à partir de la simulation de variables décrivant les hyétoigrammes horaires. Par une méthode de Monte-Carlo, il permet alors de générer des longues chroniques horaires statistiquement semblables aux chroniques observées. Une structure unique du modèle, paramétré par l'information journalière, permet la modélisation des pluies aussi bien du climat "tempéré" que du climat "tropical" [Arnaud *et al*, 2007]. Une comparaison avec une loi régionale montre les bonnes performances du générateur dans le quart Sud-Est de la France [Neppel *et al*, 2007]. Pour plus d'informations sur le générateur et ces résultats, se rapporter à [Arnaud, 2009], [Cantet, 2009], [Muller *et al*, 2009].

1.2. Les paramètres du générateur

L'approche est basée sur l'analyse puis la génération d'évènements pluvieux caractérisés par une succession de pluies journalières supérieures à 4 mm comprenant au moins un cumul journalier supérieur à 20 mm. A partir de ces évènements, les hyétoigrammes horaires sont décrits par 8 variables aléatoires, associées à une vingtaine de paramètres constituant les paramètres du générateur. Une étude de sensibilité et de variabilité des paramètres du générateur, nous a permis de les déterminer à partir de l'information des trois caractéristiques journalières suivantes :

- NE (occurrence des évènements) est le nombre moyen d'évènements par année,
- μPJ_{max} (intensité des évènements) est la moyenne, sur tous les évènements, de la pluie maximale en un jour,
- $\mu DTOT$ (durée des évènements) est la durée moyenne (en jours) d'un évènement.

De plus on distingue deux saisons : l'été de juin à novembre et l'hiver de décembre à mai. À partir de l'information journalière, les 23 paramètres permettent de faire fonctionner le générateur de pluie horaire sur de longues périodes de simulations permettant une étude probabiliste des pluies extrêmes.

1.3. Les données utilisées

La mise en place du générateur de pluies (choix des variables descriptives et des lois statistiques) a été basée sur l'observation de pluies horaires issues de 217 postes. Ces postes ont également été utilisés dans la détermination des régressions entre les paramètres du générateur et les 3 variables journalières. 207 autres postes ont permis de valider ces relations et la modélisation de la pluie.

Ces relations étant établies, nous avons alors pu mettre en œuvre le modèle sur des stations de mesure où l'on ne dispose que d'une information de pluie au pas de temps journalier. Les performances du modèle paramétré par l'information journalière, ont été évaluées sur 2812 postes journaliers fournis par Météo-France (postes ayant au moins 20 ans de mesures sur la période d'observation 1977–2002).

Pour cartographier l'aléa pluvial sur la France, nous nous sommes orientés vers la régionalisation des 3 paramètres du générateur.

2. Cartographie des paramètres du générateur

2.1. Méthode

La cartographie des paramètres journaliers a été réalisée par Météo-France à partir de l'information de 2812 pluviomètres [Sol & Desouches, 2005], à partir d'une approche type "Aurelhy" [Bénichou & Le Breton, 1987]. Pour cela, la France métropolitaine a été découpée en 11 zones climatiques homogènes au sens des paramètres à régionaliser¹. Sur chaque zone, une régression linéaire multiple (appelée "fonction géographique") a été étudiée entre chaque paramètre et des variables caractérisant l'environnement géographique. Les variables environnementales étudiées sont de trois types:

1. Altitude moyennée² sur 25 km² et calculée pour chaque pixel de 1 km².
2. Le "paysage" (déterminé sur un carré de 30 km de coté centré sur le pixel)³.
3. Distances: aux mers, aux grands fleuves, aux crêtes des grandes chaînes montagneuses, aux grandes vallées...

Ensuite, les résidus de la régression, calculés aux 2812 points d'observation, sont interpolés par krigeage⁴ et ajoutés à la "fonction géographique" pour obtenir un champ final spatialisé à la maille de 1 km².

2.2. Cartes des paramètres journaliers sur toute la France

Les cartes finales (somme de la "fonction géographique" et des résidus) sont obtenues par assemblage des cartes calculées sur les 11 zones définies⁵. On retrouve sur la **Figure 1** les cartes finales des paramètres journaliers permettant de mettre en œuvre le générateur de pluies horaires en tout point de la zone d'étude.

La répartition spatiale de ces paramètres montre une cohérence climatique qui souligne la pertinence de la paramétrisation du modèle, pour estimer les pluies intenses, sous des climats variables. On retrouve des zones qui se différencient par la durée moyenne des événements pluvieux (μ DTOT), leur occurrence (NE) et leur intensité (μ PJMAX) :

Les régions méditerranéennes sont caractérisées par de fortes intensités de pluie, conduisant à de forts cumuls journaliers, d'autant plus marqués sur les reliefs cévenols. Ces régions ne présentent pas pour autant les plus fortes occurrences de pluie, ni les plus fortes durées. En dehors des régions méditerranéennes, les régions côtières (côte atlantique et côte de la Manche) ou les régions d'altitude présentent une pluviométrie marquée par des événements plutôt longs mais pas nécessairement intenses. L'occurrence des événements est corrélée positivement avec l'altitude. On trouve des valeurs élevées du paramètre NE sur les régions alpines (Alpes du nord), le massif central, les Vosges et les Pyrénées. Les plus faibles valeurs pour l'ensemble des trois paramètres sont observées pour le bassin Parisien et du nord de la France. On note aussi la cohérence saisonnière des paramètres. La saison "été" est caractérisée par des paramètres traduisant des pluies plus intenses mais plus courtes que pour la saison "hiver".

1 Un découpage plus important aurait diminué le nombre de postes disponibles pour établir ces régressions, et donc les corrélations obtenues auraient été moins significatives.

2 Le choix d'un relief lissé permet de ne pas prendre en compte la variabilité fine du relief, sans signification réelle vis-à-vis de la variabilité de la pluviométrie.

3 Douze types de « paysage » issus d'une Analyse à Composantes Principales ont alors été retenus pour expliquer le "paysage" autour du pixel. Le premier vecteur propre (CP1) représente par exemple une cuvette ou un monticule, le second (CP2) représente une pente NW/SE, etc.

4 Pour le krigeage des résidus, nous avons utilisé un variogramme sphérique sans effet de pépité.

5 Chaque zone débordant sur sa voisine sur une distance de 15 km, les variables sont alors calculées sur les zones de chevauchement par une moyenne des valeurs des deux ou trois zones superposées, pondérée par l'inverse de la distance à la limite des zones.

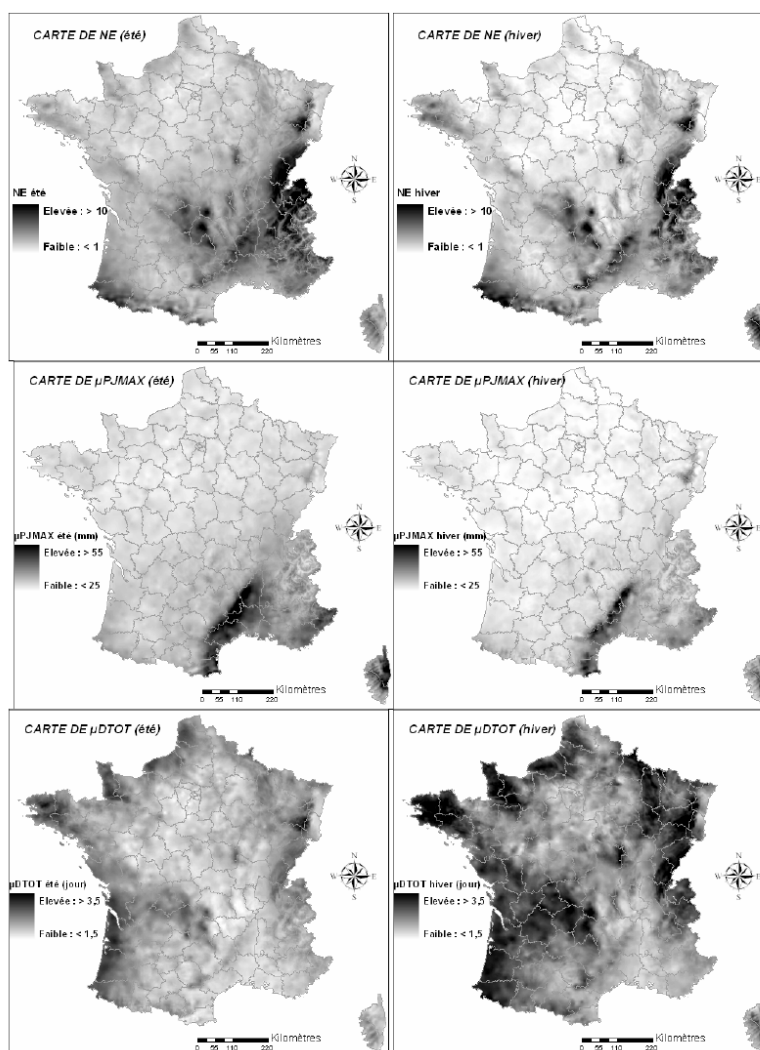


Figure 1 : Cartes des paramètres du générateur de pluies (issues de [Arnaud et al, 2008])

3. Cartographie de l'aléa pluvial: application de SHYPRE

A partir de la cartographie des paramètres journaliers, on peut simuler pour chaque pixel de 1 km² des chroniques de pluies horaires à partir desquelles on établit les courbes intensité-durée-fréquence (courbes IDF) synthétisant l'information pluviographique. On obtient donc à l'échelle de la France entière et à la résolution du kilomètre carré, les quantiles des pluies maximales de 1 à 72 h pour des périodes de retour de 2 à 100 ans. On obtient ainsi une base de données permettant d'évaluer l'aléa pluvial (pas de temps fins) sur l'ensemble du territoire métropolitain français (**Erreur. L'origine riferimento non è stata trovata.** pour le quantile centennal de la PM1 et PM24).

Le fort gradient entre les différents régimes pluviométriques présents en France est bien pris en compte. On a par exemple une bonne différenciation entre les pluies du pourtour méditerranéen et celles des Cévennes. De plus il y a une relation différente entre la pluie horaire et la pluie journalière selon les régions, montrant que les paramètres et le générateur lui-même différencient les types de climats. En effet, le climat continental est caractérisé par un fort rapport PM1/PM24, montrant que les événements pluvieux intenses dans cette région sont plutôt issus de phénomènes convectifs locaux (pluie intense mais de courtes durées). Le climat océanique est caractérisé par des événements intenses plus longs (baissant ce rapport). La particularité des Cévennes est également bien représenté : le faible rapport PM1/PM24 caractérise des pluies très intenses et longues (parfois plusieurs jours).

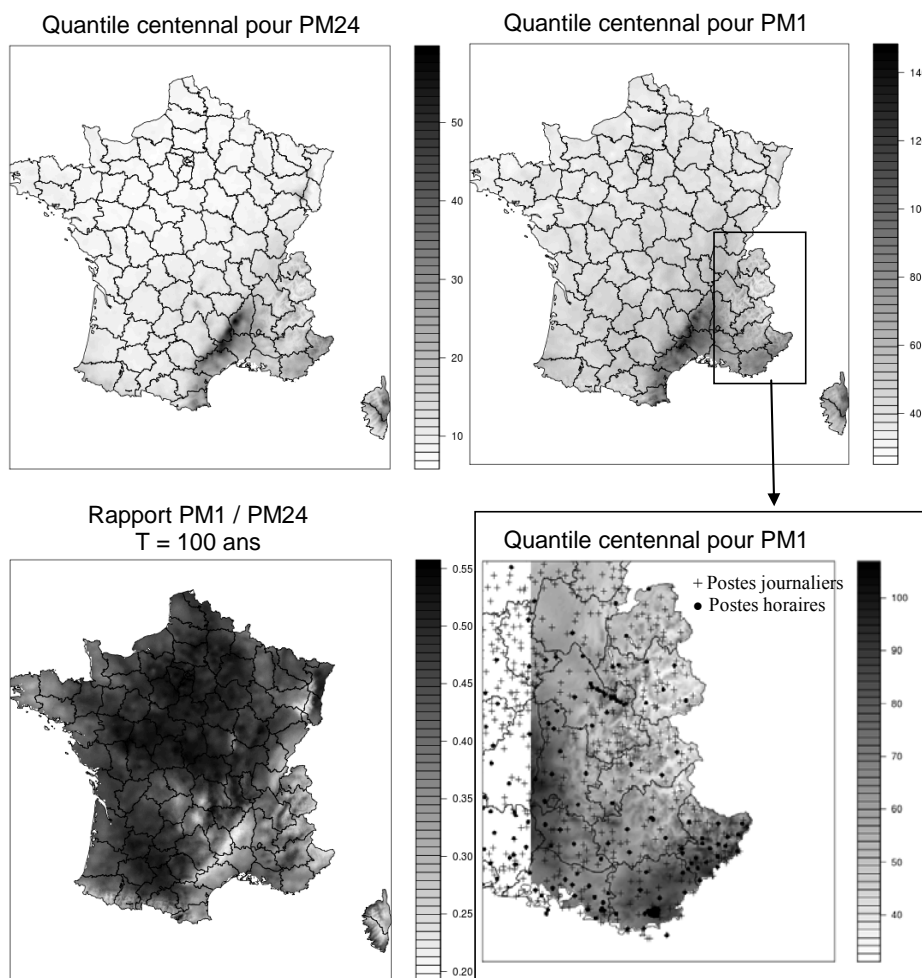


Figure 2 : Cartes de quantiles estimés par la méthode SHYREG : quantiles centennaux de la pluie maximale en 24h (PM24) et celle en 1h (PM1) ainsi que leur rapport.

Le zoom sur les Alpes permet de se rendre compte de la variabilité des quantiles estimés par la méthode SHYREG. Des pixels voisins peuvent varier du simple au double reflétant la prise en compte du relief dans la régionalisation des paramètres du modèle. Alors que les caractéristiques de pluies extrêmes sont souvent corrélées avec l'altitude sur cette zone [Weisse & Bois, 2001], l'altitude n'a pas été retenue comme variable explicative de la variabilité des paramètres journaliers (et donc des quantiles). Par exemple, dans la cartographie du paramètre μP_{Jmax} (été), l'altitude arrive en quatrième position après la distance à la mer et les effets de grandes vallées et de leur orientation. Le choix de ces variables permet, dans un premier temps, d'éviter une extrapolation des résultats sur les zones de hautes altitudes (pas forcément vérifiable car les données sont très rares) mais également de reproduire les effets de vallées. Cette variabilité serait difficilement représentable avec les approches classiques (interpolation spatiale des quantiles estimés localement) du fait du nombre limité de postes.

Conclusion & Perspectives

Nous avons proposé une approche originale et complète dans l'estimation et la connaissance de l'aléa pluvial sur toute la France. Au lieu de cartographier directement les quantiles, nous avons régionalisé les paramètres d'un générateur de pluies qui sont issus d'une information journalière nettement plus abondante qu'une information horaire. L'intérêt d'une telle méthode est double. Tout d'abord, les relations permettant de cartographier les paramètres sont moins soumises à l'échantillonnage du fait leur caractère moyen, calculé sur

un nombre d'événement important (de 2 à 10 par saison). On obtient alors une régionalisation robuste même dans les régions où les postes sont mal dispersés. Par exemple dans les Alpes, la prise en compte du paysage environnant au lieu de l'altitude évite des extrapolations (pour les hautes altitudes) pas toujours justifiées. Dans un deuxième temps, le générateur de pluie a une approche multi-durée. En effet, les 2-3 paramètres permettent de caractériser les pluies de 1h à 72h facilitant alors la cartographie de quantiles de durées infra-journalières pour différentes périodes de retour, tout en s'assurant d'une cohérence entre ces valeurs.

Le couplage d'un modèle pluie-débit au générateur de pluie permet également une cartographie du risque hydrologique en tout point du territoire. Dans le cadre du projet CPER RHYTMME (<https://rhytmme.cemagref.fr/synopsis>), une modélisation de la pluie à pas de temps fins (~5 min.) va être proposée dans le générateur de pluies pour, à terme, fournir une base de référence sur l'aléa infra-horaire nécessaire pour qualifier les événements rapides associés aux petits bassins versants montagneux.

Bibliographie

Arnaud P., 2009 : *Guide méthodologique sur l'approche SHYPRE. Partie 1 : analyse du risque pluvial*. Editions Quae, 125 p.

Arnaud P., Fine J.A., Lavabre J., 2007 : An hourly rainfall generation model adapted to all types of climate. *Atmospheric Research*, **85(2)**, 230-242.

Arnaud P., Lavabre J., Sol B., Desouches, C., 2008 : Régionalisation d'un générateur de pluies horaires sur la France métropolitaine pour la connaissance de l'aléa pluviographique, *Hydrol. Sci. J.*, **53**, 34-47

Begueria, S. & Vicente-Serrano, S.M., 2006 : Mapping the hazard of extreme rainfall by peaks over threshold extreme value analysis and spatial regression techniques. *J. Appl. Met. Climatol.* **45(1)**, 108-124.

Bénichou, P. & Le Breton, O., 1987 : Prise en compte de la topographie pour la cartographie des champs pluviométriques statistiques. *La Météorologie*, **7^e série, no. 19**.

Bois, P., Obléd, C., De Saintignon, M.F. & Mailloux, H., 1997 : *Atlas expérimental des risques de pluie intenses: Cévennes-Vivarais*. LTHE-LAMA, Rapport EDF-DTG.

Cantet P., 2009 : *Impacts du Changement Climatique sur les Pluies Extrêmes par l'Utilisation d'un Générateur Stochastique de Pluies*. Thèse de doctorat, Université Montpellier II, France. 230 p.

Laborde, J.P., 1995 : Les différentes étapes d'une cartographie automatique: exemples de la carte pluviométrique de l'Algérie du Nord. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, **8**, 37-46.

Loukas, A., Vasiliades, L., Dalezios, N.R. & Domenikiotis, C., 2001 : Rainfall-frequency mapping for Greece. *Phys. Chem. Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*, **26(9)**, 669-674.

Muller A., Arnaud P., Lang M., Lavabre J., 2009 : Uncertainties of extreme rainfall quantiles estimated by a stochastic rainfall model and by a generalized Pareto distribution. *Hydro. Sc. J.*, **54(3)**, 417-429.

Neppel L., Arnaud P., Lavabre J., 2007 : Cartographie des pluies extrêmes ; comparaison de deux approches appliquées en milieu méditerranéen. *C.R. Geoscience*, **339**, 820-830.

Sol, B. & Desouches, C., 2005 : *Spatialisation à résolution kilométrique sur la France de paramètres liés aux précipitations*, Rapport interne confidentiel, Météo-France.

Weisse, A. K. & Bois, P., 2001 : Topographic effects on statistical characteristics of heavy rainfall and mapping in the French Alps. *J. Appl. Met.*, **40(4)**, 720-740.

ETUDE CLIMATOLOGIQUE DE L'ENNEIGEMENT DANS LE NORD DU PIEMONTE (ITALIE) DANS LE CONTEXTE DU PROJET INTERREG 'STRATEGIES D'ADAPTATION AUX CHANGEMENTS CLIMATIQUES POUR LA GESTION DES RISQUES NATURELS (STRADA)' : PREMIERS RESULTATS

CORDOLA M.¹, FRATIANNI S.², CANEVAROLO N.², BARBERO S.³, ACQUAOTTA F.², TERZAGO S.²

¹ Regione Piemonte, Settore Protezione Civile e Sistema Anti-incendi Boschivi, C.so Marche, 79 - 10146, Torino, Italie. marco.cordola@regione.piemonte.it

² Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Torino, via Valperga Caluso 35 - 10125, Torino, Italie. simona.fratianni@unito.it

³ Agenzia Regionale per la Protezione Ambientale (ARPA) del Piemonte, Via Pio VII, 9 - 10134, Torino, Italie. s.barbero@arpa.piemonte.it

Résumé : Dans cette étude, nous présentons les premiers résultats relatifs à une des actions prévues par le projet stratégique STRADA. Il s'agit de l'analyse des variations nivométriques et thermométriques dans la Vallée d'Ossola (Nord du Piémont) et en particulier pour la station de Alpe Cavalli (1500 m) qui présente une série de données longue et complète (1932-2009). Cette série était disponible jusqu'à présent seulement sur papier ; nous avons effectué le recouvrement et la digitalisation des données climatiques journalières, conservées dans les archives du Bureau Hydrographique du Bassin du Po de Milan. Sur cette station, nous avons entrepris une recherche historique, le contrôle de qualité et l'homogénéisation des données, qui a permis d'effectuer l'analyse climatique complète, avec la détermination des tendances et de leur significativité statistique. Après l'extension de l'étude à différentes stations du Piémont, il sera possible d'évaluer des corrélations entre les variations climatiques et les conditions d'enneigement favorables au déclenchement d'avalanches.

Mots-clés : température, neige, changement climatique, avalanches, Piémont.

Abstract : Climatological study of snow in northern Piedmont (Italy) in the context of the Interreg project "Strategies of adaptation to climate change for the management of natural hazards (STRADA)": first results. In this study we will present the first results of an activity of the strategic project STRADA. This is the analysis of variations in snow depth and temperature in Ossola Valley (Northern Piedmont) and in particular for the Alpe Cavalli station (1500 m) that presents a long and complete series (1932 to 2009). This series was available until now, only on paper: we made the recovery and digitization of daily climatic data kept in the archives of the Po Hydrographic Basin in Milan. On this station we undertook historical research, quality control and data homogenization, which allowed a complete climate analysis, with the identification of trends and their statistical significance. After extending the study to many stations in the Piedmont, we will try to assess the possible correlation between changes in climate and snow conditions favourable for triggering avalanches.

Keywords : temperature, snow, climate changes, avalanches, Piedmont.

Introduction

La caractérisation du changement climatique dans les Alpes en relation avec le risque d'avalanche est une des activités de recherche conduites par la Région Piémont avec des partenaires publiques italiens et suisses dans le contexte de déroulement du projet stratégique « STRADA : STRAtégies d'ADaptation aux changements climatiques pour la gestion des risques naturels », en vertu du Programme opérationnel Interrégional de coopération transfrontalière Interreg Italie-Suisse 2007-2013. Le but du projet est l'étude des avalanches de petites et moyennes dimensions, en relation avec les problèmes techniques qu'elles posent à ceux qui s'occupent de l'aménagement du risque d'avalanche, surtout sur les routes et dans les domaines skiables. Le Département des Sciences de la Terre de l'Université de Turin a été chargé par l'Agence Régionale pour la Protection de l'Environnement (ARPA Piemonte) de l'analyse des variations nivométriques et thermométriques dans la Vallée d'Ossola, par le recouvrement et la digitalisation de longues séries de données climatiques journalières, à partir des premières années du 20^{ème} siècle, disponibles dans les archives du Bureau Hydrographique du Bassin du Po de Turin et Milan.

Dans cette étude, nous présentons les premiers résultats obtenus sur l'élaboration de données nivométéorologiques de la station de Alpe Cavalli où a été effectuée l'analyse climatique complète, avec la détermination des tendances et de leur significativité statistique. Dans une deuxième étape, en étendant l'étude à l'ensemble du Piémont, il sera possible d'évaluer des corrélations entre les variations climatiques et les conditions d'enneigement favorables au déclenchement d'avalanches.

1. Zone d'étude et données

L'Ossola est un ensemble de vallées dans la province de Verbano-Cusio-Ossola, située à l'extrémité nord du Piémont, qui confine à l'Ouest, au Nord et à l'Est avec la Suisse et au Sud avec la Valsesia. Le territoire de la vallée de l'Ossola correspond au bassin de la rivière Toce et est divisé en sept vallées, y compris la vallée Antrona, dans les Alpes Pennines (figure 1).



Figure 1 : Contexte géographique de la vallée Antrona : à gauche, localisation à l'échelle du Piémont ; à droite, vue satellitaire de la vallée Antrona (source : Google Maps modifié).

L'étude de la variabilité climatique dans la haute vallée Antrona a été réalisée à partir des données de la station de l'Alpe Cavalli (1500 m), située dans le village de l'Alpe Cheggio (46°05' / 08°07'). La station a été installée en 1928 suite à la construction d'un barrage par la société Edison. Il s'agit d'une station nivométéorologique manuelle, avec un thermomètre à maximum et à minimum, un pluviographe, une barre graduée fixe pour mesurer la hauteur du manteau neigeux et une tablette de bois pour la quantité de neige fraîche.



Figure 2 : A gauche : station de Alpe Cavalli située près de la maison des opérateurs du barrage ; en centre : le pluviographe à bascule, situé sur le côté Sud ; à droite : le poste climatologique, situé sur le côté Nord.

2. Méthodologie

Les données analysées étaient disponibles seulement sur des fiches inédites, conservées dans les archives du Bureau Hydrographique du Bassin du Po de Milan. Les séries des données journalières ont été récupérées et digitalisées : les paramètres considérés concernent la température, la hauteur de précipitation, la hauteur de la neige au sol et de la neige fraîche. Les valeurs journalières couvrent une période de 77 années, de 1932 à 2008. Tout d'abord, nous avons évalué la cohérence de la série, en calculant le pourcentage de données par mois, saison et année. Les seules données inférieures à 80% (Sneyers, 1990), et donc invalides, sont celles présentes en mars 1946 pour les températures et en juillet, août et septembre 1944 pour la neige fraîche.

L'étape suivante du travail a consisté dans le contrôle de qualité des données journalières, exécuté par le logiciel RClimdex (Zhang et Yang, 2004). Le logiciel a vérifié les erreurs "pas raisonnables" (par exemple, les valeurs de la température journalière maximale inférieure ou égale à celles de la température minimale et les données de précipitations liquides négatives) et les "outliers" (valeurs de température qui sont éloignées de la moyenne de ± 3 écarts-types).

L'homogénéité des séries a été vérifiée avec le logiciel AnClim (Stèpànek, 2005), par l'application du test en t de Student (Wang *et al.*, 2007) : après la détermination des inhomogénéités a été appliquée la méthode d'homogénéisation SPLIDHOM (SPLIne Daily HOMogenization) (Mestre *et al.*, 2009). Cette méthode, basée sur une régression non linéaire, effectue une correction journalière des données, qui se base sur une série de référence sélectionnée, pour chaque période hétérogène, avec les séries des stations météorologiques limitrophes. La sélection a été basée sur le coefficient de corrélation en préférant, pour chaque période, la série limitrophe qui a la meilleure corrélation avec la série candidate. La technique d'homogénéisation a été appliquée aux données journalières de température maximale et minimale, mais pas aux données de précipitation pour lesquelles n'ont pas encore été mises au point des méthodes qui ne modifient pas radicalement le comportement réel de la variable.

Les données homogénéisées ont été agrégées pour obtenir les paramètres mensuels : nous avons calculé les valeurs moyennes de toute la période considérée (1932-2008) et sur la période trentenaire (1971-2000) comme défini par la WMO (2007). Pour définir les caractéristiques climatiques de la zone d'étude, nous mettons en relation la température moyenne mensuelle et la précipitation grâce à un climogramme accompagnés par la grille de Péguy (Péguy, 1970) qui indique le degré d'aridité. Afin d'obtenir les tendances principales à l'échelle annuelle, nous analysons le développement de toutes les variables climatiques disponibles (température et précipitations solides et liquides, jours de pluie et jours de neige), en définissant les tendances existantes et en évaluant si les résultats sont statistiquement significatifs, avec le test de Mann-Kendall (Sneyers 1990, 1992).

3. Résultats

De l'élaboration des données climatiques, nous obtenons donc les paramètres suivants (tableau 1). L'analyse climatique des paramètres thermométriques montre que les températures moyennes mensuelles sont inférieures à 0°C en janvier, février et décembre. Juillet est le mois pendant lequel les températures sont les plus élevées ($T_M = 20,4^\circ\text{C}$ et $T_m = 11^\circ\text{C}$), tandis que janvier, par contre, est le mois le plus froid ($T_M = 1,9^\circ\text{C}$ $T_m = -5,9^\circ\text{C}$). L'augmentation de température au printemps est plus lente que la diminution de l'automne, cela est lié à la permanence de la neige au sol qui est présente jusqu'en mai. Les épisodes de gel ne sont pas limités uniquement à la saison d'hiver, mais aussi aux mois de mars, avril, octobre et novembre. Les amplitudes sont faibles et restent constantes tout le long de l'année.

Les valeurs de précipitations liquides montrent un régime des précipitations de type subalpin (Mori, 1969), caractérisé par un minimum principal en hiver (170 mm), un minimum secondaire en été (373 mm), un maximum principal en automne (465 mm) et secondaire en printemps (429 mm). L'intensité moyenne des précipitations varie de 9 mm/jour en hiver à 18 mm/jour en automne. Les mois les moins pluvieux sont janvier et février (51 et 50 mm) et par contre, le mois le plus pluvieux (193 mm) est mai suivi d'octobre (181 mm): ces deux mois, ensemble, représentent la période durant laquelle tombe 26% du total des précipitations annuelles.

Tableau 1 : Principaux paramètres climatiques calculés pour Alpe Cavalli pendant toute la période d'étude et également sur la période trentenaire 1971-2000.

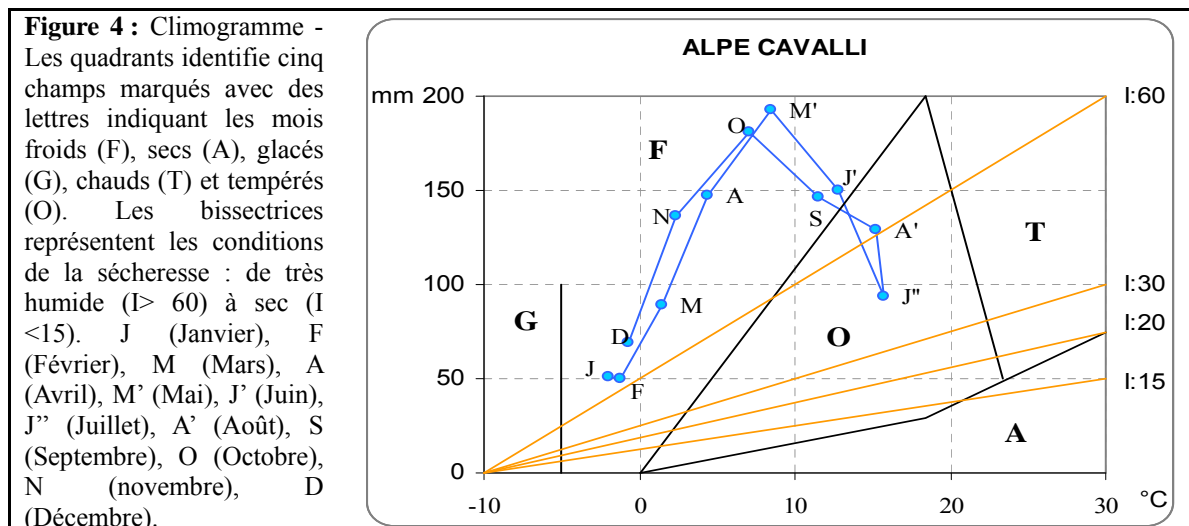
STATION ALPE CAVALLI																				
	PERIODE 1932-2008										PERIODE 1971-2000									
	TM	Tm	Jg	Jsd	P	Jp	HS	HSM	HN	Jn	TM	Tm	Jg	Jsd	P	Jp	HS	HSM	HN	Jn
JANVIER	1,9	-5,9	29	10	51	6	61	93	67	5	1,8	-5,2	29	9	59	6	56	93	79	5
FÉVRIER	3,1	-5,6	26	8	50	6	73	104	62	5	2,2	-5,5	26	9	50	6	75	107	70	5
MARS	6,1	-3,1	23	4	89	8	71	110	63	5	4,8	-3,0	23	4	96	8	74	118	73	4
AVRIL	8,8	0,0	13	2	147	10	43	80	47	4	7,0	-0,6	14	0	149	10	51	94	60	4
MAI	12,8	4,2	3	0	193	13	8	25	7	2	11,6	3,9	1	0	193	14	10	29	7	1
JUIN	17,3	8,2	2	0	150	11	0	0	0	0	15,9	7,8	0	0	146	11	0	0	0	0
JUILLET	20,4	11,0	0	0	94	9	0	0	0	0	19,5	10,7	0	0	99	9	0	0	0	0
AOUT	19,6	10,8	1	0	129	10	0	0	0	0	18,9	10,9	0	0	126	11	0	0	0	0
SEPTEMBRE	15,1	7,9	1	0	147	9	0	0	0	0	14,8	7,7	0	0	158	8	0	1	1	0
OCTOBRE	10,1	4,0	5	2	181	9	1	7	8	2	10,1	3,8	3	0	217	9	1	6	7	1
NOVEMBRE	5	-0,3	15	3	137	8	13	39	49	5	5,0	-0,6	15	3	97	8	10	34	43	3
DÉCEMBRE	2,9	-4,2	26	7	69	7	38	70	66	6	2,9	-3,9	26	7	61	6	30	63	60	5

TM = Température maximum (°C), Tm = Température minimum (°C), Jg = Jours de gel (Tm≤0°C), Jsd = Jours sans décongélation (TM≤0°C), P = Précipitations (mm), Jp = Jours de pluie (Pj≥1mm), HS = Epaisseur de la neige au sol (cm), HSM = Epaisseur maximum de la neige au sol (cm), Hn = Hauteur cumulée mensuelle de la neige au sol (cm), Jn = Jours neigeux (Hn≥1 cm).

Le régime nivométrique est à maximum étalé (Besancenot, 1990), avec une précipitation neigeuse environ équivalente durant les mois de décembre, janvier, février et mars. La couverture neigeuse au sol est assurée pendant toute la saison – de novembre à mai – avec une épaisseur du manteau neigeux qui oscille entre 8 cm de mai à 73 cm de février. La même analyse a été réalisée sur une période trentenaire 1971-2000 (OMM, 2007) et les résultats sont comparables à ceux de toute la période d'observation.

La synthèse climatique montre comme la haute vallée d'Antrona est caractérisée par un climat froid et tempéré, avec des précipitations abondantes, qui rendent très humide les mois de septembre à juin et humide juillet et août ; donc il n'y a pas de situations de sécheresse (figure 3).

Les tendances climatiques des différents paramètres sont indiquées dans le tableau 2. La tendance de la température a changé en 1978, année pendant laquelle il y a un changement majeur dans la valeur moyenne de la série. Les températures maximum et minimum révèlent une diminution au cours de la période comprise entre 1932 et 1977, respectivement égale à $-0,03 \pm 0,01$ °C/an et $-0,02 \pm 0,01$ °C/an. Depuis 1978, il y a eu une inversion significative de la tendance de $0,05 \pm 0,01$ °C/an pour les températures maximales et $0,03 \pm 0,01$ °C/an pour les minimales.



Les précipitations liquides et solides ne montrent pas une tendance claire à cause d'une forte variabilité interannuelle de ces paramètres. Pour la hauteur de neige au sol, l'analyse montre une tendance significative négative égale à $-0,35 \pm 0,1$ cm/an.

Tableau 2 : Tendances des paramètres climatiques étudiés.

Paramètres	Période	Droite de régression	Err. a	Sign 5%	Moyenne	Ecart type
TM	1932-1977	$y=11,31-0,03*x$	0,01	*	10,6 °C	0,9
TM	1978-2008	$y=8,85+0,05*x$	0,01	*	9,7°C	0,8
Tm	1932-1977	$y=2,64 -0,02*x$	0,01	*	2,2 °C	0,7
Tm	1978-2008	$y=1,82+0,03*x$	0,01	*	2,3°C	0,6
P	1932-2008	$y=1436,3+0,24*x$	1,84		1436 mm	357
Jp	1932-2008	$y=108,52-0,02*x$	0,07		108	13
Hn	1932-2008	$y=386,07-0,65*x$	0,81		361 cm	159
Jn	1932-2008	$y=33,07-0,10*x$	0,04	*	30	8
Hs	1932-2008	$y=57,24-0,35*x$	0,10	*	44 cm	27

TM = Température maximum (°C), Tm = Température minimum (°C), P = Précipitations (mm), Jp = Jours de pluie, Hn = Hauteur cumulée mensuelle de la neige au sol (cm), Jn = Jours neigeux, Hs = Epaisseur de la neige au sol (cm). Err. a = erreur du paramètre a dans l'équation de la droite de régression; Sign 5% = niveau de confiance de 5% du test de Mann-Kendall, égal à 95% (* = tendance statistiquement significative).

Conclusion

Nous avons présenté les premiers résultats relatifs à une activité au sein du projet stratégique Interreg «STRADA : STRAtégies d'ADaptation aux changements climatiques pour la gestion des risques naturels», qui a pour but d'effectuer l'analyse des variations nivométriques et thermométriques dans la Vallée d'Ossola, par le recouvrement et la digitalisation de longues séries de données climatiques journalières. Dans ce travail est reportée la série d'Alpe Cavalli (1932-2009) où on a entrepris une recherche historique, le contrôle de qualité et l'homogénéisation des données, qui ont permis d'effectuer l'analyse climatique complète, avec la détermination des tendances et de leur significativité statistique. L'analyse effectuée montre que le climat est tempéré froid avec des précipitations abondantes : cette situation reflète le régime des précipitations typique du bassin Toce (Biancotti et al., 1998). Le régime nivométrique est proche du régime typique d'autres stations de la vallée Ossola (Testa *et al.*, 2009).

Le travail confirme la tendance déjà indiquée dans d'autres études qui montrent que le climat a enregistré une augmentation significative de la température surtout au cours des trois dernières décennies (IPCC 2001, 2007). L'absence de tendances significatives pour les

données de précipitations est en accord avec les résultats obtenus par d'autres auteurs sur les Alpes (Beniston, 2005; Ronchi *et al.*, 2008 ; Smiraglia et Diolaiuti, 2009). La couverture neigeuse montre une diminution significative, évidemment lié à l'augmentation de la température.

Après l'extension de l'étude à de nombreuses stations du Piémont, il sera possible d'évaluer des corrélations entre les variations climatiques et les conditions d'enneigement favorables au déclenchement d'avalanches fréquentes. En particulier, nous voulons étudier l'influence du changement climatique par rapport aux caractéristiques physiques du manteau neigeux et à la fréquence des phénomènes avalancheux. Une meilleure connaissance de ces événements et des conditions nivo-météorologiques qui les favorisent est fondamentale pour une prévention efficace.

Bibliographie

- Beniston M., 2005 : Mountain climates and climatic change: An overview of processes focusing on the European Alps, *Pure and Applied Geophysics*, 192, 1587-1606.
- Besancenot J.-P., 1990 : *Climat et tourisme*. Paris, Masson, 224 p.
- Biancotti A., Bellardone G., Bovo S., Cagnazzi B., Giacomelli L., Marchisio C., 1998 : *Distribuzione regionale di piogge e temperature*, "Studi climatologici in Piemonte 1", Regione Piemonte, 80 p.
- IPCC, 2001 : *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, USA, 94 p.
- IPCC, 2007 : *Climate Change 2007. The physical science basis. Working Group I Contribution to the fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 996 p.
- Mestre O., Prieur C., Gruber C., Caussinus H., Jourdain S., 2009 : *A method for homogenization of daily temperature observations*, submitted to *Journal of Applied Meteorology and Climatology*
- Mori A. 1969 : *Carta del regime delle precipitazioni*, Roma, Centro Nazionale delle Ricerche.
- Peguy Ch. P., 1970 : *Précis de climatologie*. Masson, Paris, 370 p.
- Ronchi C., Ciccarelli N., Von Hardenberg J., Provenzale A., 2008 : *La variabilità climatica nell'Italia nordoccidentale. Analisi statistica di temperature e precipitazioni giornaliere su Piemonte e Valle D'Aosta nella seconda metà del XX secolo*. Neve e Valanghe, 63, 28-33.
- Smiraglia C., Diolaiuti G., 2009 : Alta montagna, un sistema ambientale particolarmente delicato. In AA.VV., *I cambiamenti climatici in Italia: evidenze, vulnerabilità e impatti*, by Castellati S., Artale V., Bologna, Bononia University Press, 215–220.
- Sneyers R., 1990 : *On the statistical analysis of series of observations*. WMO N° .415, Geneva, WMO.
- Sneyers R., 1992 : *Use and misuse of statistical methods for the detection of climate change*. American Meteorological Society, 12th Conference on Probability and Statistics in the Atmospheric Sciences, Toronto, Boston, American Meteorological Society.
- Stepanek P., 2005 : *AnClim – software for time series analysis*. Dept. of Geography, Fac. of Natural Sciences, Masaryk University, Brno.
- Testa D., Fratianni S. Et Acquavotta F. 2010 : *Changement climatique en haute vallée d'Ossola (Italie): analyse d'enneigement et risque d'avalanches*. Actes du XXIII^{ème} Colloque International de Climatologie, Rennes, 613-618.
- Wang X.L., Wen Q.H., Wu Y., 2007 : Penalized maximal t test for detecting undocumented mean change in climate data series. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 46, 916-931.
- WMO, 2007 : *Guide to climatological practices*. Third edition, WMO N° 100, Geneva, 113 p.
- Zhang X. Et Yang F., 2004 : *RCLimDex (1.0) user manual*.

CONSIDÉRATIONS SUR L'ÉVOLUTION DES TEMPÉRATURES DE L'AIR DANS LES CARPATES ROUMAINES

CROITORU A.E.¹, DRAGOTĂ C. S.², MOLDOVAN F.¹, HOLOBACA I.¹, TOMA F. M.¹

¹Université "Babeş-Bolyai", Faculté de Géographie, 5-7, rue Clinicilor, 400006 Cluj-Napoca, ROUMANIE.
Tél.: 0040-264-596116. Fax : 0040-264-597988. croitoru@geografie.ubbcluj.ro,
holobaca@geografie.ubbcluj.ro, moldovan@geografie.ubbcluj.ro, florentinatoma01@yahoo.com

²Institut de Géographie de l'Académie Roumaine, 12, rue D. Racoviţă, Secteur 2, 023993 Bucarest,
ROUMANIE. Tél.: 0040-21- 3135990. Fax : 0040-21-3111242. dragotacarmen@yahoo.co.uk

Résumé : L'étude est basée sur l'analyse des données de température de l'air des six stations météorologiques situées dans les Carpates Roumaines. On a considéré les températures moyennes mensuelles multi-annuelles, ainsi que les températures moyennes des maxima et minima pour la période 1961-2007. Des tendances ont été identifiées avec le test de Mann-Kendall, associé avec la pente de Sen. Les principales conclusions sont: dans les zones montagneuses, les valeurs extrêmes des températures de l'air peuvent se produire un mois plus tard par rapport aux régions basses, avec le maximum en août et le minimum en février; il y a une tendance générale à l'augmentation de la température moyenne annuelle, due principalement à la tendance positive et statistiquement significative en été ; en automne, une tendance décroissante a été identifiée pour tous les paramètres analysés.

Mots clés : température, tendance, test Mann-Kendall et pente de Sen, Carpates Roumaines.

Abstract : *Considerations on the air temperature evolution in Romanian Carpathians.* The paper considers air temperature data recorded in 6 weather stations located in Romanian Carpathians. Temperature data were analysed both for annual average temperature and for maximum and minimum temperatures for the period 1961-2007. Trends were computed using Mann-Kendall test and Sen's Slope Estimates. The most important conclusions are: in the mountain areas extreme values of temperature parameters may be delayed for one months compared to lower area, with maximum specific to August and the minimum to February; there is an annual general increasing trend greatly influenced by higher positive and statistically significant trends of the summer season. During autumn, a decreasing trend is specific for all the parameters analyzed.

Keywords : temperature, trend, Mann-Kendal test and Sen's slope, Romanian Carpathians

1. Problématique

Dans le contexte général des variations climatiques actuelles, la fin du XX^e et le début du XXI^e siècles sont marqués par des contrastes thermiques accentués dans l'espace du climat tempéré continental où la Roumanie est située. Étant donné que dans ce pays les Carpates représentent la deuxième région touristique, tout changement climatique en termes de température de l'air et des précipitations atmosphériques pourrait affecter d'une manière importante l'économie de cet espace. Par conséquent, la région montagneuse des Carpates Roumaines a été l'objet de nombreuses études climatiques ces dernières années (Bogdan, 2008, Croitoru et al., 2009, Micu, 2008, 2009).

L'objectif de cette étude est d'analyser la variabilité de la température de l'air dans les Carpates Roumaines et d'identifier d'éventuelles tendances.

2. Données et méthodes

Dans la présente étude nous avons analysé les températures mensuelles (moyennes, maximales et minimales) provenant de 6 stations météorologiques de montagne (appartenant au réseau météorologique nationale), situées au niveau des cimes, dans des régions représentatives pour les trois secteurs des Carpates Roumaines : Ceahlău-Toaca et Lăcăuți dans les Carpates Orientales ; Vf. Omu et Țarcu, dans les Carpates Méridionales; Vlădeasa-1800 et Semenic, des les Carpates Occidentales (Figure 1, Tableau 1). La plupart des séries de temps analysées correspond à la période 1961-2007.



Figure 1 : Localisation des stations météorologiques utilisées

Tableau 1 : Les coordonnées géographiques des stations météorologiques utilisées

No. crt.	Station météorologique	Latitude N	Longitude E	Altitude (m)
1.	Ceahlău-Toaca	46°58'39"	25°56'59"	1897
2.	Lăcăuți	45°49'25"	26°22'31"	1776
3.	Vf. Omu	45°26'45"	25°27'24"	2504
4.	Țarcu	45°16'51"	22°31'57"	2180
5.	Semenic	45°10'53"	22°03'19"	1432
6.	Vlădeasa-1800	46°04'33"	22°47'39"	1836

Pour identifier des tendances à moyen terme nous avons appliqué le macro Excel MAKESENS (test Mann-Kendall, combiné avec la pente Sen) (Mann, 1945, Kendall, 1975) réalisé par les chercheurs de l'Institut Météorologique Finlandais (Salmi et al., 2002). En Roumanie, cette méthode a été utilisée pour identifier des tendances dans les séries chronologiques de différents paramètres climatiques: la température de l'air, les précipitations, le brouillard, la couche de neige (Holobacă et al., 2008, Mureșan et Croitoru, 2009, Croitoru et Toma, 2010, Micu, 2009, etc...).

La méthode est basée sur le test non-paramétrique de Mann-Kendall de tendance et la méthode non paramétrique de Sen pour déterminer l'ampleur de la tendance (Mann, 1945, Kendall, 1975). La méthode de Sen utilise un modèle linéaire pour estimer la pente de la tendance, et la variance des résidus devrait être constante dans le temps.

Le macro MAKESENS effectue deux types d'analyses statistiques: d'abord il vérifie, en utilisant le test de Mann-Kendall, la présence d'une tendance monotone croissante ou monotone décroissante, puis il calcule la pente moyenne (Q) à une tendance linéaire estimée de la méthode non paramétrique de Sen (Gilbert, 1987). En MAKESENS, les niveaux de signification statistique (α) testés sont: 0,001 ; 0,01 ; 0,05 et 0,1. Les deux méthodes ont été utilisées dans cette étude dans leur forme de base.

Nous avons déterminé les tendances et les pentes pour 17 séries de temps pour chacune des 6 stations considérées.

3. Résultats

3.1. Le régime annuel des températures moyennes et extrêmes

Les températures moyennes annuelles varient, aux stations prises en compte, entre -2,4°C (à Vf. Omu) et 3,7°C (à Semenic) (Tableau 2). Les coefficients des corrélations entre l'altitude, d'une part, et la température moyenne annuelle, la température moyenne des maxima et des minima (d'autre part) indiquent une forte corrélation inverse: 0,991 ; 0,991 et respectivement 0,968.

Tableau 2 : Les températures moyennes et extrêmes pluriannuelles (°C) aux stations météorologiques des Carpates Roumaines

Stations/Mois	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Ann.
Les températures moyennes pluriannuelles													
Ceahlău-Toaca	-8.0	-8.2	-5.5	-0.9	4.7	7.8	9.5	9.4	5.7	2.0	-2.9	-6.5	0.6
Lăcăuți	-7.1	-7.1	-4.7	-0.5	4.9	7.7	9.6	9.7	6.1	2.7	-2.3	-5.7	1.1
Vf. Omu	-10.3	-10.6	-8.3	-4.2	0.6	3.7	5.6	5.7	2.7	-0.6	-5.1	-8.6	-2.4
Țarcu	-8.4	-8.6	-6.5	-2.5	2.5	5.8	7.8	7.9	4.5	1.3	-3.3	-6.7	-0.5
Semenic	-5.5	-5.2	-2.5	2.5	7.9	11.0	12.9	12.8	9.0	4.7	-0.1	-3.8	3.7
Vlădeasa-1800	-7.2	-7.2	-4.8	-0.3	4.8	7.8	9.6	9.7	6.2	2.8	-2.1	-5.7	1.1
Les températures moyennes des maxima pluriannuelles													
Ceahlău-Toaca	-1.4	0.3	3.0	8.2	15.2	15.9	18.2	18.9	16.0	9.5	5.6	-0.1	6.0
Lăcăuți	-0.3	1.1	3.2	8.5	15.0	15.5	19.0	18.9	16.2	11.3	7.2	1.0	6.4
Vf. Omu	-4.0	-2.5	-0.1	4.9	8.3	10.0	13.0	13.0	11.2	6.9	2.7	-1.2	2.2
Țarcu	-1.9	-1.0	1.2	3.3	10.1	11.6	14.6	15.7	11.5	7.5	3.2	0.4	4.2
Semenic	1.3	3.2	6.2	10.2	16.6	18.0	20.8	21.8	17.3	11.6	8.2	3.3	8.9
Vlădeasa-1800	-0.9	0.2	2.7	6.9	14.0	15.0	17.1	18.7	14.6	9.4	5.4	0.3	5.6
Les températures moyennes des minima pluriannuelles													
Ceahlău-Toaca	-14.9	-20.7	-14.8	-8.2	-0.9	2.1	4.0	3.3	-0.1	-5.0	-11.6	-14.2	-3.9
Lăcăuți	-16.5	-18.0	-12.6	-6.9	-0.3	3.5	5.3	4.6	1.0	-3.4	-10.5	-13.5	-2.5
Vf. Omu	-17.3	-22.3	-17.4	-11.1	-4.5	-1.1	0.4	-0.2	-2.8	-6.9	-13.0	-15.9	-6.5
Țarcu	-15.6	-18.2	-14.6	-9.5	-3.1	0.8	2.6	2.3	-1.6	-5.1	-10.3	-13.3	-3.9
Semenic	-13.9	-14.6	-10.5	-4.6	1.4	5.2	7.5	7.0	3.2	-1.0	-7.8	-11.2	-0.2
Vlădeasa-1800	-15.8	-17.0	-13.0	-7.3	-0.7	2.5	4.3	3.9	0.5	-3.7	-10.0	-12.7	-2.8

Par rapport aux régions situées à des altitudes plus basses de la Roumanie, où les températures de l'air moyennes mensuelles ont des valeurs maximales en juillet et minimales en janvier, dans les Carpates, les températures moyennes mensuelles les plus élevées, se produisent, dans la plupart des stations examinées, en août, tandis que les plus réduites arrivent en février (Figure 2, Tableau 2).

En ce qui concerne les températures moyennes des maxima mensuels, pour la majorité des stations, les valeurs maximales ont été enregistrées également en août, mais les valeurs minimales sont spécifiques au mois de janvier, dans tous les cas analysés.

Les températures moyennes des minima ont le comportement le plus uniforme, avec les valeurs les plus basses en février et les plus élevées en juillet.

Les températures maximales mensuelles des mois extrêmes (juillet-août) sont, pour la plupart des situations, deux fois plus élevées (13,0°C - 21,8°C), par rapport aux températures moyennes (5,6°C - 12,9°C), tandis que les minima ont des valeurs généralement inférieures jusqu'à 10°C en hiver et à 4 - 5°C en d'été, par rapport aux moyennes mensuelles pluriannuelles.

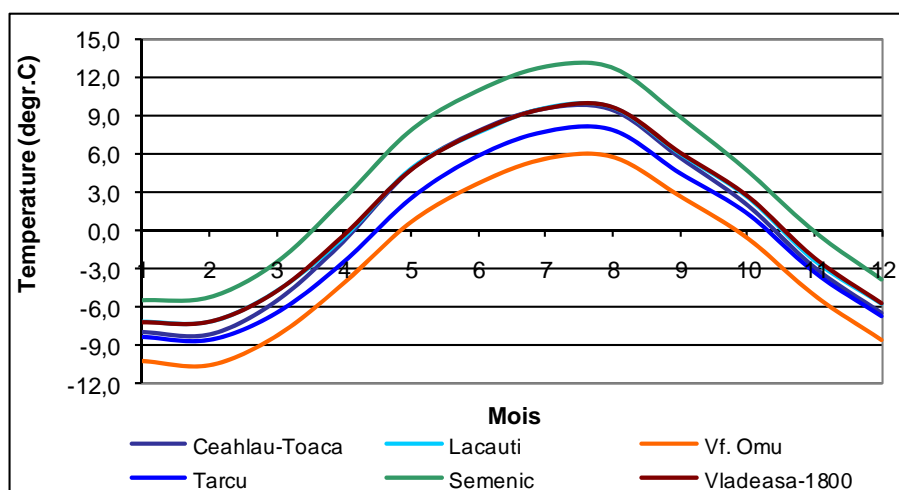


Figure 2 : Le régime annuel de la température moyenne de l'air aux stations météorologiques des Carpates Roumaines

3.2. La tendance des températures moyennes et moyennes extrêmes

Nous avons remarqué qu'à l'échelle annuelle, la température de l'air dans la région haute carpatique a généralement une tendance à l'augmentation, indiquée par les valeurs positives des pentes, dans le cas des trois paramètres analysés (températures moyennes, moyennes des maxima et moyennes des minima) (Tableau 3). Cette tendance générale est due à l'augmentation des températures enregistrées en été, quand, aussi pour les moyennes que pour les extrêmes, l'accroissement a été statistiquement significative pour toutes les stations étudiées. En automne il y a toutefois des tendances décroissantes pour les températures moyennes et pour les maximales, mais avec des pentes beaucoup plus faibles qu'en été et, généralement, sans significativité statistique.

Des tendances positives généralisées pour toute la région analysée sont caractéristiques pour la période du mai à l'août, et également en janvier, aussi pour les températures moyennes que pour les moyennes des extrêmes. Nous avons identifié des tendances positives pour 52% des séries chronologiques mensuelles des températures moyennes des maxima, pour 72% des séries des moyennes des minima et pour 67% des séries des moyennes mensuelles. Le phénomène de stationnarité dans la variabilité des paramètres analysés a eu une fréquence faible (2 - 6%).

Environ 34 % des tendances identifiées sont statistiquement significatives. La majorité a des pentes positives et caractérise les mois d'été (juin, juillet, août), l'ensemble de l'été et les séries des valeurs annuelles.

Les pentes positives sont généralement plus importantes par rapport à celles négatives. Ainsi, les plus fortes pentes positives (pour le cas des températures moyennes) sont supérieures à 0,500°C/décennie (0,63°C/décennie à Semenica, en janvier ; 0,556 °C/décennie à Ceahlău Toaca, en juillet ; 0,500°C/décennie à Vlădeasa, en juillet). Des pentes négatives importantes (supérieures à 0,300, en valeur module) ont été remarquées aux stations des Vf. Omu, Lăcăuți et Țarcu (en septembre et en novembre).

Tableau 3 : La tendance des températures moyennes et moyennes extrêmes (°C/décennie)

Station	Ceahlău-Toaca		Lăcăuți		Vf. Omu		Țarcu		Semenic		Vlădeasa-1800	
	Q	α	Q	α	Q	α	Q	α	Q	α	Q	α
<i>Les températures moyennes pluriannuelles</i>												
I	0.205		0.310		0.333		0.238		0.630	*	0.412	
II	-0.082		0.000		-0.053		-0.027		0.227		0.069	
III	-0.133		0.053		-0.125		0.000		0.250		0.065	
IV	0.000		-0.023		-0.182		-0.068		0.167		0.077	
V	0.241		0.318		0.188		0.273		0.364	+	0.375	+
VI	0.333	+	0.259	+	0.250	+	0.240		0.333	+	0.333	+
VII	0.556	**	0.448	**	0.444	**	0.385	*	0.421	**	0.500	**
VIII	0.476	**	0.375	*	0.444	**	0.320	+	0.400	*	0.407	*
IX	-0.145		-0.120		-0.158		-0.263		-0.150		-0.167	
X	0.154		0.154		0.100		-0.062		0.077		0.063	
XI	-0.044		-0.273		-0.353		-0.273		-0.222		-0.133	
XII	-0.059		0.235		0.167		0.118		0.292		0.333	+
Annuelle	0.111		0.107		0.087		0.058		0.190	*	0.163	*
H	-0.058		0.087		0.067		0.058		0.250	+	0.179	
P	0.075		0.078		-0.039		0.053		0.188		0.158	
E	0.428	***	0.333	***	0.333	***	0.282	**	0.367	***	0.385	***
A	-0.055		-0.108		-0.122		-0.200	+	-0.167		-0.125	
<i>Les températures moyennes des maxima pluriannuelles</i>												
I	0.000		0.250		0.093		0.250		0.512	+	0.259	
II	-0.213		-0.051		-0.250		-0.167		0.216		0.000	
III	-0.286		-0.061		-0.455		-0.038		0.235		0.030	
IV	-0.137		-0.083		-0.579	**	-0.097		0.125		0.033	
V	0.196		0.250		-0.042		0.250		0.375	+	0.321	
VI	0.333		0.167		0.154		0.240		0.296		0.292	
VII	0.478	*	0.409	*	0.359	*	0.267	+	0.455	**	0.455	*
VIII	0.364	+	0.231		0.351	+	0.250		0.333	+	0.406	+
IX	-0.262		-0.250		-0.400	*	-0.368		-0.302		-0.286	
X	-0.053		0.000		-0.143		-0.167		-0.077		-0.042	
XI	-0.104		-0.342		-0.500	+	-0.267		-0.300		-0.167	
XII	-0.167		0.118		-0.063		0.172		0.231		0.194	
Annuelle	0.051		0.048		-0.148	+	0.014		0.149	+	0.104	
H	-0.167		0.048		-0.153		0.083		0.267		0.111	
P	-0.074		-0.036		-0.367	**	0.000		0.193		0.090	
E	0.391	***	0.281	*	0.234	*	0.207	*	0.315	*	0.333	**
A	-0.204		-0.176		-0.364	*	-0.283	*	-0.267	+	-0.231	
<i>Les températures moyennes des minima pluriannuelles</i>												
I	0.333		0.488		0.405		0.262		0.690	*	0.444	+
II	-0.031		0.100		0.000		-0.125		0.243		0.139	
III	0.000		0.167		0.000		0.077		0.200		0.167	
IV	0.056		0.000		-0.071		-0.043		0.143		0.120	
V	0.210		0.250		0.206		0.286	+	0.333	*	0.390	*
VI	0.268		0.273	*	0.261	+	0.208		0.357	*	0.279	+
VII	0.471	**	0.471	***	0.462	**	0.434	**	0.450	**	0.500	**
VIII	0.486	***	0.471	**	0.478	**	0.333	+	0.433	**	0.439	**
IX	-0.038		-0.100		-0.083		-0.216		-0.135		-0.071	
X	0.240		0.189		0.138		-0.050		0.125		0.083	
XI	0.000		-0.143		-0.286		-0.214		-0.263		-0.125	
XII	0.000		0.222		0.200		0.167		0.300		0.421	*
Annuelle	0.167	+	0.156	**	0.130	+	0.057		0.207	**	0.198	**
H	-0.025		0.128		0.131		0.000		0.222		0.212	
P	0.081		0.125		0.028		0.067		0.200	+	0.176	
E	0.396	***	0.406	***	0.358	***	0.298	***	0.383	***	0.375	***
A	0.090		-0.033		-0.061		-0.167		-0.099		-0.079	

Q – valeur de la pente ; H = hiver ; P = printemps ; E = été ; A = automne.

Niveaux de significativité statistique : *** pour $\alpha = 0,001$; ** pour $\alpha = 0,01$; * pour $\alpha = 0,05$; + pour $\alpha = 0,1$.

Conclusions

Dans les stations météorologiques de haute altitude, situées dans les Carpates Roumaines, les températures moyennes mensuelles, ainsi que les les températures moyennes des minima et des maxima mensuelles, sont généralement retardées d'un mois, par rapport aux stations situées dans les régions plus basses du pays. Ainsi, les valeurs maximales se produisent pour la majorité des

stations montagneuses en août, et celles minimales en février, tandis que dans les autres régions ces valeurs sont caractéristiques pour les mois de janvier et respectivement de juillet.

La tendance générale de la température de l'air dans les hautes Carpates est à l'augmentation. Cette tendance est bien évidente (et statistiquement significative) dans les mois d'été et pour l'ensemble de la saison. Des tendances positives ont été identifiées également en janvier et en mai. En automne (et notamment en septembre et en novembre) il y a pour l'ensemble des stations analysées une tendance à la baisse de la température de l'air.

Bibliographie

Bogdan O., 2008 : *Carpații Meridionali, Clima, hazardele meteo-climatice și impactul lor asupra turismului*, Editura Universității Lucian Blaga, Sibiu, 234 p.

Croitoru A.E., Cocean P., Suci A., 2009 : Climatic Conditions and Tourism Development in Southern Carpathians. Case Study – Cindrel Mountains. *Studia Universitatis Babeș-Bolyai, Geographia*, **LIV**, 1, 71-76.

Croitoru A.E., Toma F.M., 2010 : Trends in Precipitation and Snow Cover in Central Part of Romanian Plain. *Geographia Technica*, **1**, 460-469.

Croitoru A.E., Chitoroiu B., Iancu I., 2011 : Precipitation Analysis Using Mann-Kendal Test and WASP Cumulated Curve in Southeastern Romania. *Studia Universitatis Babeș-Bolyai, Geographia*, **1**, 49-58.

Gilbert R.O., 1987: *Statistical methods for environmental pollution monitoring*, Van Nostrand Reinhold , New York.

Holobacă I.H., Moldovan F., Croitoru A.E., 2008 : Variability in Precipitation and Temperature in Romania during the 20th Century, *Fourth International Conference, Global Changes and Problems, Theory and Practice, 20-22 April 2007, Sofia, Bulgaria, Proceedings*, Sofia University "St. Kliment Ohridski", Faculty of Geology and Geography, "St. Kliment Ohridski" University Press, Sofia, 438-443.

Kendall M.G., 1975 : *Rank Correlation Methods, 4th Edition*, Charles Griffin, London, 196 p.

Mann H.B., 1945 : Non-parametric tests against trend, *Econometrica*, **13**, 245-259.

Micu D., 2008 : Variabilitatea cantităților de precipitații în Carpații Meridionali, *Rev. Geogr.*, **XIV-XV**, serie nouă, 18-26.

Micu D., 2009 : Snow pack in the Romanian Carpathians under changing climatic conditions, *Meteorol. Atmos. Phys.*, DOI: 10.1007/s00703-009-0035-6.

Mureșan T., Croitoru A.E., 2009 : Considerations on Fog Phenomenon in the Northwestern Romania. *Studia Universitatis Babeș-Bolyai, Geographia*, **LIV**, 35-44.

Salmi T., Määttä A., Anttila P., Ruoho-Airola T., Amnell T., 2002 : Detecting trends of annual values of atmospheric pollutants by the Mann-Kendall test and Sen's slope estimates – the Excel template application MAKESENS, *Publications on Air Quality* No. 31, Report code FMI-AQ-31, 10 p.

ÉVOLUTION DES STRUCTURES SPATIALES RECURRENTES DES TEMPERATURES QUOTIDIENNES EN BOURGOGNE

CUCCIA C.¹, RICHARD Y.¹, CASTEL T.^{1,2}, BOIS B.^{1,3}, THEVENIN D.⁴

¹ Centre de Recherches de Climatologie, UMR 5210 CNRS / Université de Bourgogne, 6 Bd Gabriel, 21000 Dijon, France ; cedric.cuccia@u-bourgogne.fr ; yves.richard@u-bourgogne.fr; thierry.castel@u-bourgogne.fr; benjamin.bois@u-bourgogne.fr

² Département D2A2E AgroSup 21000 Dijon

³ Institut Universitaire de la Vigne et du Vin « Jules Guyot », Université de Bourgogne, 1, rue Claude Ladrey, 21000 Dijon, France

⁴ CDM 21 Météo France, 22-24, rue Louis de Broglie, 21000 Dijon, France; denis.thevenin@meteo.fr

Résumé : L'objectif est de définir, à partir de 24 stations météorologiques, différentes structures spatiales récurrentes de la répartition des températures minimales (Tn) et maximales (Tx) en Bourgogne. Après avoir désaisonnalisé les séries de températures, une Classification Hiérarchique Ascendante (CHA) est utilisée pour regrouper les jours ayant des structures spatiales similaires. Huit classes ont été définies, quatre pour les Tn et quatre pour les Tx. Pour les deux variables, elles identifient les cas de gradient thermique (i) Nord-Ouest/Sud-Est, (ii) Sud-Est/Nord-Ouest, (iii) altitudinal positif et (iv) altitudinal négatif. Les fréquences d'occurrences de ces structures varient au cours de l'année. De plus, l'évolution de ces fréquences depuis les années 1970 montre une tendance à l'augmentation plus forte des températures minimales au Nord-Ouest de la Bourgogne et une augmentation plus forte des températures maximales au Sud-Est de la Bourgogne.

Mots clés : structures spatiales, classification hiérarchique ascendante, changement climatique, Bourgogne

Abstract : Recurrent spatial patterns changes of daily temperatures in Burgundy. The objective is to define, from 24 weather stations, different spatial patterns of recurrent minimum and maximum temperatures distribution in Burgundy. After seasonal adjustment of series of temperatures, we used a hierarchical ascending classification (AHC) to group days with similar spatial structures. Eight classes were defined, four for minimum temperatures and four for maximum temperatures. For both variables, they identify cases of thermal gradient (i) Northwest to Southeast, (ii) southeast to northwest, (iii) positive altitudinal and (iv) negative altitudinal. The occurrences frequencies of these structures vary throughout the year. Moreover, the evolution of these frequencies since the 1970s shows a trend toward greater increase in minimum temperatures in the northwest of Burgundy and a greater increase in maximum temperatures in the southeast of Burgundy.

Keywords : spatial structures, hierarchical ascendant classification, climate change, Burgundy

Introduction

La variabilité spatiale des températures est dépendante de divers paramètres environnementaux (Daly, 2006 ; Joly *et al.*, 2009). Elle répond à des processus qui vont de la large échelle (échelle synoptique) à l'échelle locale en passant par la méso-échelle et l'échelle régionale. Cette imbrication d'échelle constitue une des difficultés majeures dans l'analyse du climat tant pour la compréhension des mécanismes que pour les études d'impacts (Daly *et al.*, 2009). Si les phénomènes d'échelles synoptiques – largement étudiés – ont des structures récurrentes identifiées en Europe (Benichou, 1995), la variabilité sur l'espace d'une région reste peu documentée. Un des enjeux, dans le cadre notamment des changements climatiques, est de mieux appréhender l'impact de cette variabilité aux échelles régionales (Rapport de synthèse du GIEC, 2007, partie 6). Pour cela il convient d'essayer de dégager des *patterns* récurrents d'organisation des variables climatiques clés de surfaces (*e.g.* température, précipitation) qui tiennent compte à la fois des forçages synoptiques et environnementaux (*e.g.* relief, occupation du sol). L'objectif est d'identifier, dans un premier temps, les structures récurrentes de la répartition de la température de surface en Bourgogne et le poids des variables environnementales dans cette organisation. Dans un deuxième temps, on cherchera à mettre en évidence la relation entre ces *patterns* et les principales structures de la circulation atmosphérique à large échelle. Ce travail présente les résultats de l'analyse statistique des structures spatiales des températures observées sur la région Bourgogne entre 1973 et 2009.

1. Données et méthodes

1.1. Données climatiques et désaisonnalisation

Les données climatiques sont issues de 24 stations météorologiques du réseau Météo-France (Figure 1). Les séries de mesures pour les températures minimales (T_n) et maximales (T_x) quotidiennes sur ces stations sont complètes (aucun manque) et couvrent la totalité de la période considérée (1973-2009).

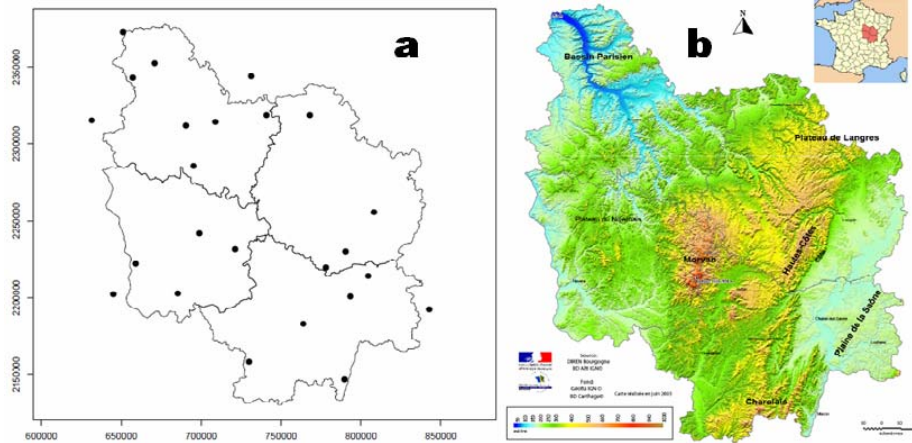


Figure 1 : Cartes des 24 stations Météo-France sur le territoire bourguignon et à proximité (a) et du relief et des principaux éléments physiques de la Bourgogne (b) [Source : a) Météo-France ; b) DIREN Bourgogne, BDAlti IGN]

Ces séries ont été prétraitées afin de s'affranchir de la variabilité saisonnière des températures. En effet, cette dernière peut influencer et biaiser les résultats des méthodes de classifications. Pour cela nous avons calculé les anomalies spatiales quotidiennes de températures. Ainsi, pour chaque jour, la moyenne spatiale des 24 stations est calculée puis retranchée à chacune de ces stations.

1.2. Classification des anomalies journalières de température

Ici, l'idée a été de rechercher à partir de la population que constitue les 13505 jours de la période, sur les 24 stations, une répartition en classes cohérentes qui puisse être interprétée en lien d'une part avec les spécificités géographiques de la région et d'autre part avec la circulation à large échelle. Pour cela, nous avons utilisé la Classification Hiérarchique Ascendante (CHA) qui a été utilisée pour classer avec succès les données de précipitations journalières (Crétat *et al.*, 2010 ; Munuz-Diaz et Rodrigo, 2006). La méthode consiste à créer une séquence emboîtée de partition à partir d'une matrice de dissimilarité. A chaque étape, les n objets (ici 13505 jours) sont fusionnés en groupes de taille de plus en plus importante (Gong et Richman, 1995). La CHA produit des séries de partitions P_n, P_{n-1}, \dots, P_1 des données avec P_n qui correspond ici à 13505 classes d'objet unique (*i.e.* 1 jour) et P_1 à un groupe unique des 13505 jours.

Une fois la matrice des distances euclidiennes calculées, à partir de la matrice des anomalies journalières de température de dimension 13505 jours x 24 stations, la procédure consiste à regrouper les classes selon l'algorithme de Ward en minimisant à chaque étape le carré des différences interclasse (Kalkstein *et al.*, 1987 ; Osswald et Martin, 2005). Une fois la procédure terminée, on peut tracer un arbre de classification (*i.e.* dendrogramme, Figure 2) à partir duquel le choix subjectif du nombre de classes est réalisé par fixation d'un seuil de distance interclasse.

La même procédure a été appliquée pour les Tn et les Tx. Le seuil de distance choisi est de 4000 pour les Tn et 2500 pour les Tx, afin d'obtenir ici des classes cohérentes et clairement différenciées pour les 2 variables.

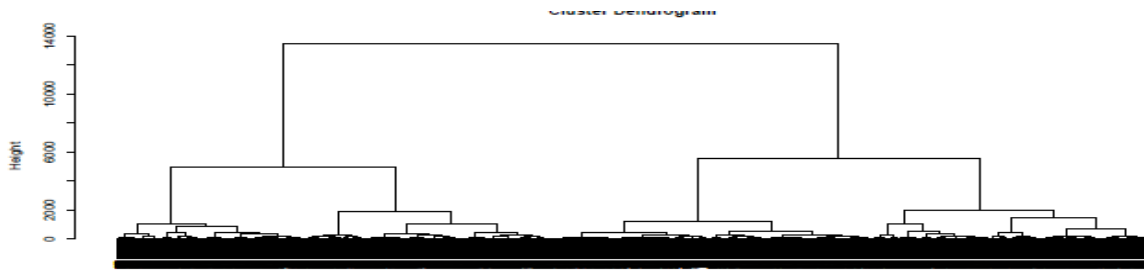


Figure 2 : Dendrogramme issu de la procédure pour les températures minimales [Données : Météo-France]

2. Résultats

2.1. Nombres de classes par variables, patterns et variabilité intraclasse

Le seuil de distance défini dans la partie précédente a permis de définir quatre classes pour chacune des variables Tn et Tx. Les moyennes aux stations pour les jours appartenant à la même classe ont été calculées puis interpolées par la méthode des *splines* en plaques minces à partir des 24 points de mesures (Hutchinson, 1998 ; Price *et al.*, 1999 ; Hancock et Hutchinson, 2005). En raison du nombre importants de cartes, seules celles relatives aux températures minimales seront présentées dans ce texte. Les résultats relatifs aux températures maximales ne seront présentés que par écrit.

Les classes pour les Tn (Figure 3) identifient les *patterns* suivants : (i) gradient Nord-Ouest/Sud-Est (représentativité : 19%), (ii) gradient Sud-Est/Nord-Ouest (27%), (iii) gradient altitudinal négatif (normal, 30%) et (iv) gradient altitudinal positif (inverse, 24%). Les classes pour les Tx (non présenté) identifient les *patterns* suivants : (i) gradient Sud-Est/Nord-Ouest (27%), (ii) gradient altitudinal négatif (normal, 44%), (iii) gradient Nord-Ouest/Sud-Est (25%) et (iv) gradient altitudinal positif (inverse, 4%). Les *patterns* sont donc sensiblement proches pour les deux variables mais la fréquence d'occurrence est différente, notamment pour le gradient altitudinal inverse.

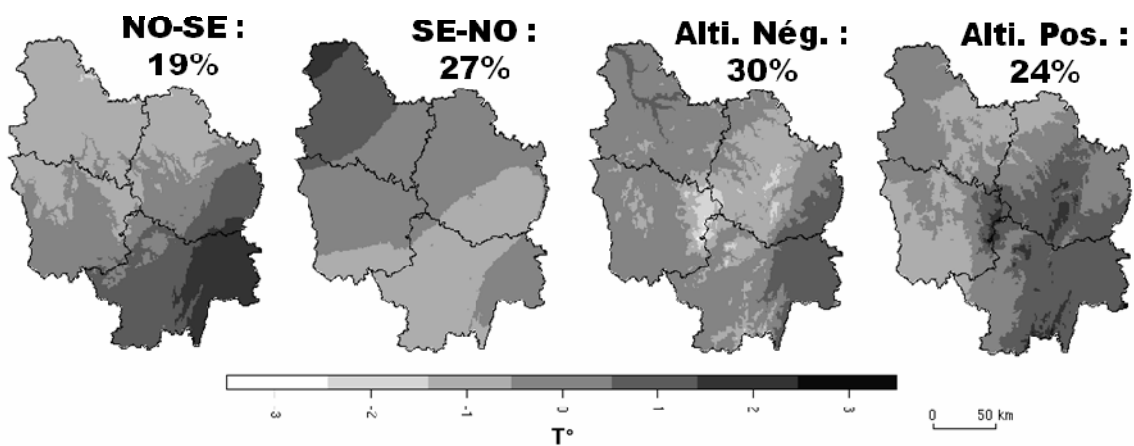


Figure 3 : *Patterns* spatiaux moyens pour les quatre classes des températures minimales [Données : Météo-France]

Les valeurs étant des valeurs moyennes par classe, il s'agit désormais d'évaluer la robustesse de ces *patterns* et d'étudier la variabilité intraclasse. La figure 4 montre l'écart-type interpolé pour les Tn. Globalement, les valeurs d'écart-type sont comprises entre 0,5 et

2°C pour les Tn et entre 0,5 et 3°C pour les Tx. Pour les deux variables, la répartition spatiale et l'intensité des écart-types sont différentes en fonction des classes.

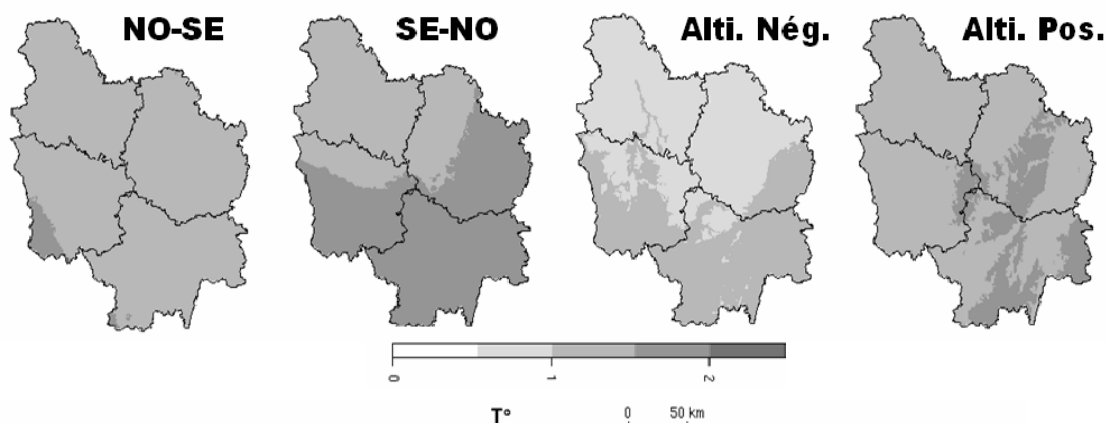


Figure 4 : Ecart-type pour chacune des classes des températures minimales [Données : Météo-France]

Pour les Tn, les valeurs les plus faibles sont observées pour la classe 3 (Alti. Nég.), avec un gradient nord-sud. On observe un même gradient pour la classe 2 (SE-NO), avec des valeurs de dispersion sont plus élevées. Les valeurs de la classe 1 (NO-SE) sont réparties de façon homogène sur le territoire et comprises entre 1 et 1.5°C. Enfin, la classe 4 (Alti. Pos.) a des valeurs plus élevées sur les zones d'altitudes de l'est bourguignon. Une hypothèse serait qu'il s'agit d'une variation d'intensité des inversions thermiques, c'est-à-dire entre la plaine de Saône (figure 1b, extrême est de la Bourgogne) et les hauteurs de la Côte (figure 1b, ouest de la plaine de Saône).

Les écart-types pour les Tx ont globalement des valeurs inférieures à 2°C sauf pour la classe 4 (Alti. Pos.), dont les valeurs varient entre 2 et 3°C. La répartition est homogène pour les classes 2 (Alti. Nég.) et 3 (NO-SE) mais semble dépendante de l'altitude pour la classe 1 (SE-NO). Ceci peut montrer que pour la classe 1, le gradient Sud-Est/Nord Ouest est plus ou moins impacté par l'altitude. Enfin, la variabilité montrée pour la classe 4 (Alti. Pos.) est similaire, à un degré d'intensité près, à celle observée pour la classe du même type pour les Tn, c'est-à-dire une très forte disparité des valeurs en plaine de Saône et sur le Morvan. Ici encore, l'hypothèse la plus probable est que cette variabilité soit due à une intensité du phénomène d'inversion thermique plus ou moins forte.

2.2. Evolution temporelle de la fréquence d'occurrence des classes de jours

L'évolution temporelle de la fréquence d'occurrence des classes de jours a tout d'abord été étudiée mensuellement. La figure 5 montre que les classes pour les Tn ne sont pas réparties de façon homogène au cours de l'année. La classe 3 (Alti. Nég.), en lien avec l'altitude, est représentée à plus de 20% tout au long de l'année, avec un minimum en Août-Septembre et un maximum de Décembre à Mars. La classe 4 (Alti. Pos.), représentant un gradient de températures positif, est fortement représentée pendant les mois d'été (Juin-Juillet-Août) et faiblement en Novembre-Décembre-Janvier. Indépendamment de cette fréquence élevée, on précisera que l'amplitude des inversions thermiques est faible en été et forte en hiver (non présenté). La fréquence d'occurrences de la classe 1 (NO-SE) est supérieure à 20% d'Avril à Septembre. Enfin, les fréquences d'occurrences de la classe 2 (SE-NO) sont plus élevées pendant les mois froids (Octobre à Février).

Pour les Tx, on observe les mêmes résultats que pour les Tn concernant les classes à gradient Nord-Ouest/Sud-Est et inverse (classes 1 et 3). Les jours où il fait plus chaud en plaine de Saône sont plus fréquents d'Avril à Septembre. A l'inverse, les jours où le nord-

ouest est plus chaud sont plus fréquents d'Octobre à Février. La fréquence des cas où le gradient altitudinal est normal est stable au cours de l'année et compris entre 35 et 45%. Le cas d'inversion thermique est plus rare pour les Tx. Il est plus fréquent entre Octobre et Février, et quasiment inexistant le reste de l'année. Ce cas de figure serait notamment dû à une persistance du brouillard en journée dans la plaine de Saône. Cette hypothèse est appuyée par les écarts-types élevés dans cette partie de la région.

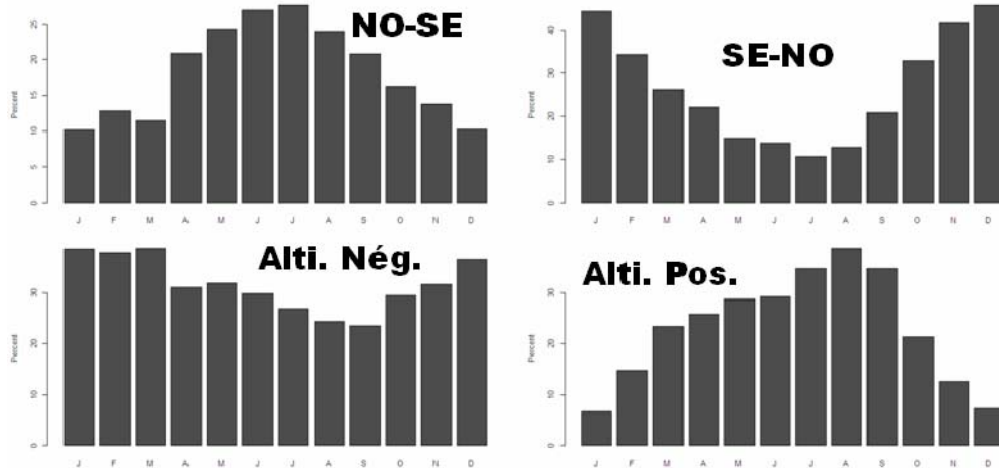


Figure 5 : Fréquences d'occurrences mensuelles des classes pour les températures minimales [Données : Météo-France]

Le réchauffement observé en Bourgogne peut être divisé en deux sous périodes distinctes, séparées par une rupture climatique : 1973-1987 et 1988-2009 (Cuccia, 2008). La démarche est d'observer les occurrences moyennes des classes de jours avant et après cette rupture et d'y voir une variation : la Figure 6 montre une diminution des classes 1 (NO-SE) et 3 (Alti. Nég.) au profit des classes 2 (SE-NO) et 4 (Alti. Pos.) pour les Tn. Ces variations, significatives au test de Student (95%), indiquent entre autre que le gradient Nord-Ouest/Sud-Est (Sud-Est/Nord-Ouest) devient plus (moins) fréquent pour la période 1988-2009. Cette évolution est en accord avec les tendances (1901-2000) mises en avant par Moisselin *et al.* (2002) qui identifiaient clairement pour les températures minimales un gradient est-ouest du réchauffement.

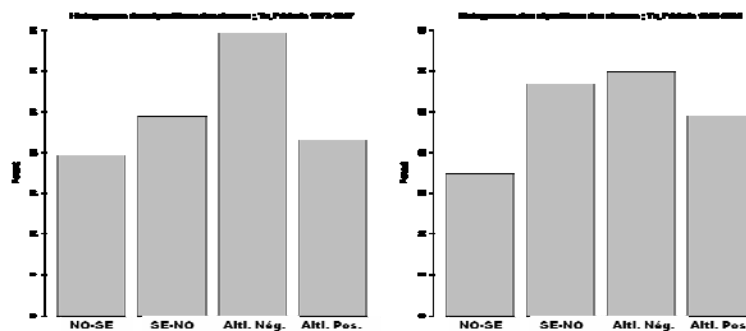


Figure 6 : Fréquence moyenne d'occurrences des classes de jours : comparaison entre la période 1973-1987 et la période 1988-2009 [Données : Météo-France]

Une augmentation de la fréquence d'occurrences de la classe 3 (NO-SE) aux dépens de la classe 1 (SE-NO) est observée pour les Tx (les variations des classes 2 (Alti. Nég.) et 4 (Alti. Pos.) pour les Tx ne sont pas significatives au test de Student). Cette variation indique que le gradient Sud-Est/Nord-Ouest (Nord-Ouest/Sud-Est) est devenu moins (plus) fréquent. Ici encore, l'analogie avec les résultats de Moisselin *et al.* (2002) peut être réalisée puisque la

tendance qu'il observe pour les températures maximales (1901-2000) met clairement en évidence un réchauffement plus important au sud qu'au nord.

Discussion - Conclusions

Quatre types de structures spatiales récurrentes ont été mis en évidence pour les températures minimales et maximales en Bourgogne. Ces types de structures sont dans les deux cas des gradients Sud-Est/Nord-Ouest, Nord-Ouest/Sud-Est et des gradients altitudinaux, normaux et inverses. Leurs répartitions au cours de l'année permettent d'appuyer l'hypothèse selon laquelle il existe une relation claire entre ces structures spatiales et les phénomènes d'échelles synoptiques. Le changement climatique semble augmenter les proportions de jours à gradient Nord-Ouest/Sud-Est pour les températures maximales et la proportion de jours à gradient Sud-Est/Nord-Ouest pour les températures minimales. Ce résultat induit également une diminution (augmentation) de l'amplitude thermique au Nord-Ouest (Sud-est) de la Bourgogne, en accord avec Moisselin *et al.* (2002).

Bibliographie

- Bénichou P., 1995 : Classification automatique de configurations météorologiques sur l'Europe occidentale. *Monographie n°8 de la Météorologie Nationale*, Service Central de la Communication et de la Commercialisation Météo-France.
- Crétat J., Richard Y., Pohl B., Rouault M., Reason C. et Fauchereau N., 2010 : Recurrent daily rainfall patterns over South Africa and associated dynamics during the core of the austral summer. *International Journal of climatology*, DOI: 10.1002/joc.2266
- Cuccia C. et Bois B., 2010 : Agrégation des données de températures en Bourgogne : Sensibilité aux échelles de temps. *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, Juin 2010.
- Daly C., 2006 : Guidelines for assessing the suitability of spatial climate data sets. *International Journal of climatology*, **26**, 707-721.
- Daly C., Conklin D.R. et Unsworth M.H., 2009 : Local atmospheric decoupling in complex topography alters climate change impacts. *International Journal of climatology*, **30**, 1857-1864.
- Gong X. et Richman M.B., 1995 : On the application of cluster analysis to growing season precipitation data in North America East of the Rockies. *Journal of Climate*, **8**, 897-931.
- Hancock P.A. et Hutchinson M.F., 2005 : Spatial interpolation of large climate data sets using bivariate thin plate smoothing splines. *Environmental Modelling & Software*, **21**, 1684-1694.
- Hutchinson M.F., 1998 : Interpolation of Rainfall Data with Thin Plate Smoothing Splines - Part I: Two Dimensional Smoothing of Data with Short Range Correlation. *Journal of Geographic Information and Decision Analysis*, **2**, 2, 139-151.
- Joly D., Bois B. et Zaksek K., 2009 : Hiérarchie des facteurs topographiques qui commandent la variation spatiale des températures. *Journées de Climatologie*, Besançon, 12-13 mars 2009, Climat et société : Climat et relief.
- Kalkstein L.S., Tan G. et Skindlov J.A., 1987 : An evaluation of three clustering procedures for use in synoptic climatological classification. *Journal of climate and applied meteorology*, **26**, 718-730.
- Moisselin J.-M., Schneider M., Canellas C. et Mestre O., 2002 : Les changements climatiques en France au XX^e siècle : Étude des longues séries homogénéisées de données de température et de précipitations. *La Météorologie*, **38**, 45-56.
- Munoz-Diaz D. et Rodrigo F.S., 2006 : Seasonal rainfall variations in Spain (1912-2000) and their links to atmospheric circulation. *Atmospheric Research*, **81**, 94-110.
- Osswald C. et Martin A., 2005 : Hierarchical Classification for Seabed Characterization. *ASMDA*, Brest, France, 17-20 mai 2005.
- Price D.T., McKenney D.W., Nalder I.A., Hutchinson M.F. et Kesteven J.L., 1999 : A comparison of two statistical methods for spatial interpolation of Canadian monthly mean climate data. *Agricultural and Forest Meteorology*, **101**, 81-94.

EVOLUTION DE LA BIOMASSE VEGETALE EN TUNISIE ENTRE 1981 et 2010

DALLEL J.¹, SAKKA M.² et HENIA L.³

¹ GREVACHOT 01/UR/02-12, Faculté des Lettres et Sciences Humaines de Sfax, Tunisie. j_dallel@yahoo.fr

² GTZ/INAT – Projet AERE. 12, rue Tahar Ben Achour. Le Bardo – Tunis – Tunisie. msakka@gnet.tn

³ GREVACHOT 01/UR/02-12, Faculté des Sciences Humaines et Sociales de Tunis, Tunisie. latifahenia@yahoo.fr

Résumé : La biomasse végétale est étudiée, à l'échelle de la Tunisie et à l'aide de l'indice de végétation normalisé (NDVI) à partir des données des satellites de la NOAA-AVHRR (1 km x 1 km) et Landsat TM et ETM⁺. Cette source importante d'information nous a permis d'identifier, par des calculs de régressions multiples, les zones qui ont subi une diminution de la valeur de cet NDVI entre les périodes 1981 et 2010. On montre que les forêts situées sur la dorsale sont les plus affectées en termes de diminution de l'NDVI. Ceci nous a amené à conclure que cela pourrait être l'impact des variations climatiques récentes sur la biomasse végétale en Tunisie. Paradoxalement, la situation de la région du Centre montre une tendance à l'augmentation de l'NDVI. Ceci pourrait traduire l'impact des différents travaux d'aménagement agricole depuis une trentaine d'années dans la région qui avait une vocation typiquement agricole.

Mots clés : Indice de végétation (NDVI), NOAA-AVHRR, Landsat TM et ETM⁺, Changement climatique, Tunisie.

Abstract : *Evolution of vegetal biomass in Tunisia between 1981 and 2010.* The vegetable biomass is studied across Tunisia by using the Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) from satellite data of NOAA-AVHRR (1 km x 1 km) and Landsat TM and ETM⁺. This important source of information has allowed us to identify, through multiple regression calculations, areas that have been a decline in the value of the NDVI between 1981 and 2010. We show that the forests along the Dorsal are the most affected in terms of decreasing NDVI. This led us to conclude that this could be the impact of recent climatic variations on vegetable biomass in Tunisia. Paradoxically, the situation in the central region shows a trend of increasing NDVI. This could translate the impact of recent climatic variations on plant biomass in Tunisia.

Keywords : Vegetation Index (NDVI), NOAA-AVHRR, Landsat TM et ETM⁺, Climate change, Tunisia.

Introduction

Dans ce travail nous étudions, à l'échelle de la Tunisie et par les outils de la télédétection et les Systèmes d'Information Géographiques, la biomasse végétale à l'aide de l'indice de végétation normalisé (NDVI¹) dans le but d'évaluer l'impact des variations climatiques récentes sur cette biomasse végétale. Ce travail est subdivisé en trois parties : présentation des données utilisées, examen et analyse des caractéristiques moyennes de l'NDVI en Tunisie et enfin une évaluation de l'impact des variations climatiques récentes sur l'évolution de cette biomasse végétale.

1. Données

Pour cela, nous avons utilisé trois types de données :

a- Les données satellitaires de type NOAA du capteur AVHRR pour la période 1981-2005 (figure n°1) et Landsat TM et ETM⁺ pour les années 1987 et 2010 (figures n°2 et 3).

¹ Cet indice est obtenu par des moyens de télédétection en calculant la différence des réponses spectrales des végétaux dans le visible et le proche infrarouge [Goward, S. N., et al., 2007].



Figure 1 : Image NOAA-AVHRR

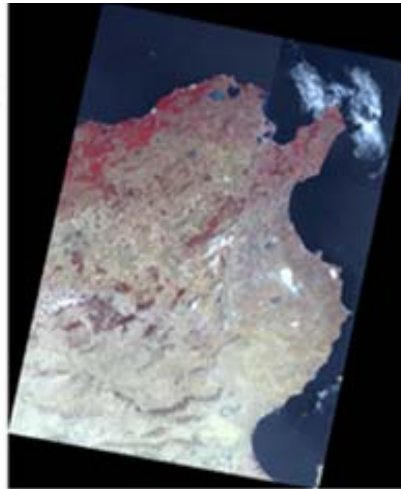


Figure 2 : Image Landsat TM

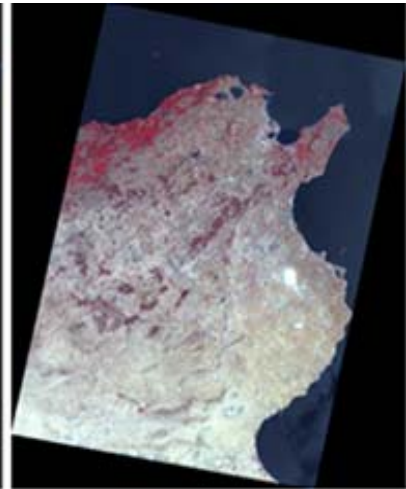


Figure 3 : Image Landsat ETM⁺

b- Les données météorologiques des 23 stations synoptiques issues de l'Institut National de la Météorologie (figure n°4). Ces données concernent pour l'essentiel : les températures minimales et maximales, les données pluviométriques et les données de l'évapotranspiration potentielle et ceci de 1970 jusqu'au 2007.

c- Les données socio-économiques, particulièrement celles qui concernent les périmètres irrigués du centre-ouest de la Tunisie (Kairouan, Sidi Bouzid et Kasserine).

2. Résultat

Pour une bonne caractérisation de l'NDVI en Tunisie, nous avons utilisé une série d'images du capteur AVHRR de NOAA à une échelle spatiale de 4 km x 4 km en construisant ainsi une grille de 138 x 222 points ou pixels avec une échelle temporelle mensuelle de janvier 1981 jusqu'à décembre 2005.

A l'aide de cette échelle, on a pu montrer qu'à l'échelle du pays, le comportement chronologique de la biomasse végétale en Tunisie possède une grande conformité spatiale avec les étages bioclimatiques de la Tunisie (figure n°5A). Ainsi, la région du Nord est délimitée par les valeurs de l'NDVI qui sont situées entre 0.6 et 1. Au Centre les valeurs sont comprises entre 0.4 et 0.6 et la région du Sud c'est entre 0.1 et 0.4 (figure n°5B).

Le calcul de l'écart type, de l'NDVI pour la même période de 1981-2005, montre que le Nord de la Tunisie est la région la plus variable notamment sur l'axe de la Mejerda (figure n°5C). Ceci pourrait être expliqué par la présence de cultures maraichères qui permet à l'NDVI de fluctuer fortement à cette échelle mensuelle [Boughrara A. et al., 2007].

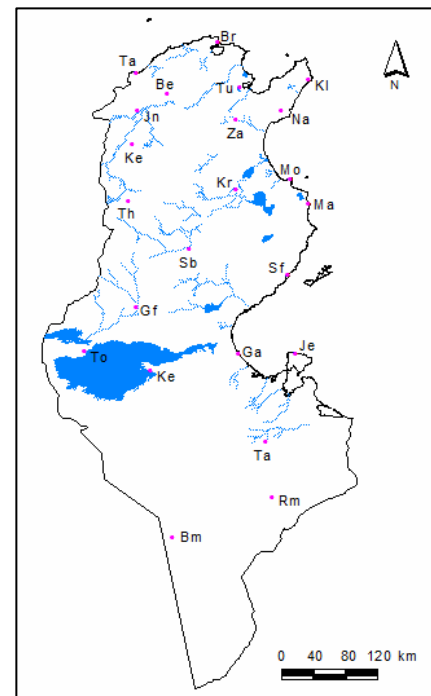


Figure 4 : Carte des stations synoptiques

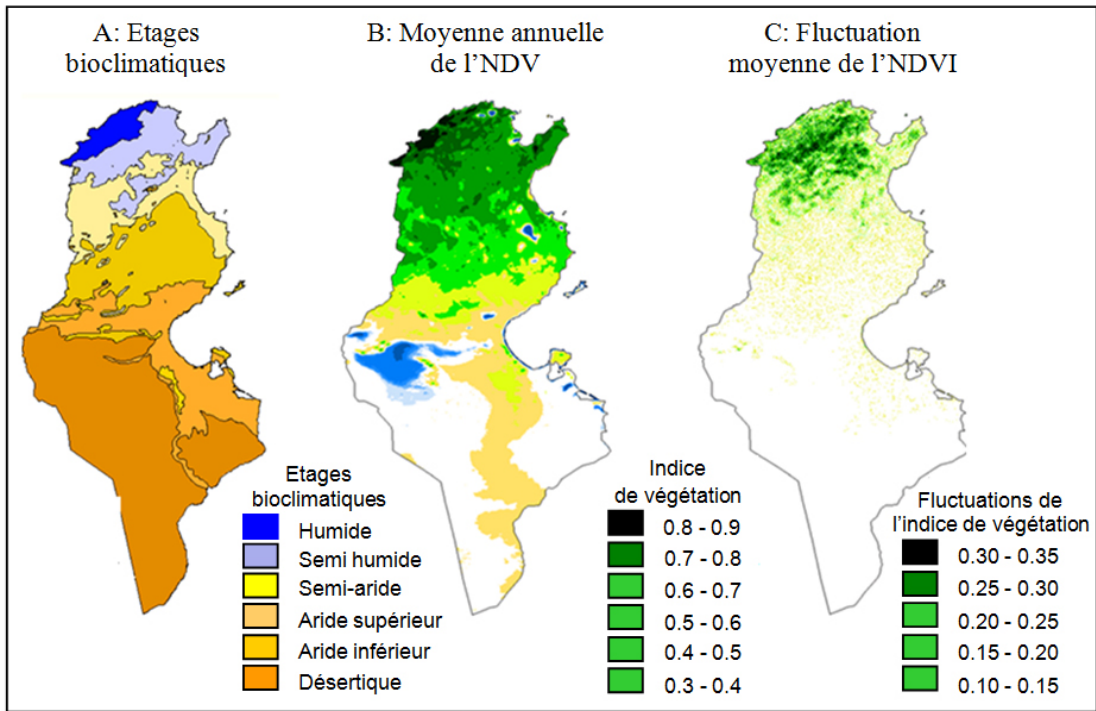


Figure 5 : Caractéristiques de l'NDVI en Tunisie

Par ailleurs, lorsque l'on observe les séries journalières des Tmax depuis 1970 jusqu'au 2007 et en calculant pour chaque année le nombre de fois où cette température maximale a dépassé le seuil de 35°C, on remarque que cette fréquence de dépassement annuelle est en train d'augmenter d'une année à l'autre, surtout dans la région entourant les reliefs de Jendouba à Gafsa en passant par Siliana, Kairouan et Sidi Bouzid qui sont les zones les plus vulnérables à cette augmentation de la fréquence des Tmax² (figure n°6).

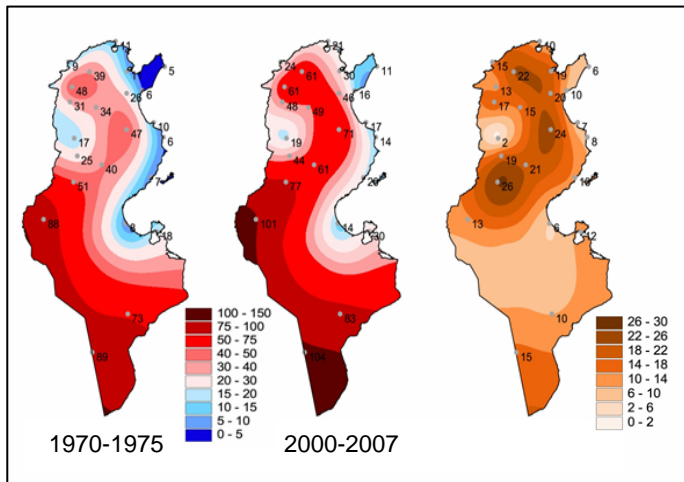


Figure 6 : Fréquence annuelle de dépassement de la température maximale (seuil de 35°C)

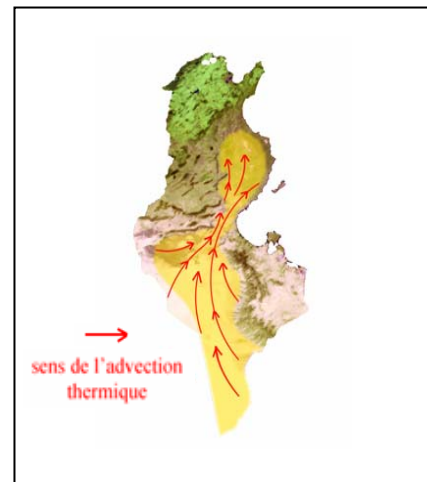


Figure 7 : Les advections thermiques vers le Centre tunisien

Il se pourrait ici que les advections thermiques venant du Sud vers le Centre soient l'une des causes pour que cette région soit fortement affectée (figure n°7).

² Dans ce travail, nous avons appliqué la méthode Splines pour l'interpolation de la fréquence des Tmax aux nœuds d'une maille d'un km².

En calculant la régression linéaire pour chaque pixel des images NOAA et pendant les 25 ans entre 1981 et 2005, on a constaté que dans le Nord de la Tunisie, la biomasse végétale est en train de régresser notamment en été. En hiver cette régression est moins importante (figure n°8).

Paradoxalement, la situation dans la région du Centre montre une tendance à l'augmentation de l'NDVI et ceci malgré l'idée que c'est dans cette région que les fréquences des Tmax dépassant 35°C sont les plus importantes du pays (de l'ordre de 60 à 70 fois par an).

Cette augmentation de l'NDVI ne serait expliquée que par les aménagements agricoles réalisés dans la région de Kairouan et de Sidi Bouzid depuis les années 70 et qui ne cessent d'augmenter jusqu'à nos jours. Le plus important est de savoir ici que l'état tunisien a installé dans la région un programme d'adaptation aux changements climatiques par l'aménagement agricole.

Les résultats trouvés par le capteur AVHRR de NOAA sont amenés donc à être vérifiés. Pour cette raison, nous avons pris des images Landsat TM et ETM⁺ et on a essayé de calculer la différence entre l'NDVI relatif aux deux images prises en 1987 et en 2010. Ces images ont subi bien sûr des multiples corrections (radiométrique et géométrique) pour pouvoir les comparer [Anyamba A., et al., 2005].

Le calcul de la différence de l'NDVI relatif aux deux images de Landsat prises en 1987 et en 2010, confirme également ceux calculés par le capteur AVHRR de NOAA. Sur la carte suivante (figure n°9) nous remarquons bien que le Centre enregistre la différence positive de l'NDVI alors qu'au Nord, la différence est globalement négative.

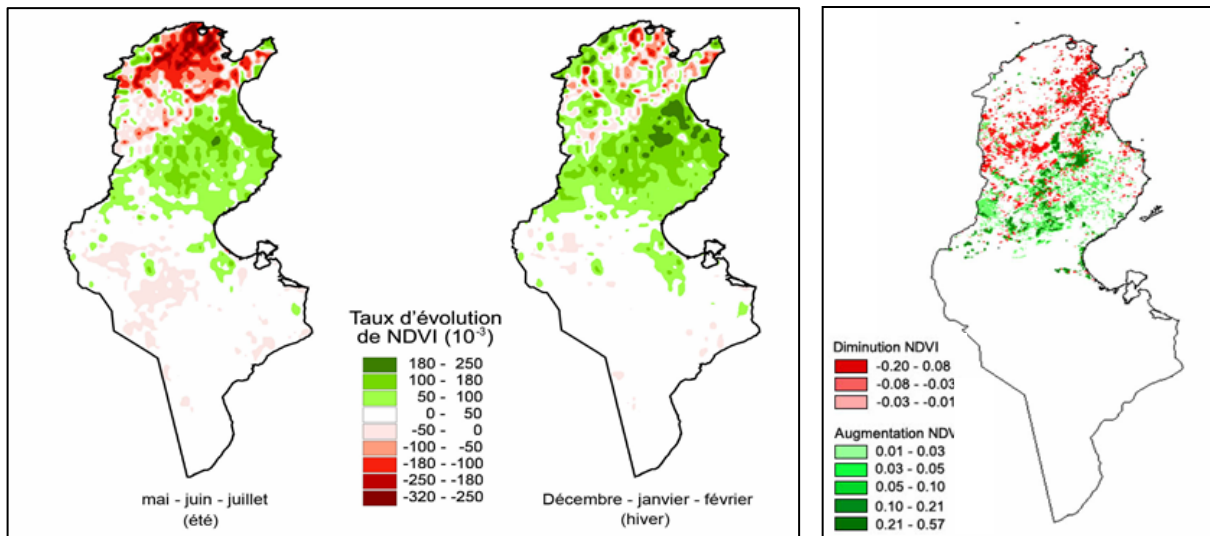


Figure 8 : Evolution la biomasse végétale en été et en hiver en Tunisie du Nord

Figure 9 : Evolution de l'NDVI en Tunisie du Centre

Pour cela on a essayé de confronter les résultats trouvés avec les données climatiques et socio-économiques :

2.1. Confrontation des résultats trouvés avec les données climatiques

D'après la carte suivante (figure n°10) qui représente la répartition des événements pluviométriques exceptionnels annuels, nous remarquons que les probabilités d'occurrence sont faibles au Nord et au Sud. Dans le Centre, l'occurrence est la plus importante où elle

oscille entre 8.0 et 12 % [Dallel, 2009]. De même pour les rapports à la moyenne pluviométrique de l'automne (figure n°11), ils sont enregistrés également au Centre où ils dépassent parfois 7 fois notamment en automne.

De la même façon que les Tmax, on a calculé la moyenne de la lame d'eau (différence entre Pluie et Evaporation) pour les périodes 1970-1975 et 2000-2007. Pour les deux périodes, la lame d'eau est pratiquement négative sur l'année (figure n°12). Néanmoins, dans le Centre du pays, elles sont moins négatives en 2000-2007 qu'en 1970-1975. Ceci pourrait être aussi, l'une des causes qui a favorisé la tendance à l'augmentation de l'NDVI.

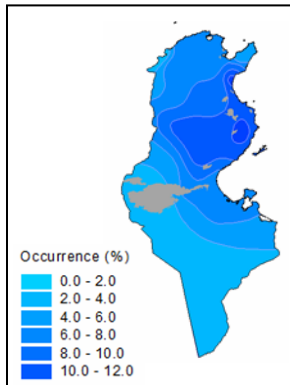


Figure 10 : Occurrence de pluies exceptionnelles annuelles (1909-2009)

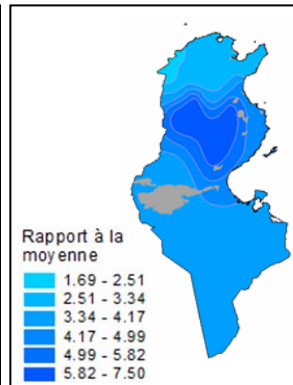


Figure 11 : Rapports pluviométriques à la moyenne de l'automne

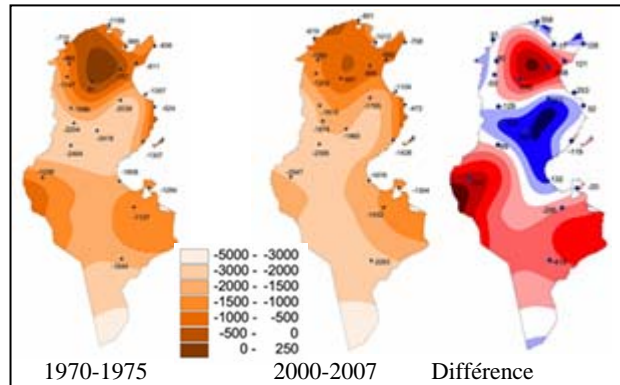


Figure 12 : Evolution de la lame d'eau en Tunisie entre 1970 et 2007

2.2. Confrontation des résultats trouvés avec les données socio-économiques

Grâce à la résolution fine de Landsat, on a pu détecter notamment dans le Centre de la Tunisie, des zones de fortes différences positives comme dans la région de Bouhajla dans le gouvernorat de Kairouan et dans la région de Regueb dans le gouvernorat de Sidi Bouzid (figure n°13). Dans ces gouvernorats, comme nous le remarquons sur la figure n°14, les superficies irriguées sont en nette évolution depuis 1992 [DGF, 1995].

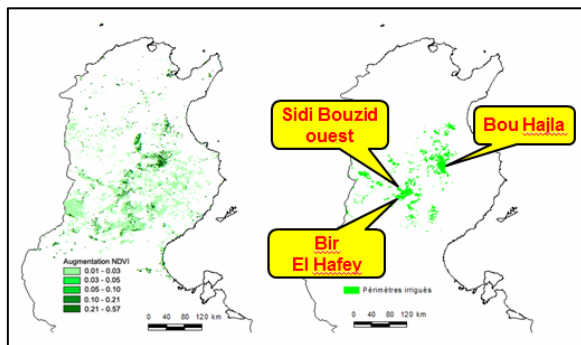


Figure 13 : Les périmètres irrigués dans les gouvernorats du Centre-ouest de la Tunisie

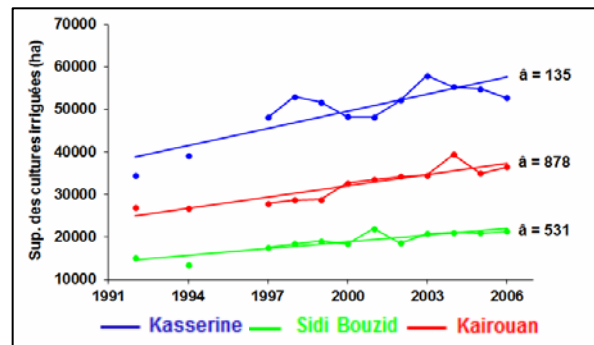


Figure 14 : Evolution des superficies agricoles dans le Centre-ouest de la Tunisie entre 1992 et 2006

En comparant les périmètres publics irrigués (PPI) et ceux privés (PP), on a constaté que ces derniers c'est-à-dire les périmètres privés contribuent fortement à cette augmentation de l'NDVI contrairement aux périmètres irrigués publics. Ici, nous pouvons citer le cas de Kairouan comme le montre le tableau n°1 :

Tableau 1 : Evolution des superficies des cultures irriguées dans les périmètres publics irrigués (PPI) et les périmètres privés (PP) Privés de Kairouan entre 1999 et 2006

Année	Périmètres publics irrigués (PPI) en %	Périmètres irrigués privés PP en %
1999	33.1	66.9
2000	31.8	68.2
2001	31.2	68.8
2002	25.4	74.6
2003	26.5	73.5
2004	26.4	73.6
2005	27.5	72.5
2006	27.3	72.7

Office de développement du Centre-ouest, 2010

Dans le gouvernorat de Kairouan, nous remarquons que, durant la période 1992-2006, la part des périmètres privée est presque supérieure au double. Cette tendance à l'augmentation nous l'avons remarquée aussi dans le gouvernorat de Sidi Bouzid.

Conclusion

Malgré l'effort d'aménagement agricole fait par l'état dans la région du Centre depuis les années 70. Ces efforts d'aménagement ont permis de s'adapter aux effets négatifs des variations climatiques récentes malgré le fait que la zone est parmi les plus vulnérables du pays.

Néanmoins, la région connaît un réel problème de gestion des ressources en eau et si on ne trouve pas de solutions pérennes aux problèmes posés, les effets des changements climatiques prévus pourraient l'emporter et la région connaîtrait un déclin socio-économique important et même très grave.

Bibliographie

- Anyamba A. et Tucker C.J., 2005 : Analysis of Sahelian vegetation dynamics using NOAA-AVHRR NDVI data from 1981–2003. *Journal of Arid Environments* **63**, 596–614.
- Boughrara A., Trabelsi Y. et Sakka M., 2007 : Indice de végétation normal (NDVI) et impact du réchauffement global du climat sur la biomasse végétale en Tunisie. *Actes du XX^{ème} Colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, **10**, 134-138.
- Dallel J., 2009 : Les évènements pluviométriques exceptionnels en Tunisie : Recherche d'une téléconnexion avec les Oscillations Nord Atlantique et étude d'impacts hydrologiques. Université de Tunis. 348 pages.
- Direction Générale des Forêts, 1995 : Résultats du premier inventaire forestier national en Tunisie. RTMA, 88 pages.
- Goward, S. N., Markhan, B., Dye D. G., Dulaney W. and Yang J., 1991 : Normalized Difference Vegetation Index measurements from the Advanced Very High Resolution Radiometer. *Remote Sensing of Environment* **35**, 257–277.

RESTRUCTURATION URBAINE ET CONFORT THERMIQUE: SCENARIOS DE MODÉLISATION A CURITIBA (BRESIL) POUR LA COUPE DU MONDE DE FOOTBALL DE 2014

DANNI-OLIVEIRA I. M., MENDONÇA F., DUMKE E. S., SCHMITZ L.K.

LaboClima – Dep Geographie- UFPR /Brésil – chico@ufpr.br; inesmdo@ufpr.br; eliane.dumke@gmail.com,
schmitz@ufpr.br

Résumé : *Curitiba, une des principales villes brésiliennes, va accueillir certains matches de la Coupe du Monde de Football 2014. La ville est donc l'objet de grands projets urbains, notamment la construction de nouvelles voies de transport, qui peuvent entraîner d'importantes altérations au climat urbain et au confort thermique. L'objectif de ce travail est la modélisation du système climat urbain et du confort thermique dans le cadre de la re-urbanisation de Curitiba. Les étapes de la recherche sont: 1) La modélisation de la forme urbaine et de la fonction urbaine, 2) Le prélèvement des données (température et humidité relative) dans des sites préalablement définis, 3) La construction de scénarios de confort thermique pour la ville. Cette étude vise à contribuer aux politiques publiques de planification et de gestion urbaine de Curitiba, visant à assurer le confort thermique pour la vie urbaine.*

Mots-clefs : *Climat urbain, re-urbanisation, confort thermique, Curitiba*

Abstract : *Urban restructuring and thermal comfort: scenarios for modelling of Curitiba/Brazil after World Cup 2014. Curitiba, a major Brazilian cities, will host some games of the Coup's 2014 World Cup. The city is, therefore, targets of large urban interventions, notably the construction of new routes, which can result in significant alterations to the urban climate and thermal comfort. The objective of this research is the modeling of urban climate system and thermal comfort in the framework of re-urbanization of Curitiba. Stages of the research are: 1) The modeling of urban form and urban function, 2) the measure of data (air temperature and relative humidity) in previously defined places, 3) The construction of scenarios for thermal comfort. This study will contribute to public policy planning and urban management in Curitiba, to ensure thermal comfort for urban life.*

Key-words : *Urban climate, re-urbanisation, thermal comfort, Curitiba*

Introduction

Curitiba est une des villes brésiliennes choisie pour accueillir la Coupe du Monde de Football de 2014. En raison de cet événement la mairie a mis en œuvre plusieurs projets d'infrastructures dans le cadre d'une restructuration urbaine, parmi lesquelles la construction de la Ligne Verte (figure 1) et du Métro urbain (figure 2). Ces deux projets visent à améliorer la mobilité urbaine et, en même temps, promouvoir la densification et la diversification de l'utilisation des bâtiments le long de ces axes. Les principaux changements du paysage urbain - formes et fonctions urbaines - mèneront à des changements dans le climat urbain, particulièrement en ce qui concerne le confort thermique.

La Loi Municipale 9800/2000 a changé la configuration de la ville linéaire pluri-axiale, principale caractéristique urbaine de Curitiba jusqu'à alors, car la croissance démographique a entraîné une tendance à l'augmentation de la densité. Dans l'ensemble, des nouveaux amendements ont été inclus, permettant de modifier les paramètres d'occupation et de l'utilisation des terres le long de la vieille route BR-116, aujourd'hui complètement intégrée dans la ville. Cette route, qui est devenue un corridor de transport, a été récemment transformée en avenue - la Ligne Verte, dont les paramètres urbains indiquent de fortes densités et verticalité.

De nouvelles options pour le transport public, en bus sur la Ligne Verte ou dans le futur avec la première ligne de Métro, conduiront à la consolidation de l'occupation des terres adjacentes aux axes de transport, ce qui peut introduire d'importants changements sur le climat urbain et les topo climats de la ville. La Ligne Verte sera le sixième axe du réseau de transport intégré (ITN) : située dans la partie orientale de la ville, elle va permettre l'intégration des quartiers et de la population de cette partie de la RMC - Région

Métropolitaine de Curitiba. Une fois terminée, elle aura une longueur totale de vingt-huit kilomètres, desservant environ 23 districts et 287.000 habitants (IPPUC, 2008).

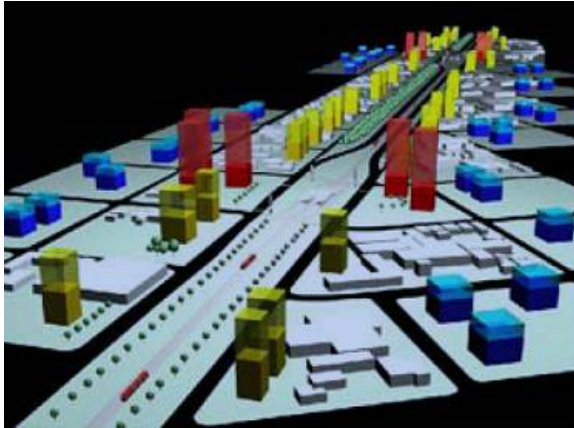


Figure 1 : Curitiba/PR: Projet de la Ligne Verte (www.ippuc.org.br)

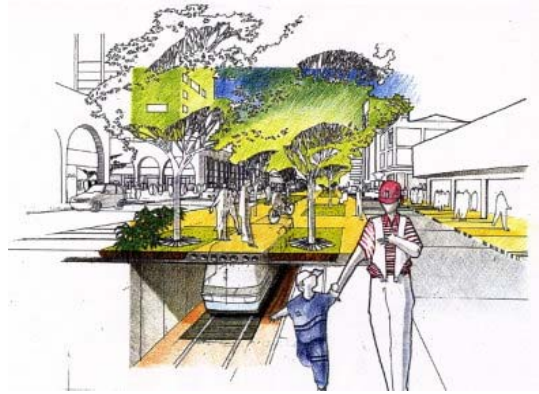


Figure 2 : Curitiba/PR: Projet du Métro Urbain (www.ippuc.org.br)

Cet article vise à analyser et élaborer des scénarios de confort thermique, en vue des changements importants prévus pour la ville, basés sur la modélisation du SCU – Système Climat Urbain (Monteiro, 2003). La recherche consacrée aux conditions climatiques intra urbaines résultant de la croissance, du développement urbain et de la restructuration urbaine en cours, vise à contribuer à la planification des politiques publiques et à la gestion urbaine de Curitiba, soulignant les problèmes éventuels et proposant des mesures pour assurer le confort thermique urbain.

Dans une perspective plus vaste, les effets probables du changement climatique global se traduiront par des conséquences graves pour les régions tropicales. La population urbaine sera exposée à l'effet combiné du réchauffement climatique et du réchauffement des villes, notamment l'intensification du phénomène d'îlot de chaleur urbain. Il est à noter que l'une des conséquences prévisibles du changement climatique global est liée à la variabilité croissante du climat, qui peut conduire à l'extension et/ou la fréquence des situations de températures extrêmes.

Ainsi, les questions de l'urbanisation, du réchauffement global et des pénuries d'énergie soulignent l'importance d'étudier les tendances du climat urbain, permettant l'utilisation de différentes méthodes pour la planification axée sur le climat. En effet, les connaissances sur la climatologie urbaine parmi les urbanistes sont presque inexistantes et il existe peu d'outils disponibles pour la planification (Eliasson, 2000; Johansson, 2006). Ainsi, en analysant la production scientifique brésilienne relative à l'étude du climat urbain, Assis (2005) a dénombré très peu de publications utilisées dans la planification urbaine. Les études portent sur des aspects très généraux et sont, en grand partie, orientées vers la description des éléments du climat urbain. Peu d'études portent sur la modélisation comme une base d'aide à la décision dans la planification urbaine. Or, la modélisation permet de formuler des recommandations qui peuvent être comparées aux données expérimentales pour fonder des stratégies de planification urbaine.

Cette recherche vise à prédire - grâce à la modélisation - les conditions climatiques urbaines en liaison avec la mise en œuvre de deux projets de restructuration urbaine (la Ligne Verte et le Métro) qui favoriseront l'intensification de l'utilisation des terres le long des routes principales. L'objectif est de maintenir le confort thermique des secteurs où l'étalement urbain sera le plus important grâce à des recommandations de planification urbaine.

1. Méthodologie

La méthodologie de recherche est le SCU (Système Climat Urbain, Monteiro, 2003) et est structurée en tenant compte de l'occupation actuelle des zones sélectionnées pour l'application de scénarios pour l'avenir, en fonction du changement attendu dans la structure urbaine. Les procédures de recherche sont les suivantes :

- a. Modélisation de la forme et de la fonction urbaines résultantes de la mise en œuvre de la Ligne Verte et du Métro;
- b. prélèvement de données météo-climatiques dans des endroits choisis en fonction des perspectives de l'urbanisation prévues dans les projets de la Ligne Verte et du Métro ;
- c. Construction de scénarios (modélisation) de confort thermique urbain.

Un premier test a eu lieu du 22 au 25 février 2011 (été austral) avec l'objectif de prélever des données climatiques à différents endroits le long des deux lignes de transport conformément au projet de la mairie de Curitiba (figure 7). Un secteur a été sélectionné dans la zone urbaine déjà consolidée (figure 3 - Secteur A) et l'autre dans la zone d'expansion (figures 4 et 5 – Secteur B), avec des paramètres urbains similaires à celles proposées aux alentours de la Ligne du Métro et de la Ligne Verte.



Figure 3 : Curitiba/PR - Secteur A – Ligne du Métro.



Figure 4 : Curitiba/PR. Secteur B – Ligne Verte



Figure 5 : Curitiba/PR. Ligne Verte en implantation.



Figure 6 : Prélèvements de données le long de la Ligne Verte.



Figure 7 : Curitiba/PR. Projet de la Ligne Verte et du Métro.

Les données ont été recueillies sur les quatre cotés des secteurs trois fois par jour: 07:00h-08:00h, 14:00h-15:00h et 19:00h-20:00h, à partir d'équipements installés dans des abris météorologiques (figure 6) spécifiques pour ce type de travail. Dans les abris ont été installés des systèmes d'enregistreurs de données du type HOBO et des thermo-hygromètres pour recueillir des données de température et d'humidité relative de l'air. Nous avons aussi utilisé des anémomètres numériques et des thermomètres infrarouges laser pour la lecture des températures de surface. Les données recueillies ont ensuite été enregistrées sur des feuilles de calcul, ainsi que les données observées de la couverture nuageuse (ciel clair, ciel partiellement obscurci et couvert) et le nombre de voitures en circulation pendant trois minutes avant les mesures.

2. Résultats partiels

La figure 8 montre les conditions météo-climatiques régnant à Curitiba pendant la période de prélèvements de données terrain et les types de temps observés pendant ces 4 jours de travail (seul le secteur A sera utilisé ici pour illustrer l'étude). Les deux premiers jours de mesure (22 et 23 février) ont été assez nuageux, avec une prédominance de ciels partiellement couverts, qui a causé une variation journalière de température d'environ 7°C et une variation de 40% de l'humidité relative de l'air; les précipitations ont augmenté tout au long des 4 jours (de 2mm à 22mm par jour) tandis que la vitesse du vent s'est montrée, en général, faible (moins de 1m/s).

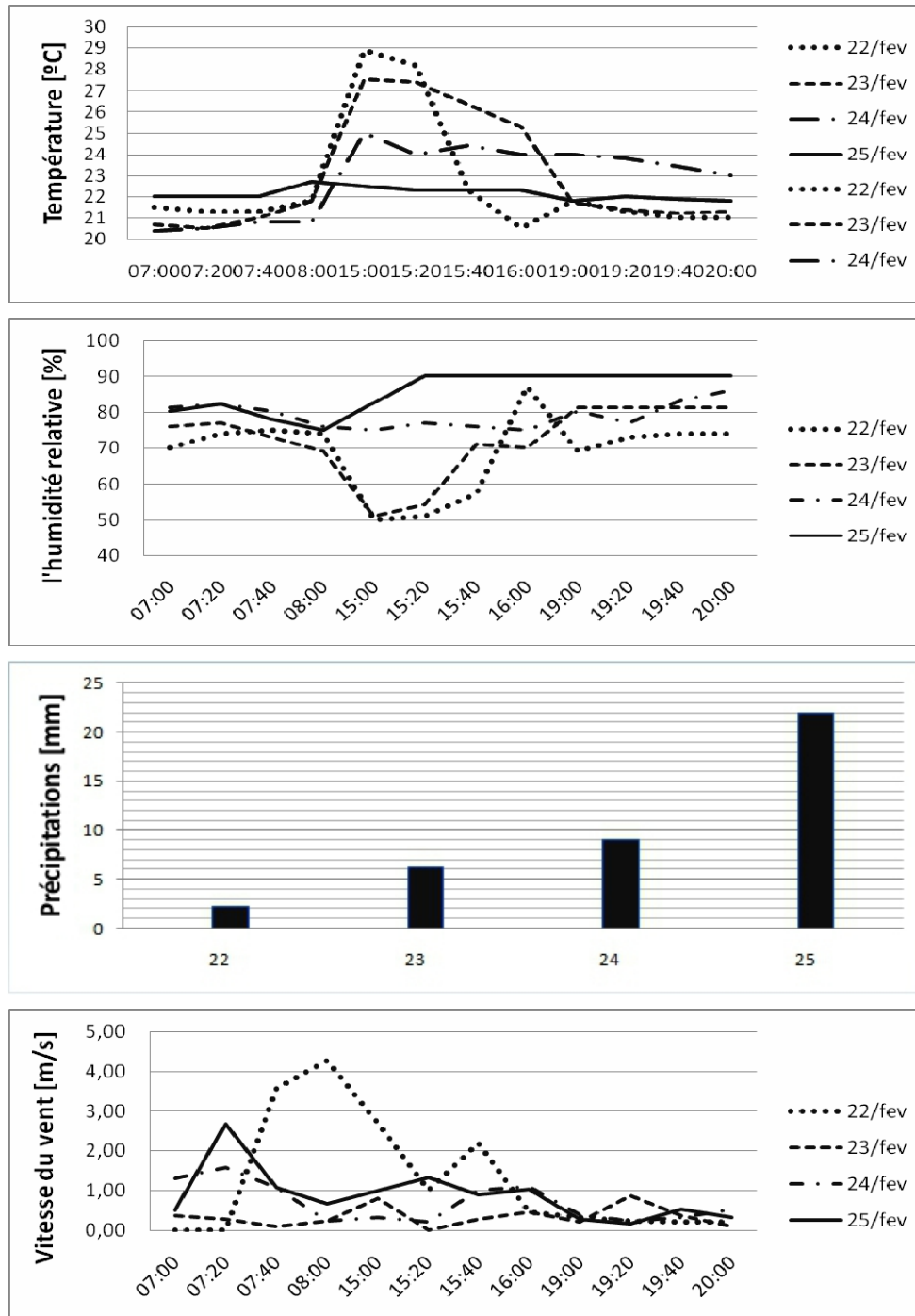


Figure 8 : Curitiba/PR (Brésil) – Secteur A / Types de temps (22 à 25/02/2011)

Les données de 07:00-08:00h du matin, sous un ciel à moitié couvert, montrent une légère élévation de la température (1°C) et une baisse de l'humidité de l'air (25%) par rapport aux premières heures de la matinée. Dans l'après-midi, les premières mesures (14:00h et 14:20h) montrent les températures les plus élevées de la journée, tandis que peu après (14:40h et 15:00h) on observe un refroidissement lié à la couverture nuageuse complète et des averses, type de temps très courant pendant l'été à Curitiba. Les températures de la nuit (19:00 à 20:00h) atteignent des niveaux similaires à celles de la matinée. Durant ces deux jours les valeurs des précipitations restent faibles : 2,2mm et 6,0 mm.

Au cours des deux derniers jours de prélèvements de données (le 24 et le 25 février) le ciel était complètement couvert, ce qui explique la forte humidité de l'air et les températures basses pour la saison. Le 25 février la température et l'humidité sont restées remarquablement stables ; la température n'a changé que d'environ 1°C, le ciel est resté couvert et l'humidité très élevée pendant toute la période, en particulier l'après-midi et le soir. Le vent a été très influencé par la circulation sur la voirie où les mesures ont été faites tant par rapport à la direction qu'à la vitesse, montrant ainsi l'effet de l'urbanisation.

La faible variation thermique (7°C) et hygrométrique (40%) au cours de la période d'analyse montre qu'il n'y avait pas de formation d'un état d'inconfort thermique total dans le secteur A, utilisé ici comme un exemple. Les températures sont restées autour de 25°C et l'humidité relative supérieure à 50%, situation limite pour le confort thermique humain, surtout liée à une humidité relative élevée en particulier en début de matinée et en début de soirée.

Conclusion

Les données recueillies dans cette expérience indiquent que la ré-urbanisation de Curitiba devra prendre en compte des paramètres tels que l'entretien des espaces verts et la faible densité de bâtiments, parmi d'autres actions basées sur des principes écologiques. De cette façon, il est possible d'envisager de bonnes conditions de confort thermique pour la population vivant dans les environs de la voirie urbaine projetée – La Ligne Verte et la ligne du Métro.

Quoi qu'il en soit, les types de temps analysés dans le secteur A (avec des bonnes conditions de confort thermique) ne doivent être considérées que comme des résultats partiels. La recherche devra aussi analyser les conditions pendant l'hiver (mai à septembre), quand les températures (0°C à 15°C) et l'humidité relative (plus de 70%) donnent lieu à la situation d'inconfort thermique élevé dans la ville (Dumke, 2007).

Les données recueillies seront aussi utilisées pour la mise en place d'un modèle climatique qui sera utilisé dans le cadre du programme de simulation des scénarios et de modélisation du climat futur résultant de la restructuration urbaine de Curitiba.

Bibliographie

- Assis E. S., 2005: A abordagem do clima urbano e aplicações no planejamento da cidade: reflexões sobre uma trajetória. In: *VIII Encontro Nacional e IV Encontro Latino-Americano sobre Conforto no Ambiente Construído*, 2005, Maceió. Anais do VIII ENCAC e IV ELACAC. Maceió: Roriz, M.; Cabús, R. e Ghisi, E. (ed.), ANTAC, v. 1. p. 92-101.
- Danni-Oliveira I. M., 2000: *A cidade de Curitiba e a poluição do ar: implicações de seus atributos urbanos e geoecológicos na dispersão de poluentes em período de inverno*. Tese (Doutorado em Geografia). Universidade de São Paulo. São Paulo, 320 p.
- Dumke E., 2000: *Clima urbano e condições de vida na cidade, uma perspectiva a partir do Aglomerado Urbano da Região Metropolitana de Curitiba - PR*. Tese (Doutorado em Meio Ambiente e Desenvolvimento), UFPR. Curitiba, 265 p.

- Eliasson I., 2000: The use of climate knowledge in urban planning. *Landscape and Urban Planning*, **48**, 31-44.
- IPPUC – Instituto de Pesquisa e Planejamento Urbano de Curitiba. 2008. 2011: Caracterização de Curitiba. Disponível em: <<http://www.ippuc.org.br>>. Acesso em 25 jan.
- Johansson E., 2006: *Urban Design and outdoor thermal comfort in warm climates*. Tese (Doutorado). Lund University: Lund, Suécia. 237 p.
- Mendonça F., 2001: *Clima e criminalidade: ensaio analítico da correlação entre a temperatura do ar e a incidência da criminalidade urbana*. Curitiba: Editora da UFPR, 182p.
- Mendonça F., Dubreuil V., 2006: Termografia de superfície e temperatura do ar na RMC (Região Metropolitana de Curitiba). *Revista RA'E GA*, Curitiba, Editora UFPR, **9**, 25-35.
- Monteiro C.A.F., 2003: Teoria e Clima Urbano. In: MONTEIRO, C. A. de F; MENDONÇA, F. (Org.) et al. *Clima urbano*. São Paulo: Contexto, p. 9-67.

REMERCIEMENTS

Cette recherche est financée par Le Ministère de La Science et Technologie (CNPQ – Conseil National de Développement Scientifique) du Brésil.

ANALYSE COMPARATIVE DES DONNEES PLUVIOMETRIQUES IN-SITU VS TRMM3B42 PENDANT LA SAISON DES PLUIES AU MATO GROSSO

DELAHAYE F.1, DUBREUIL V.¹, MACHADO L.A.T.²

¹ COSTEL UMR 6554 CNRS LETG, Université Rennes 2, Place du Recteur H. Le Moal, 35043 Rennes CEDEX, France. {florian.delahaye@uhb.fr; vincent.dubreuil@uhb.fr}

² Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) Rodovia Pres. Dutra, km 40Cachoeira Paulista/SP – 12630-000, Brasil {luiz.machado@cptec.inpe.br}

Résumé : La validation de l'algorithme TRMM3B42 est réalisée à partir d'une centaine de stations gérées par l'ANA à l'échelle du Mato Grosso pour les mois de janvier de 2005 à 2008. Chaque volume précipité d'une cellule de la grille satellitaire (0,25°*0,25°) est comparé statistiquement aux valeurs ponctuelles des données au sol. On relève une corrélation moyenne R de 0,67 sur la période étudiée. Les biais et les RMSD moyens sont respectivement de 0,24 mm et de 18,11 mm. Les SKILL sont cependant faibles; d'autres techniques de validation d'algorithmes de précipitations sont alors envisagées. A partir de l'analyse temporelle des critères statistiques, on note des variations quantitatives des estimations des précipitations par satellite en fonction des intervalles de temps considérés.

Mots-clés : Précipitations, télédétection, Algorithmes, Région Centre Ouest du Brésil

Abstract : Analysis of data rainfall in-situ vs TRMM3B42 during the wet season in Mato Grosso. The validation of the algorithm TRMM3B42 is made from a hundred stations operated by the ANA across Mato Grosso for January of 2005 to 2008. Each precipitate volume in a grid cell satellite (0,25 ° * 0,25 °) is compared statistically with the values of specific ground data. There is an average correlation R of 0.67 over the period studied. Bias and RMSD means are respectively 0.24 mm and 18.11 mm. The SKILL are fairly low, others techniques for validation of rainfall algorithms are then considered. The temporal analysis of statistical criteria shows that there is noticeable variation of quantitative estimates of rainfall by satellite as a function of time intervals.

Key words : Rainfall, remote sensing, Algorithms, Brazilian Central West Region

Introduction

Les faibles densités spatiales des réseaux de stations pluviométriques sont des problèmes récurrents pour de nombreuses régions du monde. La détection des précipitations par satellite permet alors de pallier cette lacune. L'estimation des précipitations est élaborée à partir des données IR (*Infra Red*) et MW (*Micro Waves*) provenant respectivement des satellites géostationnaires et des satellites LEO (*Low Earth Orbit*). Les données IR ont une bonne résolution temporelle mais seule une relation indirecte avec les précipitations peut être obtenue avec ces données. A l'inverse, les données MW permettent d'étudier les mécanismes internes des nuages mais cette mesure plus directe des précipitations est à nuancer du fait d'une résolution temporelle insuffisante par rapport à la forte variabilité spatio-temporelle des précipitations. En effet, les mesures à partir des instruments MW sont au mieux disponibles deux fois par jour par satellite. La combinaison de ces différents produits est alors une méthode appropriée pour le suivi des précipitations. De nombreux algorithmes d'estimations des précipitations ont été développés et appliqués à différentes régions du monde. Levizzani et al. (2007) répertorient ces différentes techniques d'estimation. A partir de 2003, l'IPWG (*International Precipitation Working Group*) a mis en place différents projets de validation et d'inter-comparaison de produits opérationnels et semi-opérationnels sur différentes régions du monde. Le CICS (*Cooperative Institute of Climate Studies _University of Maryland*) élabore ainsi un suivi proche du temps réel des précipitations quotidiennes en Amérique du Sud à partir des algorithmes TRMM3B42 RT, GSMAP, CMORPH, GEO, NOGAPS, des modèles GFS, ETA, et de l'hydro-estimateur du CPTEC. Ces différents produits sont validés statistiquement à partir des données pluviométriques quotidiennes au sol issu du CPC /

NOAA (*Climate Prediction Center / National Oceanic and Atmospheric Administration*) avec une résolution d'une cellule de la grille de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ (Vila *et al.*, 2009).

Dans ce papier, on étudie les précipitations quotidiennes obtenues à partir de l'algorithme TRMM3B42 à l'échelle de l'Etat du Mato Grosso. Les mesures sont réalisées en saison des pluies, lors des mois de janvier sur la période de 2005 à 2008. Le réseau de stations pluviométriques de l'ANA (*Agência Nacional de Aguas*) sert de référence à la validation des données satellitaires. Ensuite, l'analyse temporelle des erreurs d'estimation permet de montrer le meilleur intervalle de temps pour la détection et l'étude des précipitations. Ces résultats permettent de mieux appréhender les données hydro-climatiques utilisées dans différents domaines d'activité tels que l'agronomie.

1. Données utilisées

1.1. Les données hydro-climatologiques au Mato Grosso

L'Amazonie Brésilienne est caractérisée par deux principaux types de climats : les climats « équatoriaux » sur sa majeure partie et les climats « tropicaux » à saisons alternées aux limites orientales et méridionales. Ce gradient d'axe Nord-Ouest/Sud-Est est marqué par une forte variabilité spatio-temporelle des précipitations. La transition entre l'« équatorial » et le « tropical » est difficile à déterminer (Dubreuil, 2005). Les climats à régime « équatorial » sont caractérisés par des précipitations annuelles cumulées supérieures à 1800 mm. La saison sèche varie entre 0 et 3 mois. Les précipitations annuelles cumulées des climats à régime « tropical » sont comprises entre 1200 mm et 1500 mm. Les rythmes saisonniers varient entre une saison humide et une saison sèche durant de 4 à 7 mois. De nombreux auteurs ont décrit les différents régimes de précipitations pour les régions équatoriales et tropicales (Marengo, 2004 ; Espinoza *et al.*, 2009).

Le Mato Grosso se situe sur la zone de transition entre ces deux types de climat. La carte des régimes moyens pluviométriques mensuels de cet Etat montre un gradient Nord/Sud. Ainsi, le Nord de l'Etat est sous l'influence d'un climat subéquatorial avec des précipitations annuelles cumulées proches de 1800 mm alors que les régions méridionales et occidentales ont un climat à régime tropical. Les cycles saisonniers sont caractérisés par une alternance de saisons sèches pendant l'hiver austral (Juin-juillet-août) et de saisons humides pendant l'été austral (décembre-janvier-février). Cette alternance des régimes saisonniers des précipitations s'explique par les circulations atmosphériques. Ces dernières sont déterminées par des transports de chaleur provoqués par des variations méridiennes et zonales du bilan radiatif. Au Mato Grosso, à partir de septembre, on observe la mise en place de basses pressions continentales sur cette région. Les masses d'air sec associées à l'anticyclone tropical de l'Atlantique sud refluent vers le sud-est. La formation de systèmes convectifs locaux ou organisés en relation avec la ZCAS (Zone de Convergence de l'Atlantique Sud), dont les interactions avec la ZCIT (Zone de Convergence Inter Tropicale) se développent dans un flux dominant de N, NW (Arvor D., 2009).

1.2. Données de validation

Le jeu de données au sol utilisé pour la validation de l'algorithme TRMM3B42 est géré par l'ANA (*Agência Nacional de Aguas*). En 2008, 181 stations sont recensées sur l'Etat du Mato Grosso (Arvor D. 2009). Dans cette étude, on relève les précipitations quotidiennes pour les mois de janvier sur la période de 2005 à 2008 des stations dont la disponibilité des mesures est de 100%. Ainsi, le nombre d'observations (n) pour les mois de janvier 2005, 2006, 2007 et 2008 sont respectivement de 139, 137, 126 et 114 ; soit une densité moyenne d'une station

pour 7029,50 km² sur la période étudiée. La figure 1 montre le réseau de toutes les stations pluviométriques retenues.

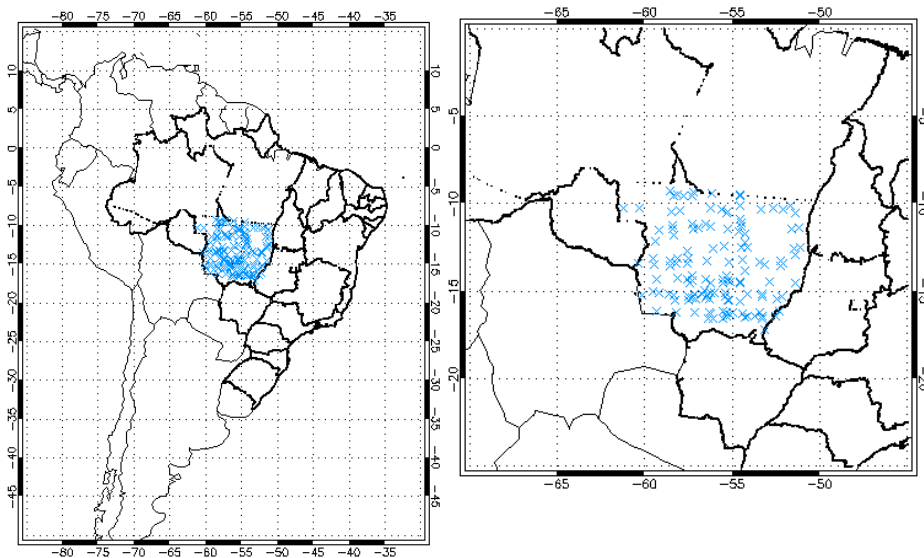


Figure 1 : Réseau des stations pluviométriques ANA utilisées au Mato Grosso

La faible densité et la distribution hétérogène des données au sol posent les limites de la validation de l'algorithme TRMM3B42. Plusieurs méthodes d'interpolation permettent d'obtenir une homogénéité spatiale des données au sol. La méthode de krigeage est la plus utilisée (Ali *et al.* 2005). En Amazonie, de nombreux auteurs ont montré que les précipitations, caractérisées par une forte variabilité spatio-temporelle sont principalement d'origine convective. Le seuil de superficie minimale pour qualifier un système convectif de méso-échelle dans cet espace varie entre 3.500 et 10.000 km². Il peut être alors largement supérieur à la densité moyenne des stations pluviométriques disponibles au Mato Grosso égale à 5010 stations par km². Afin de comparer les données satellites avec les données au sol, on réalise une extraction du taux des précipitations du pixel de l'image satellite (0,25*0,25°) aux latitude et longitude d'une station pluviométrique correspondante.

2. Analyse statistique

Le critère pris en compte pour la validation des produits d'estimation des précipitations est l'intensité. Ainsi, à partir de ces critères statistiques, on cherche à évaluer la fiabilité des algorithmes à mesurer les intensités précipitées.

Des calculs statistiques ont été développés afin de comparer les différents algorithmes d'estimation des précipitations par satellites et les données au sol (Laurent *et al.* 1998; Ebert, 2007). Ces analyses ont pour objectif de mesurer les erreurs et qualifier les estimations des précipitations issues des méthodes précitées. Les paramètres statistiques utilisés sont le biais, le root mean square difference RMSD, et le skill score index SKILL (ou indice de Nash). Le coefficient de corrélation R n'est pas utilisé pour la validation étant donné son interprétation peu évidente. En effet, ce critère statistique ne donne pas la proportion de variance de la mesure par l'algorithme qui est prévisible à partir de la donnée *in-situ* (Murphy, 1995).

3. Résultats

3.1. Résultats de validation

Les estimations des précipitations de l'algorithme TRMM3B42 extraites et les données observées au sol (n stations) sont moyennées pour chaque jour de janvier sur la période 2005-2008 (Figure 2). La corrélation entre les deux bases de données va de $R=0,38$ (n=139) pour le mois de janvier 2005 à $R=0,85$ (n=126) pour le mois de janvier 2006. La corrélation moyenne pour la période est de $R=0,67$. Ces écarts de corrélations peuvent s'expliquer par une quantité d'observations au sol et des taux de précipitations variables d'une année à l'autre. A titre de comparaison, D. Arvor (2009) a trouvé un coefficient de corrélation $R=0,69$ (n=116) pour l'Etat du Mato Grosso pour la période 2004-2005. Pour l'ensemble de l'Amérique du sud, Vila et al. (2009) ont obtenu un coefficient de corrélation $R=0,43$ en utilisant 90% des stations du réseau pluviométrique et $R=0,44$ en utilisant 10% pour le mois de janvier 2004.

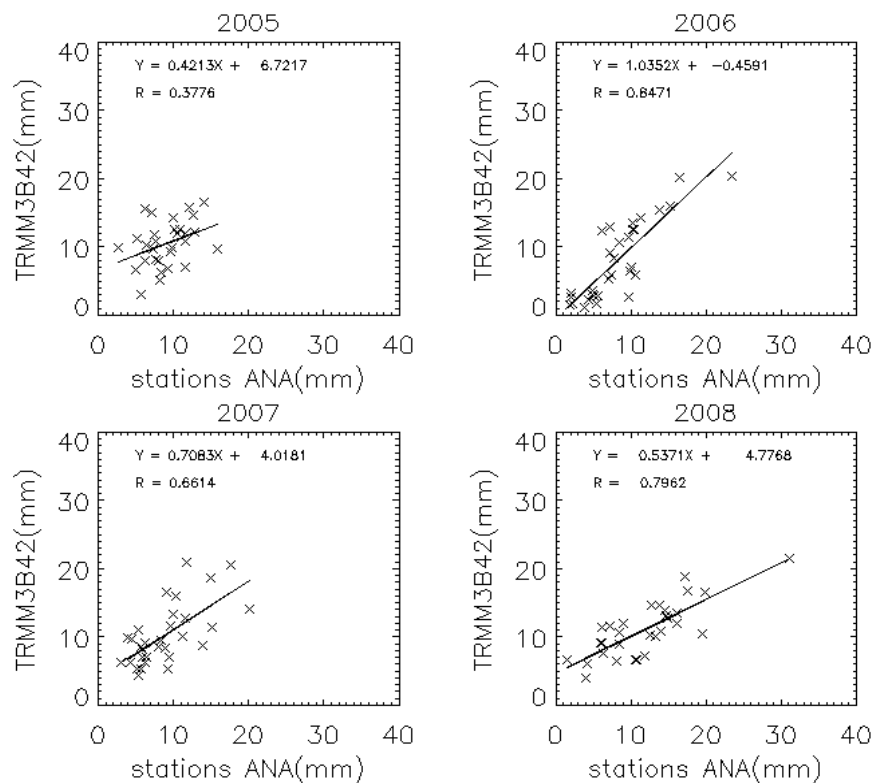


Figure 2 : Estimations des précipitations de l'algorithme TRMM3B42 versus les données observées au sol moyennées pour tous les jours de janvier sur la période 2005-2008

Le tableau 1 présente les résultats statistiques calculés à partir des critères développés par Laurent et al., (1998). On retrouve des biais et des RMSD importants en 2005 et 2007, ce qui corrobore les dispersions d'estimations observées dans la figure 2. Les biais montrent une légère surestimation des mesures satellitaires par rapport aux données au sol avec un biais moyen (2005-2008) de 0,24 mm et une sous-estimation pour le mois de janvier 2005. Cette surestimation est aussi montrée dans l'étude d'Arvor (2009) au Mato Grosso et dans l'étude de Vila et al. (2009) en Amérique du Sud. L'erreur moyenne RMSD (2005-2008) est proche de 18 mm pour un taux de précipitation moyen observé P de 312,17 mm. Cette erreur d'estimation varie en fonction des précipitations. Le RMSD est, ici, environ deux fois plus

élevé que l'étude se focalisant sur l'Amérique du Sud. Le skill score index est négatif pour tous les mois de janvier de 2005 à 2008. Ce qui signifie que l'estimation par satellite est moins bonne que la moyenne des valeurs de référence pour la période étudiée.

Tableau 1 : Résultats statistiques pour les mois de janvier 2005, 2006, 2007 et 2008 (saison humide)

<i>TRmm3b42</i>				
<i>moyenne</i>	P (mm)	Biais (en mm)	Rmsd (en mm)	Skill
Jan 2005 (n=139)	327,32	1,51	17,74	-0,55
Jan 2006 (n=137)	249,50	0,17	15,24	-0,93
Jan 2007 (n=126)	318,20	-1,45	18,71	-0,31
Jan 2008 (n=114)	353,67	0,74	20,74	-0,65
Jan (2005-2008)(n=129)	312,17	0,24	18,11	-0,61

3.2. Analyse temporelle des erreurs d'estimation par l'algorithme TRMM3B42

L'analyse temporelle des erreurs d'estimation des précipitations par satellite présente différents intérêts. On peut observer l'évolution de la qualité des mesures satellitaires. Ensuite, il est possible d'utiliser le meilleur intervalle de temps d'estimation dans des modèles climatologiques ou agronomiques.

Les critères statistiques sont moyennés en fonction du nombre de jours donnés (période de 1 à 31 jours) (Figure 3). Les graphiques des biais et des RMSD présentent une amélioration de la qualité d'estimation des précipitations par l'algorithme sur la quasi-totalité de la période considérée. Ainsi, les biais (2005-2008) tendent vers une valeur proche de 0 mm en fonction du nombre de jours. On observe que les erreurs d'estimation RMSD diminuent fortement pour le mois de janvier 2006 et tendent vers une stabilisation pour les années 2005, 2007 et 2008.

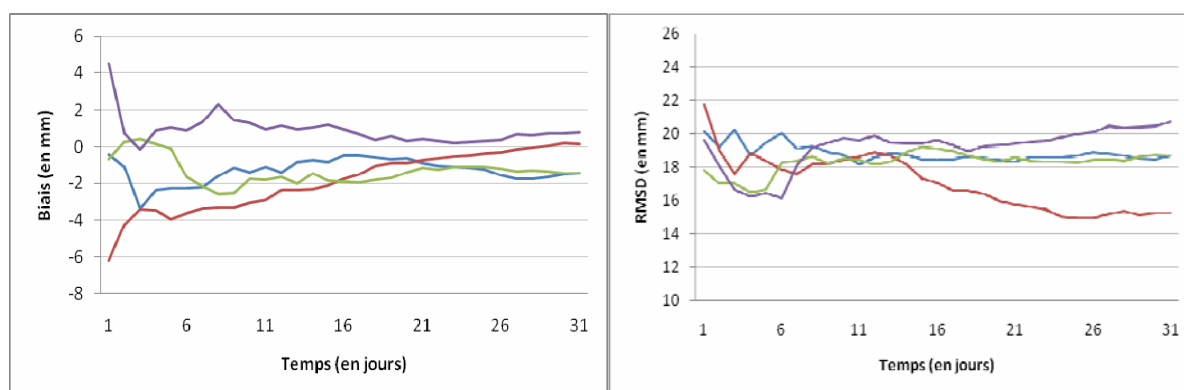


Figure 3 : Evolution temporelle des moyennes des Biais (à gauche) et des RMSD (à droite) sur la période des mois de janvier 2005(en bleu), 2006(en rouge), 2007(en vert) et 2008 (en mauve).

Conclusion et perspectives:

Les résultats des erreurs d'estimations sont comparables à d'autres études de validation de l'algorithme TRMM3B42. Cependant, la vérification des données au sol doit être approfondie afin de garantir une meilleure base de données de référence. En outre, on envisage d'utiliser d'autres techniques de validation. En effet, dans cette étude, on compare la valeur d'un pixel du produit satellitaire de résolution spatiale (0.25*0.25°) largement supérieure à la donnée pluviométrique ponctuelle *in-situ*. Enfin, l'analyse temporelle de la qualité des erreurs d'estimation montre globalement une amélioration des estimations satellitaires à mesure que l'on intègre les pluies du mois.

Cette étude est préliminaire à une inter-comparaison d'algorithmes multi-sources à l'échelle de l'Amazonie brésilienne. Ainsi, différentes méthodes d'estimations globales ; GPCP-1DD (Xie P., *et al.*, 2003), et PERSIANN (Hsu, *et al.* 1997) seront validées à partir des stations pluviométriques du PCDs (Cptec-INPE) en 2008. L'objectif de cette recherche est de trouver une relation entre les sous-estimations et surestimations des algorithmes en fonction du type de nuages précipitants.

Références bibliographiques :

- Ali, A., Lebel, T. and Amani, A., 2005, Rainfall estimation in the Sahel. Part I: Error function. *Journal of Applied Meteorology*, **44**, pp.1691-1706.
- Amani, A., Diedhiou, A. and Lebel, T., 2005, Rainfall estimation in the Sahel. Part II: Evaluation of rain gauge networks in the CILSS countries and objective intercomparison of rainfall products. *Journal of Applied Meteorology*, **44**, pp.1707-1722.
- Arvor D., 2009 : *Etude par télédétection de la dynamique du soja et de l'impact des précipitations sur les productions au Mato Grosso (Brésil)*, Thèse de Doctorat, Géographie, Université Haute Bretagne, 199 pages.
- Dubreuil V., 2005 : *Climats et pionniers du Mato Grosso : apport des données satellitaires et de la modélisation pour le suivi des interactions nature/société dans une région de front pionnier de l'Amazonie brésilienne, Dossier pour l'Habilitation à Diriger des Recherches à l'Université de Haute Bretagne*, 230p.
- Ebert, E.E., 2007, Methods for verifying satellite precipitation estimates. In: *Measuring Precipitation from space : EURAINSAT and the future*. Levizzani, V., Bauer, P. and Turk, F.J., eds., Springer, pp. 345-356.
- Espinoza, J.C., et al. 2009a. Spatio-Temporal rainfall variability in the Amazon Basin Countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia and Ecuador). *International Journal of Climatology* 29: 1574–1594.
- Hsu, K., Gao, X., Sorooshian, S. and Gupta, H.V., 1997, Precipitation estimation from remotely sensed information using artificial neural networks. *Journal of Applied Meteorology*, **36**, pp. 1176-1190.
- Janowiak, J.E. and P.A. Arkin, 1991. Rainfall variations in the tropics during 1986-1989, as estimated from observations of cloud-top temperatures. *J. Geophys. Res.*, **96**, Supplement, 3359-3373.
- Laurent, H., Jobard, I. and Toma, A., 1998, Validation of satellite and ground-based estimates of precipitation over the Sahel. *Atmospheric Research*, **47-48**, pp. 651-670.
- Levizzani V., Bauer P. and Turk, F.J., (Editors) 2007, Measuring Precipitation from space : EURAINSAT and the future. *Advances in Global change research* **28**, Springer, 722 pp. ISBN 978-1-4020-5834-9.
- Marengo, J., 2004. Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin. *Theoretical and applied climatology* **78**, 79–96.
- Murphy, A.H., 1995, The coefficient of correlation and determination as measures of performance in forecast verification. *Weather Forecasting*, **10**, pp. 681-688.
- Vila D. A., De Goncalves L. G. G., Toll D. L., Rozante J. R., 2009: Statistical Evaluation of Combined Daily Gauge Observations and Rainfall Satellite Estimates over Continental South America, *J. Hydrometeor.*, **10**, 533–543.
- Xie, P., J. E. Janowiak, P. A. Arkin, R. Adler, A. Gruber, R. Ferraro, G. J. Huffman, and S. Curtis, 2003: GPCP pentad precipitation analyses: An experimental dataset based on gauge observations and satellite estimates. *J. Climate*, **16**, 2197– 2214.

VARIABILITES CLIMATIQUES AU NORD-OUEST DE L'EUROPE ET RELATIONS AVEC L'ATLANTIQUE NORD DEPUIS LA FIN DU XVII^e SIECLE

DIEPPOIS B¹, DURAND A¹, FOURNIER M¹, MASSEI N¹, ROUSSEAU D², SEBAG D^{1,3}

¹ Université de Rouen, CNRS-INSU, Laboratoire M2C, UMR 6143, Mont-Saint-Aignan, France.

² Conseil Supérieur de la Météorologie, Toulouse, France.

³ Université de Montpellier, IRD, Laboratoire HSM, UMR 5569, Montpellier.

Résumé : Depuis la fin du XVII^e siècle, l'observation de la variabilité climatique à long-terme au nord-ouest de l'Europe montre, de part et d'autre de la Manche, une évolution régionale des précipitations et globale des températures. Pour les modes de variabilité pluriannuels à décennaux, les relations statistiques ont changé continuellement. Au contraire, les modes pluridécennaux apparaissent en relation avec l'AMO à Kew Garden et la NAO à Paris lors des anomalies pluviométriques excédentaires (Kew Garden : 1733-1891 ; Paris : 1927-2010). Les anomalies froide (fin du XVII^e siècle) et chaude (début du XIX^e siècle) sont en relation avec l'AMO. Au regard de ces analyses, dissocier l'impact anthropique récent de la variabilité naturelle paraît difficile aux échelles pluriannuelles et décennales. Mais, à l'échelle pluridécennale, les changements observés entre la fin du XVIII^e et le début du XIX^e siècle, permettent de s'interroger sur un impact anthropique précoce.

Mots-clés : NW Europe, Variabilité climatique, Analyse du signal, AMO, NAO

Abstract : *Climate variability over NW Europe and links with North Atlantic since the end of 17th century*

Since the end of the 17th century, the observation of a long-term climate variability in NW Europe shows a regional rainfall and a global temperature evolutions on the both sides of the Channel. Statistical relationships continuously changed from interannual to decadal modes. On the contrary, the multidecadal modes reveal a link with AMO in Kew Garden and NAO in Paris during the rainfall positive anomalies (Kew Garden: 1733-1891; Paris: 1927-2010). The cold (end of the 17th century) and warm anomalies (beginning of 19th century) are related to AMO. According to our study, at interannual and decadal scales, it is difficult to separate the anthropogenic impact from the natural variability. But at a multidecadal scale, between the end of 18th to the early of 19th century, the observed changes can be linked to an early anthropogenic impact.

Keywords : NW Europe, Climate variability, Signal analysis, AMO, NAO

Introduction

Dans le contexte actuel de changements climatiques et environnementaux, la connaissance de la variabilité du climat passé est un élément essentiel de la compréhension du changement actuel. Si la description des changements locaux et régionaux peut être réalisée relativement facilement, il en est tout autrement de la compréhension des mécanismes atmosphériques mis en jeu compte tenu du rôle de l'océan, d'une part, et des circulations atmosphériques de l'hémisphère nord, d'autre part. Ainsi, les études récentes ont montré l'existence de liens entre les caractéristiques météorologiques (précipitations et températures) et l'Oscillation Nord Atlantique (NAO) (Rogers, 1997 ; Massei *et al.*, 2007), ou encore avec la température de surface de l'océan Atlantique nord (Atlantic Multidecadal oscillation : AMO) (Sutton et Hodson, 2005). Quelles sont les fréquences de ces relations ? Ces relations ont-elles toujours existé ? Ont-elles évolué au cours du temps, notamment depuis la fin du Petit Age Glaciaire ?

Nous proposons d'identifier, à l'aide de méthodes dérivées du traitement du signal, les différents modes de variabilités qui structurent les précipitations et la température du NW de l'Europe, ainsi que leurs fluctuations depuis la fin du XVII^e siècle. Puis il s'agira d'identifier les relations avec les régimes climatiques NAO et AMO.

1. Données

Les cumuls mensuels de précipitations utilisés dans cette étude sont issus de la base de données du « Global Historical Climate Network » (GHCN-2). Nous avons disposé de neuf stations pluviométriques : Mansfield, Podeshole, Oxford, Kew Garden, Lille, Paris, Rouen, Strasbourg, Nantes (Fig.1) ; ainsi que deux indices de températures, à Paris (Rousseau, 2009)

et en Angleterre Centrale (zone délimitée par Bristol, Londres et le Lancashire) (Manley, 1974). Ces chroniques de longueurs variables présentent toutes plus de 150 ans de mesures, ce qui permet d'observer les changements depuis la fin du petit âge glaciaire (fin du XVIII^e siècle) (Fig.1). Dans un souci de synthèse, lors de l'analyse des précipitations, nous présenterons uniquement les résultats de Kew Garden (résultats similaires aux stations Britanniques) et Paris (résultats similaires aux stations françaises).

Pour l'étude des relations précipitations/températures et les indices climatiques, nous avons utilisé l'indice NAO mensuel reconstruit depuis 1658 par Lutherbacher *et al.* (1999), et l'indice AMO annuel reconstruit depuis 1567 par Gray *et al.* (2004). Ces données sont disponibles en accès libre sur le site du « NOAA Paleoclimatology Program ».

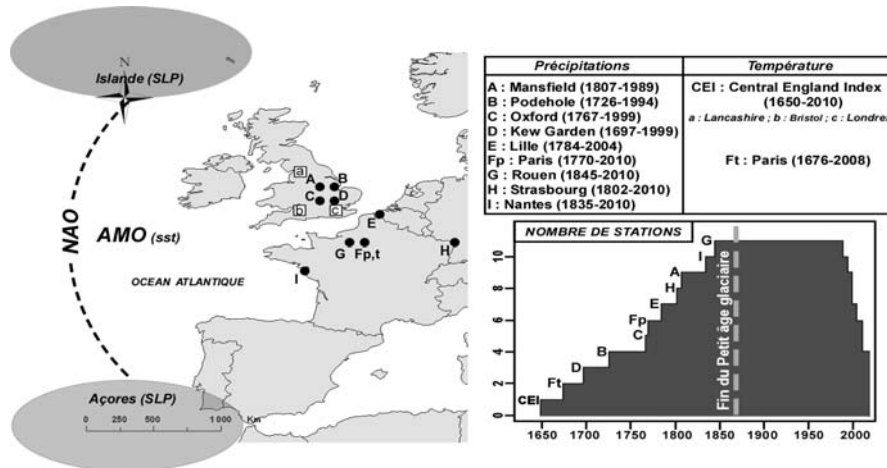


Figure 1 : Localisation des stations du NW Europe et durées des chroniques disponibles (cumuls mensuels des précipitations et températures moyennes mensuelles) : A : Mansfield ; B : Podehole ; C : Oxford ; D : Kew Garden ; E : Lille ; F : Paris ; G : Rouen, H : Strasbourg, I : Nantes. Localisation des différents forçages climatiques étudiés, NAO et AMO.

2. Analyses des précipitations et températures

2.1 Méthodes

Les données de températures et précipitations sont dans un premier temps l'objet d'analyses descriptives. Nous avons appliqué une régression polynomiale non paramétrique (type LOESS), avec un ajustement de fenêtre à 100% ce qui permet d'observer les variations à long terme de la tendance.

Ensuite, des méthodes plus complexes comme les analyses spectrales, et plus particulièrement la Transformée en Ondelettes Continues (CWT), ont été utilisées afin d'explorer le contenu fréquentiel des séries chronologiques. La CWT permet de décomposer un signal en une somme d'ondes de longueurs finies, localisées dans le temps. Ceci permet d'analyser les variations localisées de puissance (variance) et visualiser les instationnarités du contenu fréquentiel d'un signal.

2.2 Analyses descriptives

La tendance des cumuls de précipitations à Kew Garden présente de faibles variations. On remarque trois anomalies pluviométriques : deux anomalies déficitaires (négatives), avant 1733 et depuis 1891, et une anomalie excédentaire (positive) entre 1733 et 1891 (Fig.2A1). A Paris, la tendance varie également peu, mais les anomalies pluviométriques semblent être opposés : déficitaire entre 1784 et 1926, puis excédentaire (Fig.2B1). Concernant les températures moyennes annuelles, les observations sont quasi-similaires entre Paris et le

Central England Index (Fig.2A2-B2). Les séries présentent une anomalie chaude depuis le début du XIXe siècle (1904 : Angleterre ; 1918 : Paris) (Fig.2A2-B2).

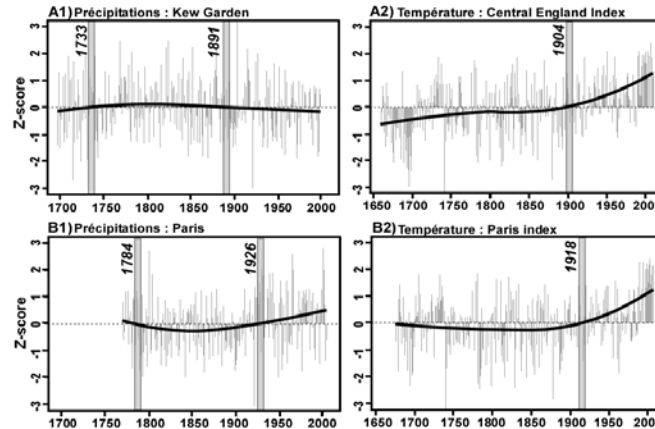


Figure 2 : A : cumuls annuels standardisés des précipitations (1) et températures moyennes (2) LOESS sur les périodes 1697-1999 (1) et 1650-2010 (2) en Angleterre. B : même analyse pour Paris sur les périodes 1770-2010 (1) et 1676-2008 (2). (trait continu : LOESS-100%)

2.3 Analyses spectrales

A Kew Garden, pour les précipitations la CWT permet d’observer trois modes de variabilité dominants : un mode pluridécennal à 30-60 ans, un mode décennal à 9-16 ans et un mode pluriannuel à 4-7 ans (Fig.3A1). Certains modes peuvent être dominants au cours du temps : le mode décennal sur les périodes 1700-1750 et 1860-1940, le mode pluridécennal lors des périodes 1740-1800 et 1860-1920, le mode pluriannuel se renforce après 1940 (Fig.A1). A Paris, on remarque aussi des modes pluridécennal, décennal et pluriannuel : 50-80 ans, 16-23 ans, et 4-8 ans (Fig.3B1). La variance de ces modes augmente à certaines périodes : après 1850, pour le mode pluridécennal; pour le mode décennal, avant 1800, sur la période 1900-1930 et après 1960; et le mode pluriannuel est observé épisodiquement depuis 1770 (Fig.3B1).

Pour les températures, les modes de variabilité sont très semblables en Angleterre et à Paris (Fig.3A2-B2). On remarque quatre modes de variabilité : trois modes pluri décennaux à 60-90 ans, 30-45 ans, 16-30 ans ainsi que des modes décennaux peu exprimés (Fig.3A2-B2). Le mode 50-90 ans est plus puissant avant 1750 et depuis 1900 (mode 40-70ans à Kew Garden), dans l’intervalle il est remplacé par le mode 30-45 ans moins intense (Fig.3A2-B2). Le mode 16-30 ans est plus fort avant 1800 (Fig.3A2-B2).

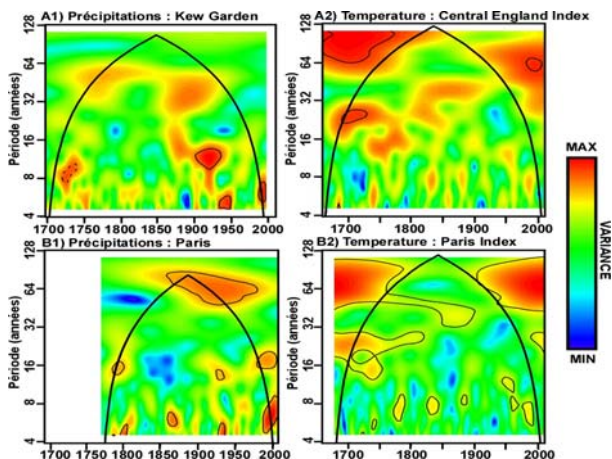


Figure 3 : A : spectre en ondelettes des cumuls de précipitations (1) et de la moyenne des température (2) (données mensuelles) sur les périodes 1697-1999 (1) et 1650-2010 (2) en Angleterre. B : même figure pour Paris sur les périodes 1770-2010 (1) et 1676-2008 (2). (trait gras : cône d’influence ; traits fins : limite de confiance 90%)

3. Relations avec l'Atlantique Nord

3.1. Méthodes

Les analyses de cohérence par ondelettes permettent d'identifier des oscillations communes significatives entre deux signaux à certaines échelles et pour certains intervalles de temps (Fig.4.A), sans que cela implique une corrélation entre les deux signaux au sens strict (Maraun, 2006). La phase associée à ce calcul montre le retard entre les deux signaux : (i) un signal s'approchant de la valeur π ou $-\pi$ sera en opposition de phase donc avec un retard minimum entre les maxima et les minima des deux signaux, (ii) au contraire une valeur proche de 0 aura un écart minimum et les signaux seront en phase, (iii) les valeurs proches de $\pi/2$ et $-\pi/2$ ou en quadrature de phase (retard intermédiaire) sont difficilement interprétables.

3.2. Résultats : Précipitations & Atlantique Nord (AMO, NAO)

Pour les précipitations à Kew Garden, le mode pluri décennal (30-60 ans) apparaît en cohérence et en opposition de phase avec l'indice AMO. Depuis 1850, cette relation en opposition de phase se prolonge sur le mode 50-80 ans (Fig.4A1-B1). Pourtant depuis 1770, les précipitations à Paris sont cohérentes avec l'AMO sur le mode pluri décennal (50-80 ans) mais en quadrature de phase (Fig.4A2-B2). A Kew Garden et Paris, sur les échelles décennale et pluriannuelle, les relations sont cohérentes, mais présentent alternativement les trois types de retard (opposition, en phase ou en quadrature) (Fig.4A-B).

Les précipitations à Kew Garden sont moins cohérentes avec la NAO, surtout après 1850, période durant laquelle la phase entre les signaux semble changée (Fig.4.C1). A échelle pluridécennale (50-80 ans) la relation est en opposition de phase puis en phase, et inversement aux échelles décennale et pluriannuelle (Fig.4.D1). A Paris, les précipitations et la NAO sont cohérentes aux échelles décennale (16-23 ans) et pluri décennale (50-80 ans) (Fig.C2). On observe une relation en opposition de phase depuis 1960 (mode 16-23 ans) et une relation en phase depuis 1870 (mode 50-80 ans) (Fig.D2).

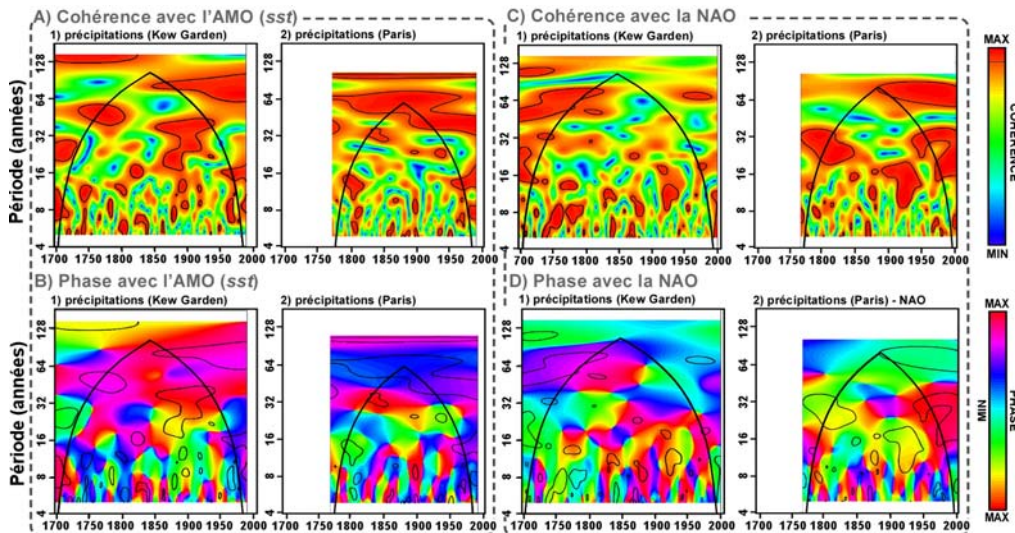


Figure 4 : A (B) : spectre de cohérence (phase) par ondelettes entre l'indice AMO et les précipitations à Kew Garden (1) et Paris (2) (données mensuelles) sur les périodes 1697-1999 (1) et 1770-2010 (2). C (D) : spectre de cohérence (phase) par ondelettes entre l'indice NAO et les précipitations à Kew Garden (1) et Paris (2) (données mensuelles) sur les périodes 1697-1999 (1) et 1770-2010 (2). (trait gras : cône d'influence ; traits fins : limite de confiance 90%)

3.3. Résultats : Température & Atlantique Nord (AMO, NAO)

Sur les modes de variabilité pluridécennale (50-90 ans, 40-70 ans), les températures à Kew Garden et Paris montrent une cohérence en opposition de phase avant 1750 (50-90 ans) puis en phase après 1950 (40-70 ans) avec l'indice AMO (Fig.5A-B). A cette échelle fréquentielle, la NAO et les températures présentent peu de cohérence (Fig5C). Mais, depuis 1950 sur le mode 50-90ans, on observe une cohérence en phase entre la température à Paris et la NAO (Fig5C2-D2). Depuis le mode 16-30 ans jusqu'à l'échelle pluriannuelle, nous remarquons que les températures à Kew Garden et Paris montrent une cohérence en opposition de phase avec l'AMO et en phase avec la NAO (Fig5). Cette observation semble s'atténuer au cours du temps, et notamment la cohérence température/NAO qui chute fortement après 1800 (Fig5C).

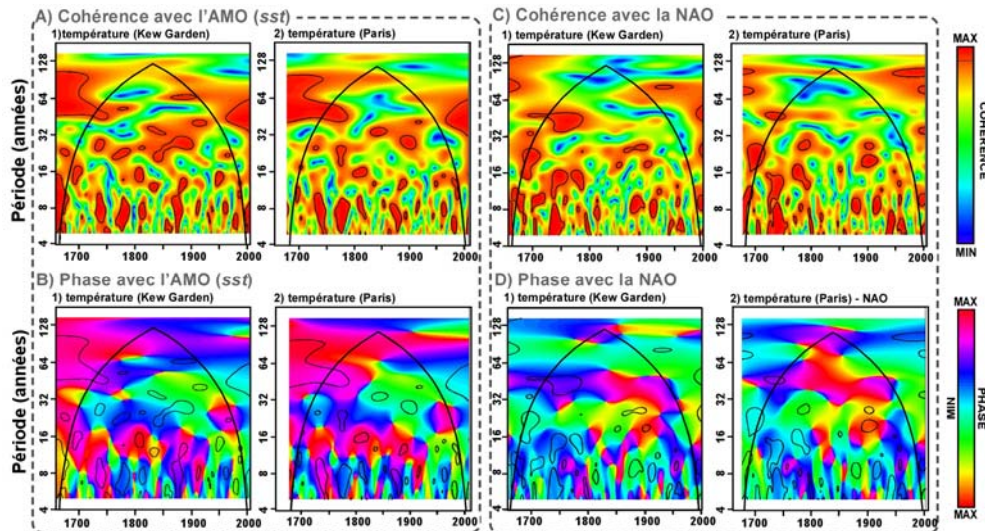


Figure 5 : A (B) : spectre de cohérence (phase) par ondelettes entre l'indice AMO et les températures à Kew Garden (1) et Paris (2) (données mensuelles) sur les périodes 1650-2010 (1) et 1676-2008 (2). C (D): spectre de cohérence (phase) par ondelettes entre l'indice NAO et les températures à Kew Garden (1) et Paris (2) (données mensuelles) sur les périodes 1650-2010 (1) et 1676-2008 (2). (trait gras : cône d'influence ; traits fins : limite de confiance 90%)

Discussion et conclusion

Selon nos observations, Kew Garden (représentative des stations d'Oxford, Mansfield, Podeshole) et Paris (id: Rouen, Lille, Strasbourg, Nantes) présentent des variations pluviométriques presque opposées, et des variations de température très similaires (Fig.2). En effet, les modes de variabilité (ainsi que leurs répartitions dans le temps) sont différents pour les précipitations et semblables pour les températures (Fig.3). Ceci suggère des facteurs de contrôle climatique à la fois régionaux (précipitations) et globaux (températures). Comme le proposent Parker *et al.* (2007) l'influence combinée de l'AMO et la NAO peut être à l'origine de « surprises » climatiques régionales. Nous avons observé que les modes pluridécennaux (Kew Garden : 30-60 ans ; Paris : 40-80 ans), concomitants des anomalies pluviométriques excédentaires (Kew Garden : 1733-1891 ; Paris : 1927-2010), sont en relation avec l'AMO à Kew Garden et avec la NAO à Paris. D'ailleurs, certains auteurs soulignent le rôle prépondérant des températures de l'océan Atlantique nord sur le climat du Centre de l'Angleterre (Knight *et al.*, 2006 ; Parker *et al.*, 2007). Les variations de températures apparaissent quant à elles très fortement liées aux modes pluri décennaux 16-30 ans et 50-90 ans (40-70 ans après 1900 à Kew Garden), en relation avec l'AMO (en opposition de phase puis en phase) lors des anomalies froide et chaude (début du XIXe siècle). Cependant à Paris, depuis 1950 sur le mode 50-90ans, une relation en phase avec la NAO se superpose à la relation température/AMO. Que ce soit pour les précipitations ou les températures, les

relations à l'échelle décennale et pluriannuelle existent mais sont moins bien établies (plus variables). Les études sur les précipitations sont moins nombreuses que celles concernant les températures. Néanmoins, Massei *et al.* (2007) remarquent des changements pluriannuels et décennaux sur les précipitations du Bassin Parisien (NW France), en relation avec la NAO entre les années 60 et 90. Cependant la physique des relations à long-terme, plus ou moins instationnaires, reste mal comprise. Pour cette raison des analyses prenant en compte le caractère spatial des séries (MCA-SVD) devraient être mises en œuvre.

Ces dernières décennies, en Atlantique Nord, il est difficile de séparer les parts naturelles et anthropiques dans les modifications climatiques (Shindell *et al.*, 1999 ; Gillett *et al.*, 2005). A cette échelle d'observation (~50ans), les variabilités pluriannuelles et décennales semblent plus vraisemblablement soumises à l'impact anthropique, alors que la variabilité pluridécennale est attribué à des facteurs naturels. Mais, selon nos observations, les relations observées aux échelles pluriannuelles et décennales ont changé continuellement depuis la fin du XVII^e siècle, donc les parts anthropique et climatique peuvent difficilement y être séparées. Au contraire, les changements observés à l'échelle pluridécennale apparaissent tous entre la fin du XVIII^e et le début du XIX^e siècle, ce qui pourrait être en relation avec un impact anthropique déjà agissant?

Bibliographie

- Gillett N.P., Allan R.J. & Ansell T.J., 2005: Detection of external influence on sea level pressure with a multi-model ensemble, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L19714, doi:10.1029/2005GL023640.
- Gray S.T., Graumlich L.J., Betancourt J.L. & Pederson G.T., 2004: A tree-ring based reconstruction of the Atlantic Multidecadal Oscillation since 1567 A.D., *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L12205, doi: 10.1029/2004GL019932.
- Knight J.R., Folland C.K., Scaife A.A., 2006: Climate impacts of the Atlantic Multidecadal Oscillation, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L17706, doi:10.1029/2006GL026242
- Lutherbacher J., Schmutz C., Gyalistras D., Xoplaki E., Wanner H., 1999: Reconstruction of monthly NAO and EU indices back to AD 1675, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2745-2748.
- Manley G., 1974: Central England Temperature: monthly means 1659 to 1973. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **100**, 389-405.
- Maraun D., 2006: *What Can We Learn from Climate Data? Methods for Fluctuation Time/Scale and Phase Analysis*. Universität Postdam, 127p.
- Massei N., Durand A., Deloffre J., Dupont J.P., Valdes D. & Laignel B., 2007: Investigating possible links between the North Atlantic Oscillation and Rainfall variability in northwestern France over the past 35years, *J. Geophys. Res.*, **112**, D09121, doi:10.1029/2005JD07000.
- Parker D., Folland C., Scaife A., Knight J., Colman A., Baines P., Dong B., 2007: Decadal to multidecadal variability and the climate change background, *J. Geophys. Res.*, **112**, D18115, doi:10.1029/2007JD008411.
- Rogers J.C., 1997: North Atlantic storm track variability and its association to the north Atlantic Oscillation and climate variability of northern Europe. *J. Climate*, **10**, 1635-1647.
- Rousseau D., 2009 : Les températures mensuelles en région parisienne de 1676 à 2008, *La Météorologie*, **67**, 43-55.
- Shindell D.T., Miller R.L., Schmidt G.A. & Pandolfo L., 1999: Simulation of recent northern winter climate trends by greenhouse-gas forcing, *Nature*, **399**, 452-455.
- Sutton R.T. & Hodson D.L.R., 2005: Atlantic Ocean Forcing of North American and European Summer Climate, *Science*, **309** (5731), 115-118.

CHANGEMENT CLIMATIQUE ET EVOLUTION DE LA MANGROVE DANS LA LAGUNE DE JOAL-FADIOUTH (SENEGAL)

DIEYE E.B.^{1,2} – DIAW A.T.² – SANE T.^{1,2} – SY O.^{1,2} – DIOH P.²

¹Université de Ziguinchor. BP : 523, Ziguinchor, Sénégal.

²Laboratoire d'Enseignement et de Recherche en Géomatique (LERG). BP: 25275, Dakar-Fann, Sénégal.
ebdieye@gmail.com - tahirou_diaw@yahoo.fr - tsane_sn@yahoo.fr - syoumarsy@gmail.com.

Résumé : Cette étude porte sur les effets du changement climatique sur la mangrove de la lagune de Joal-Fadiouth située sur le littoral sénégalais, dans la région de Thiès. Elle s'appuie sur une analyse diachronique d'images satellitaires et l'exploitation de données pluviométriques et de terrain. Les résultats montrent une stabilité globale de la mangrove, avec une tendance régressive entre 1972 et 1992 (-22,39% contre une extension de +8,79%) et une tendance progressive entre 1992 et 2005 (+25,34% contre une régression de -9,50%). Bien que les actions anthropiques restent un facteur important, la variabilité pluviométrique reste le facteur déterminant de l'évolution de la mangrove de la lagune. Le déficit pluviométrique a favorisé la disparition de la mangrove au profit des tannes ou sols salés et l'occupation de ces terrains non aedificandi par la population. La reprise de la pluviométrie en 1997 a entraîné la baisse de la salinité des eaux permettant ainsi le développement des palétuviers.

Mots-clés : Changement climatique, Evolution, Joal-Fadiouth, Mangrove, Télédétection.

Abstract : This study relates to the effects of climatic change on the mangrove of the Joal-Fadiouth lagoon, located on Senegalese coastal in the region of Thiès. It is based on a diachronic analysis of satellites images and the use of rainfall and field data. Results show a relative stability of the mangrove characterized by a regressive tendency from 1972 to 1992 (-22,39% vs an extension of +8,79%) and a progressive tendency from 1992 to 2005 (+25,34% vs a regression of -9,50%). Although the human actions remain a significant factor, the rainfall variability is the determining one of the lagoon mangrove evolution. The rainfall deficit supported the mangrove disappearance for the benefit of the "tannes" or salted areas, occupied by the population. The rainfall resumption in 1997 has favored the drop water salinity allowing in the way the mangrove development.

Keywords : Climate change, Evolution, Joal-Fadiouth, Mangrove, Remote sensing.

Introduction

La lagune de Joal-Fadiouth est située sur la Petite Côte du littoral sénégalais. Elle abrite deux localités traditionnelles sérères (Joal et Fadiouth) qui forment la commune du même nom. Elle est située à 106 km de Dakar (capitale nationale), 80 km de Thiès (capitale régionale) et 32 km de Mbour (capitale départementale) (fig. 1).

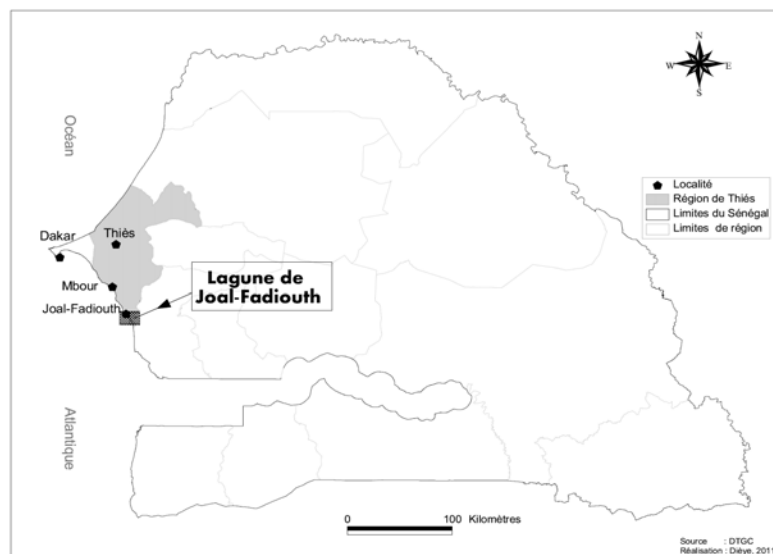


Figure 1 : Localisation de la lagune de Joal-Fadiouth

La ville de Joal est développée sur la flèche sableuse du Finio, long de 6 Km environ avec une largeur ne dépassant pas 600m. Le village de Fadiouth, île bâtie sur un amas coquilliers avec une forme grossièrement triangulaire, couvre une superficie de 14 ha.

La lagune offre une large palette d'unités géomorphologiques (mangroves, tannes, amas coquilliers, flèche littorale, bancs sableux) soumises à une dynamique littorale du fait de la relative ouverture de la lagune. La réduction de la durée de la saison des pluies et la sécheresse installée depuis les années 70 ont entraîné une augmentation de l'évaporation par rapport au drainage (Marius, 1995). A cela s'ajoute une concentration de la population sur un espace très réduit (Dioh, 1996). L'une des conséquences est la dégradation de la couverture végétale notamment la mangrove et la sursalure des tannes, entraînant ainsi une rupture dans l'équilibre des paysages (Dièye, 2007).

Cet article analyse les changements intervenus dans la mangrove de Joal-Fadiouth entre 1972 et 2005. Il s'appuie sur une cartographie de la mangrove, une estimation de leurs superficies par télédétection et leur mise en relation avec les données pluviométriques et de terrain.

1. Méthodologie

Elle tourne autour du traitement de données satellitaires et de l'analyse de données pluviométriques et de terrain.

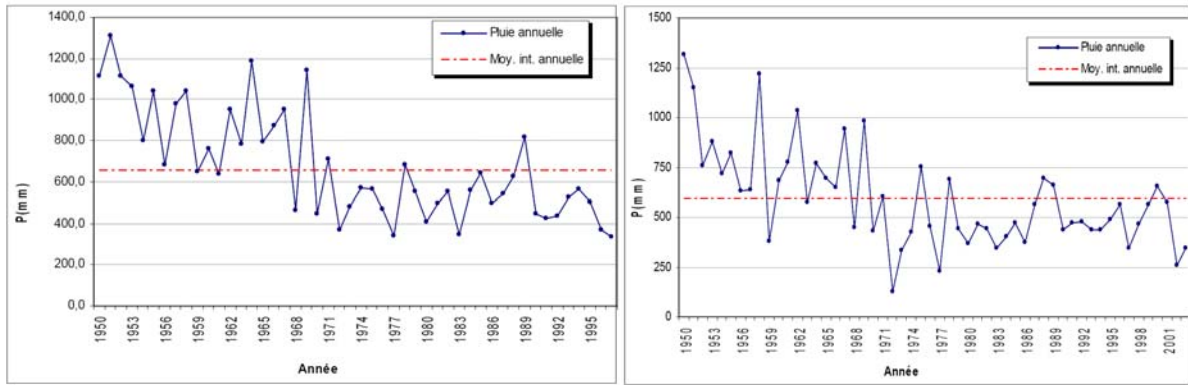
Pour le traitement des données satellitaires, des images Landsat acquises entre 1972 et 2002 et une image SPOT de 2005 ont été utilisées. Nous avons d'abord procédé à un calcul monodate des superficies pour ensuite cartographier les changements de la mangrove à partir des images de 1972, 1992 et 2005. Ainsi, pour la période 1972-1992, l'image Landsat de 1992 de 30m de résolution a été ramenée à la résolution de 57m de l'image Landsat MSS 1972 alors que pour la période 1992-2005, l'image SPOT de 20m a été ré-échantillonnée à la résolution de 30m de l'image Landsat 1992. Après des corrections géométriques minutieuses pour assurer une superposition au pixel près, les différentes images ont subi une classification supervisée. La classe « mangrove stable » regroupe les pixels de mangrove invariants entre deux dates alors que les classes « mangrove apparue » et « mangrove disparue » sont respectivement définies par les pixels de mangrove apparus ou disparus durant cette même période.

Pour l'analyse climatique, nous avons exploité les relevés pluviométriques de Joal et de la station synoptique de Mbour (ville située à 32 km au nord-ouest de Joal). Les différentes missions de terrain ont permis de valider les résultats de traitement des images satellitaires. Ils ont permis aussi de collecter des informations sur l'exploitation, la gestion et la protection de la mangrove.

2. Résultats

2.1. Evolution de la pluviométrie interannuelle sur la Petite Côte entre 1971 et 2003

L'analyse des données pluviométriques de Joal et de Mbour montre une forte variabilité interannuelle avec des écarts importants mais atténués à partir de 1989 (fig. 2 et 3). Les années très pluvieuses sont comprises dans la période 1950-1969 avec quelques années déficitaires à Joal (1959, 1961) et à Mbour (1959). Les années très peu pluvieuses sont essentiellement enregistrées à partir de 1970 avec quelques années excédentaires.



Figures 2 et 3 : Evolution annuelle de la pluviométrie moyenne à Joal (2) et à Mbour (3)

Ainsi, on peut retenir globalement deux périodes de l'évolution annuelle de la pluviométrie dans cette partie du littoral sénégalais : une période à pluviométrie excédentaire entre 1950 et 1969 et une période déficitaire à partir de 1970. Ces deux périodes ont été déterminantes dans la dynamique de la mangrove de la lagune de Joal-Fadiouth.

2.2. Superficies et cartographie des changements de la mangrove entre 1972 et 2005

Le calcul des superficies de la mangrove montre une période de dégradation progressive entre 1972 et 1999 avec cependant une augmentation de + 42,05 ha entre 1988 et 1992 (Tableau 1). Cette situation pourrait s'expliquer par la hausse de la pluviométrie observée durant cette dernière période. Entre 1999 et 2005, on remarque une augmentation des superficies, bien que faible mais progressive.

Tableau 1 : Evolution de la mangrove de la lagune de Joal-Fadiouth entre 1972 et 2005

Période	Durée	Superficie ¹ (ha)	Evolution ²	Etat de l'évolution
1972 - 1979	7 ans	881,13 (1972)-838,94 (1979)	- 42,19 ha	Régression
1979 - 1988	9 ans	791,13 (1988)	- 47,45 ha	Régression
1988 - 1992	4 ans	833,54 (1992)	+ 42,05 ha	Progression
1992 - 1999	7 ans	672,02 (1999)	- 161,51 ha	Régression
1999 - 2002	3 ans	696,19 (2002)	+ 24,16 ha	Progression
2002 - 2005	3 ans	793,18 (2005)	+ 96,99 ha	Progression

Les cartes de changement réalisées (fig. 4 et 5) confirment ces résultats et apportent des informations intéressantes sur la localisation des changements dans l'écosystème de mangrove de la lagune de Joal-Fadiouth. En effet, la disparition de la mangrove est intervenue plus entre 1972 et 1992 alors que la régénération est plus marquée entre 1992 et 2005. Ces évolutions sont plus localisées dans les parties nord-ouest et sud-est de la lagune, à la périphérie de la mangrove (fig. 4 et 5).

Les statistiques de cette évolution (Tabl. 2) mettent en évidence une période 1972-1992 marquée par une disparition plus accentuée de 22,39% et une apparition faible de 8,79% de la mangrove; alors qu'entre 1992 et 2005, la mangrove est plus stable (90,50%) avec une apparition de 25,34% contre une dégradation de 9,50% seulement.

¹ Les superficies sont monodates, l'année correspondante est mise entre parenthèse.

² Différence entre la superficie de l'année « d'origine » et celle « d'arrivée ».



Figure 4 : Evolution de la mangrove de la lagune de Joal-Fadiouth entre 1972 et 1992.

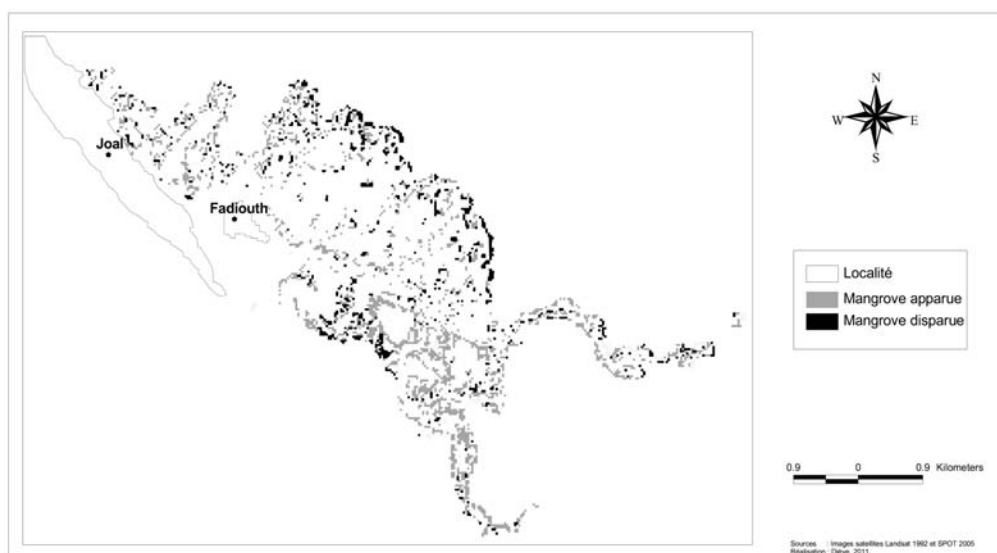


Figure 5 : Evolution de la mangrove de la lagune de Joal-Fadiouth entre 1992 et 2005.

Tableau 2 : Dynamique (%) de la mangrove de la lagune de Joal-Fadiouth entre 1972-1992 et 1992-2005.

Evolution de la mangrove	1972-1992	1992-2005
Stabilité	77,61	90,50
Disparition	22,39	9,50
Apparition	8,79	25,34
Taux Disparition	111,97	73,08
Taux Apparition	43,97	194,89
Taux Net	- 68,01	121,82

Sur le terrain, nous avons remarqué une relative stabilité de la mangrove autour de certains amas coquillers (fig. 6). Ces amas servent de lieux de culte - comme à Diotio, Fassanda, Facao et Tine-Dine au sud-est de Fadiouth - et compte tenu de leurs caractères mystiques, font l'objet d'une protection.



Figure 6 : Paysages de mangrove dans la lagune de Joal-Fadiouth

3. Discussions

Les résultats de cette étude indiquent une faible évolution d'ensemble de la mangrove marquée par une tendance régressive entre 1972 et 1992. Ils confirment et précisent les travaux de Dièye, (2001) et Diouf, (2003) qui, par une analyse de photographies aériennes, avaient conclu à une tendance générale à la baisse des superficies de la mangrove à Joal-Fadiouth entre 1954 et 1997. Dans cette évolution, la variabilité climatique, en particulier pluviométrique, a joué un rôle important et a été largement responsable de la dégradation des ressources végétales dans les pays soudano-sahéliens, suite aux périodes de grande sécheresse (Marius, 1995). L'analyse de la pluviométrie interannuelle à Mbour et Joal traduit un déficit important entre 1970 et 1997. La pluviométrie étant le seul apport significatif d'eau douce de la lagune, les effets de sa raréfaction se traduisent par un accroissement de la salinité et une remontée du sel. Aussi, les palétuviers, principalement le genre *Rhizophora*, qui supportent mal cette augmentation meurent. Le déficit pluviométrique reste le principal facteur de dégradation de la mangrove de la lagune entre 1972 et 1992. Cette analyse, confirmée par les travaux de Ackermann *et al.*, (2007) et Diéye *et al.*, (2008), est largement partagée par les habitants de la commune de Joal-Fadiouth qui sont unanimes quant au rôle principal de la pluviométrie dans la disparition de la mangrove. Cependant, ils restent conscients des effets néfastes de leurs actions sur cette évolution. En effet, ils ont des activités largement dépendantes des ressources de la mangrove et de la mer : collecte d'arches et d'huîtres, transformation des produits halieutiques... Ce qui nécessite des quantités importantes d'énergie d'où une forte pression sur la ressource. A cela, il faut ajouter le dynamisme démographique marqué de Joal-Fadiouth (doublement de la population entre 1981 et 1992) ; la commune étant un réceptacle d'intenses flux migratoires (Diéye, 2007). Cette situation ne va pas sans problèmes de disponibilités foncières et d'accentuation de la pression sur les ressources (Diaw *et al.*, 2007). De surcroît, l'exiguïté de l'espace communal - dont 65% de la superficie est inondable (Dioh, 1996) - étouffe la commune dans ses limites territoriales d'où le développement de conditions favorables à une rupture de l'équilibre symbiotique entre la nature et les hommes. Dans ce contexte, la viabilisation progressive des tannes ou terres salées démarrée en 1986 ne constitue nullement une réponse à la gestion de l'espace d'une cité déjà confrontée à de sérieux problèmes d'inondation. Mais, et contrairement à la tendance généralement admise dans les milieux littoraux ouest-africains, une reprise de la mangrove a été notée entre 1992 et 2005. Ce résultat peut-être mis en rapport avec une amélioration observée de la pluviométrie entre 1997 et 2000, avec comme conséquence la réduction de la salinité des eaux, d'où des conditions favorables à une régénération. Cette situation de reprise a été également facilitée par une prise de conscience de plus en plus affirmée des populations de Joal-Fadiouth quant à la nécessité de conservation de la mangrove qui se traduit par la mise en place de programmes de surveillance et/ou de reboisement. De ce fait, la population s'oriente de plus en plus vers d'autres sources d'énergie (Sambou *et al.*, 2008). En plus, avec

le développement de l'écotourisme, beaucoup de jeunes s'activent désormais dans la conservation et la protection des ressources de mangrove.

Conclusion

L'étude de l'évolution de la mangrove de la lagune de Joal-Fadiouth se fonde ici sur des traitements d'images spatiales Landsat et SPOT, l'exploitation de données pluviométriques des stations de Joal et Mbour et des levés de terrain. Un des faits majeurs de cette évolution est la place de la pluviométrie qui contribue largement à rythmer les tendances de dégradation ou non de la mangrove. En effet, la pluviométrie étant ici le seul apport significatif d'eau douce de la lagune, les effets de sa raréfaction se traduisent par un accroissement de la salinité et une remontée du sel, d'où leurs impacts sur les palétuviers. C'est ainsi que les périodes de grande sécheresse (1970 à 1997) ont permis de mettre en évidence une tendance régressive de la mangrove, perceptible à travers des résultats de traitement des images disponibles entre 1972 et 1992, avec des taux de régression de -22,39% contre des taux d'apparition de + 8,79%. En considérant toujours le facteur climatique, la reprise pluviométrique observée à partir de 1997 a permis une reprise de la régénération de la mangrove bien établie au cours de la période 1992-2005, avec des taux d'apparition de + 25,34 contre des disparitions de - 9,50 %. A cette contrainte naturelle, il faut ajouter les actions anthropiques liées, dans la première série chronologique (1972-1992), à l'exploitation des ressources de mangrove par une population en forte croissance (1981-1992) et aux besoins énergétiques de plus en plus importants. Et la reprise de la régénération de la mangrove bien marquée au cours de la période 1992-2005 peut-être corrélée à une amélioration des conditions pluviométriques. A cette situation climatique favorable, s'ajoute, au plan des "impacts anthropiques positifs", une plus grande prise de conscience des populations sur la nécessité de conservation de la mangrove, renforcée sur certains sites par des considérations socio-culturelles.

Bibliographie

- Ackermann G., Alexandre F., Andrieu J., Mering C., Olivier, 2007 : Dynamique des paysages et perspectives de développement durable sur le Petite Côte et dans le Delta du Sine – Saloum (Sénégal). *Vertigo*, Vol. 7, n°2, pp93-118.
- Diaw A.T., SALL O, Dièye E.B., Dioh P., Mbow C., 2007 : *Caractérisation de la commune de Joal-Fadiouth-Ngazobil*. WWF-LERG, 94 p.
- Dièye E.B, 2001 : *Contribution à l'analyse texturale des images aériennes et spatiales : essai de synthèse et application au site de Joal-Fadiouth (Sénégal)*. Mém. DEA, Faculté des Sciences et Techniques, UCAD, 63 p.
- Dièye E.B., Diaw A.T., Diatta C.S., De Wispealare G., 2008: Evolution spatiale de la mangrove de l'estuaire du Saloum (Sénégal) entre 1972 et 1999 : approche méthodologique par télédétection. *Journal des Sciences et Technologie*, vol. 6 n°1, Faculté des Sciences et Techniques, Université Cheikh Anta Diop, pp. 36-48.
- Dièye E.B, 2007 : *Les ensembles littoraux de la lagune de Joal-Fadiouth et de l'estuaire du Saloum (Sénégal) : approche méthodologique de la dynamique de la mangrove entre 1972 et 2005 par télédétection et SIG*. Doctorat 3ème cycle, Faculté des Sciences et Techniques, Université Cheikh Anta Diop, 266 p.
- Dioh P., 1996: *Contraintes du milieu et découpage administratif. Les enjeux spatiaux de la décentralisation : la pression foncière dans la commune de Joal-Fadiouth*. Mém. DEA, Faculté des Lettres et Sciences Humaines, Université Cheikh Anta Diop, 68 p.
- Diouf J.M.S., 2003 : *Apport de la télédétection à l'étude de la dynamique des écosystèmes côtiers : cartographie diachronique de l'écosystème de mangrove de la lagune de Joal-Fadiouth (Sénégal)*. Mém. DEA, ITNA-Faculté des Sciences et Techniques, Université Cheikh Anta Diop, 65 p.
- Marius C., 1995 : Effet de la sécheresse sur l'évolution des mangroves du Sénégal et de Gambie. *Sécheresse*, n°1, Vol. 6, pp. 123-125.
- Sambou V., Kébé C.M.F., Dièye E.B., 2008 : *Etude sur l'utilisation et la gestion alternative de l'énergie combustible à Fadiouth et dans les îles du Saloum*. Enda Graf Sahel/FIBA. 33p.

AMELIORATION DU TEMPS DE CALCUL DES RADIANCES D'UNE ATMOSPHERE NUAGEUSE PAR LA METHODE TDMAP.

DIOP B.⁽¹⁾, NDIAYE D.⁽¹⁾, TCHETCHE Y.⁽²⁾, FAROTA A. K.⁽¹⁾.

(1) *Laboratoire des Sciences de l'Atmosphère et des Océans (LSAO), Université Gaston Berger de Saint Louis (Sénégal).*

(2) *Université d'Abobo-Adjamé (Cote d'Ivoire).*

Résumé : Dans ce travail nous avons utilisé le modèle TDMAP (Tree Driven Mass Accumulation Process) qui est la généralisation d'une décomposition en ondelettes adaptées du Mouvement Brownien Fractionnaire (MBF), pour tenter d'améliorer le temps de Calcul CPU, des solutions de l'équation de transfert radiatif. Dans le cas des radiances, ces ondelettes sont appelées luxlets. Nous avons calculé les radiances d'une atmosphère nuageuse. Le calcul est effectué sur altocumulus avec un LWC qui est le contenu en eau liquide du nuage de l'ordre 1.5 gramme par centimètre cube. Les résultats obtenus ont été comparés pour la même atmosphère aux résultats de SHDOM (Spherical Harmonic Discrete Ordinate Method). Après une étude statistique Nous avons de bonne corrélation des résultats des deux modèles et nous avons amélioré le temps de calcul CPU de 9,3%.

Mots-clés : *Modèle TDMAP, SHDOM, LUXLETS, NUAGES.*

Abstract : In this work we used the model TDMAP (Tree Driven Mass Accumulation Process) which is the generalization of a suitable wavelet decomposition of fractional Brownian motion (MBF), to try to improve the CPU time of calculation, the solutions equation of radiative transfer. In the case of radiances, these wavelets are called luxlets. We calculated radiances for a cloudy atmosphere. The calculation is performed on altocumulus with LWC is the liquid water content of cloud about 1.5 grams per cubic centimeter. The results were compared to the same atmosphere with the results of SHDOM (Spherical Harmonic Discrete Ordinate Method). After a statistical study we have good correlation of results from both models and have improved the computation time CPU of 9.3%.

Keywords : *Model TDMAP, SHDOM, LUXLETS, CLOUDS.*

Introduction

Le calcul de la luminance des nuages à partir des sources internes et externes est un problème urgent. Mais cette tâche, comme il est bien connu, nécessite beaucoup d'espace mémoire et demande beaucoup de temps de calcul.

Dans ce travail nous avons utilisé le modèle TDMAP (Tree Driven Mass Accumulation Process) qui est la généralisation d'une décomposition en ondelettes adaptées du (MBF) Mouvement Brownien Fractionnaire pour tenter d'améliorer le temps de Calcul CPU (Central Processing Unit, « Unité centrale de traitement ») des solutions de l'équation de transfert radiatif dont l'acronyme en anglais est RTE (radiative transfer equation). Dans le cas des radiances, ces ondelettes sont appelées luxlets. Nous avons calculé les radiances d'une atmosphère nuageuse. Le calcul est effectué sur un altocumulus avec un LWC (liquid water content) qui est le contenu en eau liquide du nuage de l'ordre 1.5 gramme par centimètre cube. Les résultats obtenus ont été comparés pour la même atmosphère aux résultats de SHDOM (spherical harmonic discrete ordinate method).

Après une étude statistique nous avons obtenu de bonnes corrélations des résultats des deux modèles et nous avons amélioré le temps de calcul CPU de 9,3% par rapport à SHDOM.

Dans cet article nous avons décrit les deux méthodes utilisées d'abord ensuite nous avons présenté les résultats obtenus.

1. Le modèle TDMAP.

Le modèle TDMAP (Benassi et al, 1997, 2004)(Tree Driven Mass Accumulation Process) est la généralisation d'une décomposition en ondelettes adaptées du Mouvement Brownien Fractionnaire (Mandelbrot et Van Ness, 1968). Le modèle TDMAP peut s'écrire :

$$X(x) = \sum_{(j,k) \in T_p} 2^{-jH(j,k)} F(2^j x - k) \zeta_{j,k}$$

Où X est le processus, x la position dans l'espace, T_p l'arbre d'intermittence p, k l'échelle, H le paramètre de Hurst, F la "Morphlet", et $\zeta_{j,k}$ les variables aléatoire.

$$N(x, \hat{\Omega}) = \sum_{j,k} r_{j,k} \phi_{j,k}(x, \hat{\Omega})$$

En considérant $N(x, \Omega)$, le nuage dans la position x et la direction Ω .

Nous pouvons l'écrire par l'expression suivante : $\phi_{j,k}(x, \hat{\Omega}) = \phi(2^j x - k, \hat{\Omega})$

Où $\phi_{j,k}(x, \hat{\Omega})$ est un luxlet (pré-solution de l'équation du transfert radiatif, RTE)

Le luxlet est la solution de l'équation de transfert radiatif pour un nuage supposé sphérique de rayon unité illuminé à partir du sommet.

Nous avons testé l'existence d'une loi suivante qui tient compte du facteur d'échelle

$$\phi(2^{-j\beta}) = 2^{-j\beta} \phi(x) \quad ; \beta \text{ dépend fortement du libre parcours moyen du photon.}$$

Pour les sources internes nous utilisons l'expression suivante : $S(x) = \sum_{\varepsilon jk} s_{jk}^{\varepsilon} T_{jk}^{\varepsilon}(x)$

Où $T_{jk}^{\varepsilon}(x)$, la température au point d'abscisse x

Le flux actinique est donné par l'expression suivante : $q(x, \nu) = \int_{\Sigma} I(x, \nu, \Omega) d\Omega$

Où $I(x, \nu, \Omega)$ est la radiance en x, suivant Ω , pour une radiation ν .

2. Le modèle SHDOM

SHDOM (Spherical Harmonic Discrete Ordinate Method) est un algorithme codé en FORTRAN pour résoudre avec une très bonne approximation l'équation de transfert radiatif (3D) de l'atmosphère (Evans 1998). Les propriétés optiques (extinction, diffusion simple, albédo, et fonction de phase) spécifiques au point de grille sont introduites comme données d'entrée du modèle SHDOM.

Les possibilités du modèle sont :

- Calcul de transfert radiatif non polarisé avec une grille cartésienne au choix (1D, 2D ou 3D) avec comme sources : solaire (collimatée externe) ou thermique (interne isotrope)
- Introduction des champs arbitraires d'extinction de fonction de phase.
- Calcul de flux monochromatique ou spectralement intégré (avec la méthode k-distribution des raies d'absorption moléculaire).

3. Hypothèse de travail

Nous travaillons sur un support de 1 km^3 . Nous supposons qu'il n'y a pas d'apport d'énergie extérieure. L'effet de la Terre en termes de rayonnement est nul pour les deux méthodes. Celui du ciel est aussi égal à zéro (ciel sans ou avec soleil). Nous supposons des conditions aux limites périodiques. Le nuage, en entrée pour les deux méthodes, est généré par TDMAP. Les calculs de flux ont été faits à partir d'un nuage type stratocumulus avec un LWC constant. Le rayonnement utilisé est dans l'infrarouge. La fonction de phase est considérée comme constante et égale à $1/4\pi$. L'atmosphère en plus des constituants standards, contient de l'eau sous forme de vapeur et de liquide. L'atmosphère est exempte d'aérosols. Pour éclairer une scène nuageuse, éventuellement mobile : on définit une bonne famille de "luxlets", puis on fait l'analyse en "luxlets" et du champ de radiance. La solution de l'éclairage de la scène sera obtenue comme une synthèse en luxlets.

4. Résultats.

4.1 Radiation de longueur d'onde $\lambda = 2 \mu\text{m}$.

Le calcul des flux au plan médian est fait. Le résultat des calculs est consigné dans le tableau 1. Le modèle TDMAP donne le nuage avec une densité dont la moyenne est $1.41 \cdot 10^{-1}$ et la variance est de $4.92 \cdot 10^{-4}$.

L'élévation SHDOM correspond au plan méridien de l'atmosphère de dimension 1 km^3 avec la base du nuage à 0.33km et le sommet à 1.33 km.

L'élévation TDMAP correspond au plan méridien de l'atmosphère de dimension 1 km^3 avec la base du nuage à 0 km et le sommet à 1 km.

Tableau 1 : Valeurs moyennes des flux calculés pour une longueur d'onde égale à $2 \mu\text{m}$.

Valeurs moyennes	TDMAP	SHDOM
Elévations	$z=0.50 \text{ km}$	$z=0.830 \text{ km}$
Flux actiniques	$3.78 \cdot 10^{-4} \text{ watt/m}^2$	$2.02 \cdot 10^{-4} \text{ watt/m}^2$
Variances flux actiniques	$2.06 \cdot 10^{-8} (\text{Watt/m}^2)^2$	$\text{variance}=4.50 \cdot 10^{-8} (\text{Watt/m}^2)^2$
Temps CPU	173.71 secondes	1868.00 secondes.

4.2 Radiation de longueur d'onde $\lambda = 5 \mu\text{m}$.

Le calcul des flux au plan médian est fait aussi. Le modèle TDMAP donne le nuage avec une densité dont la moyenne est $1.38 \cdot 10^{-1}$ et la variance égale à $3.14 \cdot 10^{-4}$.

L'élévation SHDOM correspond au plan méridien de l'atmosphère de dimension 1 km^3 avec la base du nuage à 0.33km et le sommet à 1.33 km. L'élévation TDMAP correspond au plan méridien de l'atmosphère de dimension 1 km^3 avec la base du nuage à 0 km et le sommet à 1 km.

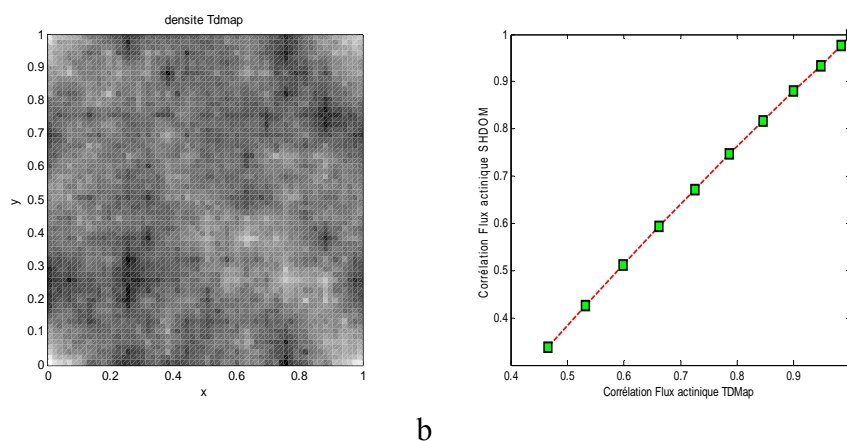


Figure 1 : a) Densité du nuage donnée par TDMAP ; b) corrélation flux TDMAP, flux SHDOM.

Tableau 2 : Valeurs moyennes des flux calculés pour une longueur d'onde égale à 5 μm .

Valeurs moyennes	TDMAP	SHDOM
Elévations	$z=0.50$ km	$z=0.830$ km
Flux actiniques	$4.35 \cdot 10^{-4}$ watt/m ²	$2.83 \cdot 10^{-4}$ watt/m ²
Variances flux actinique	$1.16 \cdot 10^{-8}$ (Watt/m ²) ²	variance= 2.6110^{-8} (Watt/m ²) ²
Temps CPU	166.11 secondes	1238.00 secondes.

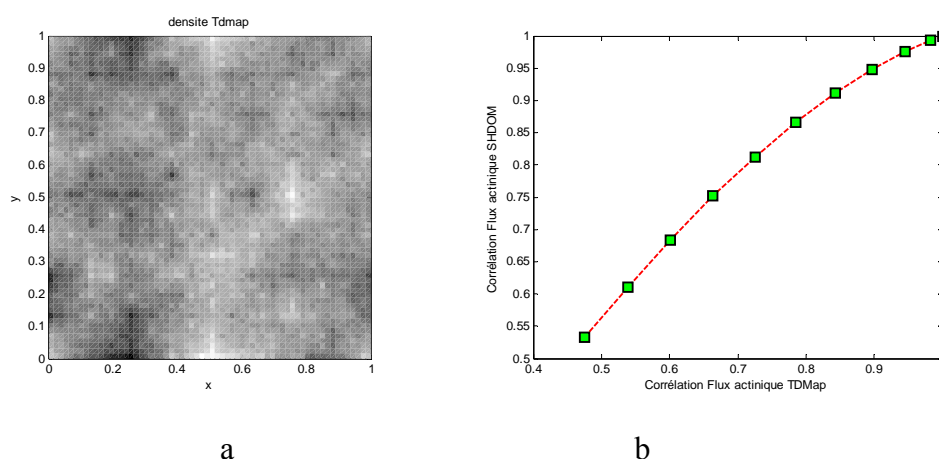


Figure 2 : a) Densité du nuage donnée par TDMAP ; b) corrélation flux TDMAP, flux SHDOM.

Sur les figures 1b et 2b, nous avons les corrélations entre les flux calculés par le modèle TDMAP et SHDOM. Nous notons les bonnes corrélations entre les flux calculés.

Conclusion :

Dans ce travail nous avons tenté d'améliorer le temps de Calcul CPU des solutions de l'équation de transfert radiatif. Dans le cas des radiances, ces ondelettes sont appelées luxlets. Nous avons calculé les radiances d'une atmosphère nuageuse. Le calcul est effectué sur altocumulus avec un LWC (liquid water content) qui est le contenu en eau liquide du nuage de l'ordre 1.5 gramme par centimètre cube. Les résultats obtenus ont été comparés à la solution pour la même atmosphère aux résultats de SHDOM.

Après une étude statistique, nous avons de bonne corrélation et nous avons amélioré le temps de calcul CPU de l'ordre de 9,3% des radiances.

Bibliographie

A. Benassi, S.Jaffard, D.Roux, 1997. : Elliptics Gaussian Random Processes. *Rev.Mathzmatika Iberoamericana*, **13**(1):19-90.

A. Benassi, F.Szczap, A.Davis, M.Masbou,C.Cornet,P.Bleuyard. 2004 : Thermal Radiative Fluxes through Inhomogeneous Clouds Fields/ a Sensitivity Study using a new Stochastic Cloud Generator. *Atmos. Res.*, **72**, No **1-4**, p 291-315.

K.F.Evans, 1998: The Spherical Harmonic Discrete Ordinate Method for three-dimensional Atmospheric Radiative Transfer. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 429-446.

M & John W. VAN NESS, 1968: Fractional Brownian motions, fractional noises and applications. *SIAM Review*: 10, 422-437.

Remerciements : Nous remercions Le LaMP pour nous avoir permis d'arriver à ces résultats.

Nous remercions Albert Bénassi de l'Université de Clermont II pour nous avoir permis d'utiliser le modèle TDMAP, nous remercions Jonas KOKO de L'Université Blaise Pascal pour les scripts qui nous ont permis d'avoir ces résultats.

VARIABILITE BIOCLIMATIQUE DE LA VÉGÉTATION DES MONTAGNES OUEST-AFRICAINES : SUIVI PAR IMAGERIE SPOT-VGT (2002-2009)

DO T. P. T. ^(1,2), BIGOT S. ⁽¹⁾ et ZIN I. ⁽¹⁾

⁽¹⁾ Université Joseph Fourier - Grenoble 1 / CNRS / G-INP / IRD, Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement - LTHE UMR 5564
BP 53, 38041 Grenoble cedex 9 – France

Email : thao.do@ujf-grenoble.fr ; sylvain.bigot@ujf-grenoble.fr ; isabella.zin@ujf-grenoble.fr

⁽²⁾ Université des Mines et de Géologie d'Hanoï

Département de Cartographie – Vietnam

Résumé : L'étude des relations entre les variations climatiques et l'activité photosynthétique de la végétation est maintenant courante grâce à l'utilisation du NDVI. Elle a permis l'étude de nombreuses interactions à l'échelle du domaine ouest-africain, mais peu de travaux se sont encore penchés sur les espaces de montagnes, où les variations sont plus complexes, à cause de l'altitude et des états de surface forestiers spécifiques, mais aussi à cause de la plus forte nébulosité qui peut biaiser les données satellitaires. Un travail essentiellement descriptif est donc présenté ici, à partir des données quotidiennes SPOT-VGT de résolution kilométrique, sur la période 2002-2009, et pour cinq domaines ouest-africains au moins situés au-dessus de 500 m d'altitude.

Mots-clés : Afrique de l'Ouest, télédétection, montagne, végétation.

Abstract : Monitoring bioclimatic variability of the West African mountain vegetation with SPOT-VGT data (2002-2010). Study of relationships between climate variations and vegetation photosynthetic activity is now current thanks to NDVI analyses. This index allowed us study of several interactions in West Africa, but few works still exist over African mountain domains, where variations are more complex because of height and specific forest cover, but also because of the strongest cloudiness which can introduce biases in the satellite data. A preliminary descriptive work is thus presented here, from the daily SPOT-VGT data, at kilometeric spatial resolution, over the period 2002-2009, and for five West African domains at least situated over 500 m a.s.l..

Keywords : Western Africa, remote sensing, mountain, vegetation.

Introduction

La végétation en milieu de montagne tropicale est une variable écologique et géophysique importante car elle peut évoluer rapidement et à cause de nombreuses raisons climatiques et/ou anthropiques (stress hydrique et thermique, incendies, déboisement, pratiques culturelles,...), avec des interactions bio-géo-physiques différentes de celles qui ont pu être mises en évidence pour les espaces de savanes et de forêt de basses altitudes. A l'échelle ouest-africaine, ces modifications ont *a priori* été très significatives dans le contexte des changements pluviométriques (et des fortes variations démographiques) observés depuis une quarantaine d'années. Plusieurs études menées à l'échelle planétaire indiquent par ailleurs que les variations climatiques contemporaines ont déjà eu des effets significatifs sur la végétation de montagne à basse altitude au cours des 60 dernières années. La télédétection est alors l'outil adapté pour étudier sa dynamique spatio-temporelle, notamment quand il existe peu de données et observations *in situ* de ces espaces de moyennes et hautes montagnes africains, et que leur accès demeure souvent compliqué (physiquement et politiquement).

L'objectif de cette étude est donc de caractériser l'activité photo-synthétique (*i.e.* la dynamique phénologique) de la végétation des espaces de montagne ouest-africains (c'est-à-dire situés au dessus de 500 m d'altitude) à partir de données satellitaires et d'un indice comme le NDVI (Normalized Difference Vegetation Index). Les typologies végétales discriminées permettront ainsi de distinguer les différentes sensibilités aux variations climatiques intra- et interannuelles.

1. Contexte et objectifs scientifiques

Cette recherche participe au programme international AMMA (*African Monsoon Multidisciplinary Analysis*), et plus spécifiquement au projet ALMIP (*AMMA-Land surface Model Intercomparison Project*) dont la phase 2 débute en 2011. Son objectif est d'obtenir une meilleure compréhension de la variabilité intra-saisonnière et interannuelle de la mousson ouest-africaine en tenant compte de la variabilité des états de surface, donc en améliorant leur définition dans les modèles de surface continentale. Trois sites d'expérimentation et de suivi géophysique sont en activité au Mali, au Niger et au Bénin, afin notamment d'améliorer la compréhension des interactions entre climat et états de surface (figure 1).

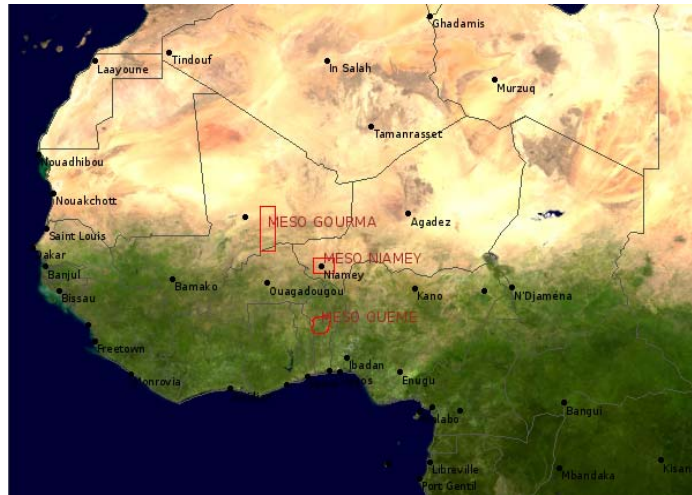


Figure 1 : Localisation des trois sites de méso échelle AMMA-CATCH équipés pour étudier les grands processus ouest-africains des interactions entre climat, hydrologie et agrosystèmes (établi à partir d'une image MODIS ; adapté d'un document d'AMMA-CATCH 'Un observatoire hydrométéorologique sur l'Afrique de l'Ouest').

Physiquement, la notion d'état de surface végétal correspond à la définition d'une unité fonctionnelle homogène d'un point de vue hydrodynamique, cette unité étant décrite par la géomorphologie du site, son organisation pédologique superficielle, l'utilisation du sol et le couvert végétal (Lebel, 1995). Cette caractérisation des zones de végétation est particulièrement utile pour la modélisation de la relation pluie-débit. Mais elle reste encore très mal connue en milieu de montagne, surtout en domaine tropical. Par ailleurs, la définition générale simplifiée de la forêt tropicale, définie comme une formation végétale occupant des altitudes inférieures à 1300 m (FAO, 2000), ne permet pas de préciser la complexité des contrastes bio- et hydroclimatiques des étages intermédiaires de moyenne montagne (800-1300 m). Finalement, les recherches portant sur la phénologie de la végétation tropicale de montagne demeurent très rares (Koptur *et al.*, 1988). Fisher et Mustard (2007) signalent pourtant l'importance de la topographie dans les études comparatives sur les hétérogénéités spatio-temporelles de la phénologie, ce facteur compliquant par ailleurs la validation et comparaison entre mesures *in situ* et celles obtenues par télédétection.

2. Données et méthodologie

Éliminant en partie les variations simultanées d'éclairement dans les bandes visible et proche infrarouge, surtout dues aux hétérogénéités de structure du paysage observé et aux conditions de prises de vues différentes, le NDVI est lié à la proportion de radiations photosynthétiques absorbées par la végétation (Tucker *et al.*, 1991). Très largement utilisé dans les recherches en bioclimatologie depuis deux décennies, surtout dans l'étude des écosystèmes africains pour le suivi phytosanitaire de la végétation, la détection des feux ou la

mesure de la dégradation forestière (Achard *et al.*, 2002), cet indice est fortement corrélé à la production primaire nette et à l'accumulation de matière sèche (Davenport et Nicholson, 1993). Il ne peut cependant pas distinguer la physiologie des types végétaux mais plutôt leur phénologie générale. Ainsi, lorsque l'étude ne porte pas spécifiquement sur une plante, il vaut mieux alors parler de symphénologie qui désigne la phénologie de l'ensemble des plantes d'une association végétale, principe utilisé lors de synthèses réalisées par télédétection (Bigot, 2005). Toutes surfaces confondues, les valeurs normalisées du NDVI sont comprises entre -1 et 1, celles de la végétation varient en moyenne entre 0,1 et 0,8 car la réflectance dans le proche infrarouge est nettement supérieure à celle dans le visible. Les fortes valeurs de NDVI sont associées aux densités les plus importantes de la biomasse verte, mais cet indice a aussi tendance à saturer dans les valeurs élevées, rendant par exemple difficiles certaines distinctions au sein des forêts tropicales.

Disponibles depuis avril 1998, les données radiométriques issues des capteurs SPOT-VGT fournissent des images quotidiennes à l'échelle quasi planétaire dans quatre bandes spectrales (2 dans le visible et 2 dans l'infrarouge), avec une résolution spatiale de 1 km. L'ensemble des données, à la fois les valeurs radiométriques ainsi que toutes les métadonnées nécessaires aux corrections, est obtenu librement auprès du Joint Research Centre, sur le site internet du Flemish Institute for Technological Research (VITO) à l'adresse <http://free.vgt.vito.be>. La base analysée dans ce travail correspond aux données quotidiennes allant de janvier 2002 à décembre 2009 (les données issues du satellite SPOT 5 étant en acquisition depuis mai 2002).

A partir de cette base de données, cinq indices régionaux sont ensuite automatiquement calculés à partir des espaces ouest-africains situés au-dessus de 500 m d'altitude (figure 2). Il s'agit des indices nommés 'Guinée', 'Togo', 'Nigéria', 'Cameroun' et 'Algérie' qui permettront, en étudiant le NDVI de trois bandes altitudinales (500-1000 m, 1000-2000 m, plus de 2000 m), de comparer les principales variations phénologiques régionales.

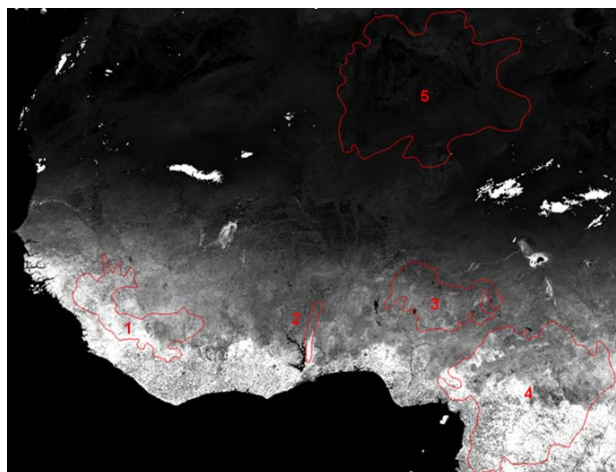


Figure 2 : Localisation des espaces de montagne (*i.e.* avec au moins des reliefs supérieurs à 500 m d'altitude) étudiés en Afrique de l'Ouest : 1) en Guinée, 2) au Togo, 3) au Nigeria, 4) au Cameroun, 5) en Algérie (à partir d'une image SPOT-VGT D10 du 21 septembre 2009).

3. Résultats

A partir des différents indices régionaux, sans tenir compte des niveaux d'altitude, plusieurs caractéristiques générales apparaissent (figure 3) :

- i) le NDVI des montagnes sahariennes de l'Atlas nord-africain demeure bas ($<0,1$) sur toute la période d'étude, révélant d'une part leur dominance minérale, avec une faible végétation surtout située en zone d'éboulis (Bussmann, 2006), et d'autre part, l'inutilité

- d'un indice tel que le NDVI pour leur étude radiométrique ;
- ii) la relative similarité des variations saisonnières et interannuelles du NDVI des montagnes de Guinée et du Cameroun, avec cependant des valeurs maximales plus élevées au Cameroun où on observe également une bi-saisonnalité marquée en été (surtout entre 2006 et 2008) ;
 - iii) les plus faibles valeurs de NDVI des montagnes du Nigéria, mais avec une amplitude annuelle élevée (entre 0,2 et 0,5 environ) ;
 - iv) la forte amplitude annuelle du NDVI des montagnes togolaises (particulièrement en 2007 et 2008).

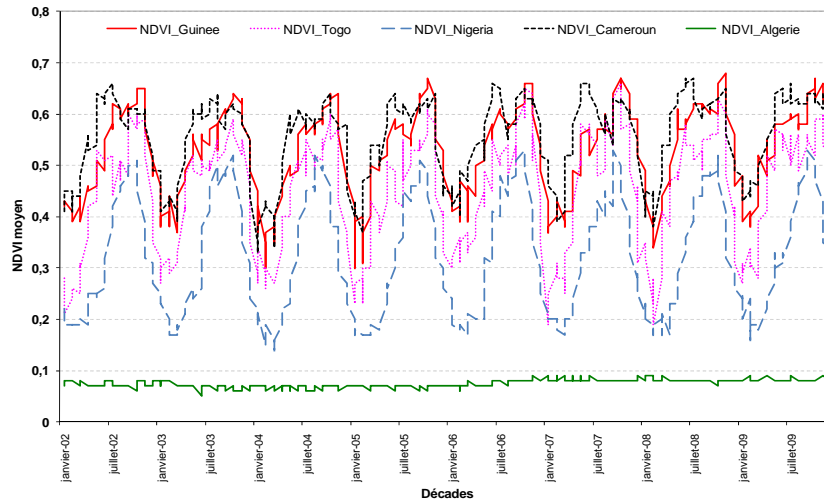


Figure 3 : Variations du NDVI à l'échelle de cinq régions montagnardes ouest-africaines (calculé à partir des données quotidiennes SPOT-VGT de janvier 2002 à décembre 2009).

Situées à des latitudes similaires, la phénologie des espaces de montagne guinéens et nigériens se distinguent parfaitement, les valeurs enregistrées en Guinée étant très supérieures, même en saison sèche (figure 4). Cela provient en partie de la plus faible densité forestière des hauts plateaux du Nigéria, mais aussi du signal propre aux espaces savanicoles du Nigéria à ces latitudes.

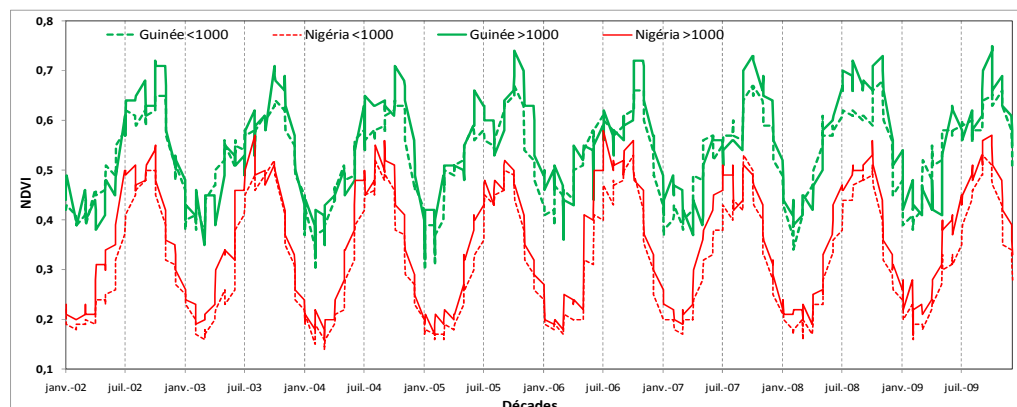


Figure 4 : Comparaisons des variations du NDVI (2002-2009) à l'échelle des massifs ouest-africains de Guinée et du Nigéria, d'une part pour les altitudes comprises entre 500 et 1000 m, et d'autre part, pour toutes les altitudes supérieures à 1000 m.

En montagne camerounaise, malgré le caractère ombrophile sempervirent des espaces forestiers d'altitude, des variations interannuelles du NDVI sont très significatives (figure 5).

On les observe en particulier en juin 2007 et mai 2008, avec des valeurs supérieures à 0,7. Cette relative saturation des valeurs estivales peut être due à la nébulosité, sans lien direct avec les variations phénologiques de surface, même si cette variable bioclimatique est essentielle pour comprendre la saisonnalité écologique des forêts de montagne (Busmann, 2006 ; Bendix *et al.*, 2006).

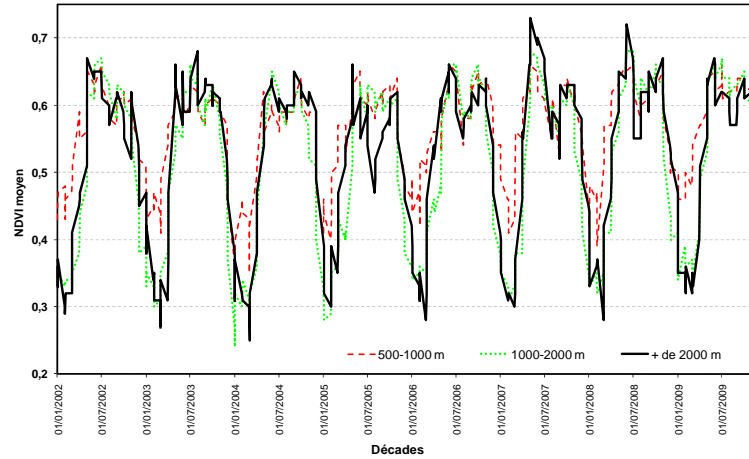


Figure 5 : Variations du NDVI (2002-2009) à l'échelle du massif camerounais, en fonction de trois tranches d'altitude (500-1000 m, 1000-2000 m et plus de 2000 m).

L'augmentation du NDVI correspond aussi à une augmentation importante de l'eau précipitable à l'échelle régionale entre juin et août 2007, qui peut avoir modifié l'activité photosynthétique de la végétation orotropicale camerounaise (figure 6). En Afrique tropicale, la ceinture végétale située au-dessus de la limite forestière prend souvent le terme d'étage afroalpin (Hauman, 1955). Avec des températures moyennes annuelles de l'ordre de 20°C à 900 m d'altitude (et environ 4°C en région sommitale), ces espaces de l'Adamaoua sont par ailleurs également souvent en partie cultivés car possédant des sols volcaniques fertiles, modifiant ainsi la symphénologie détectée par le NDVI.

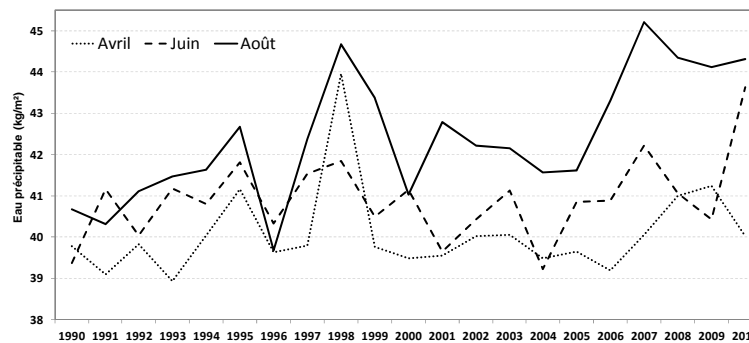


Figure 6 : Variations interannuelles (1990-2010) de l'eau précipitable (kg/m²) en avril, juin et août, pour un indice régional défini au Sud-Cameroun (10-12°30'N / 2°30'-5°W) et calculé à partir des réanalyses NCEP.

Ce sont finalement les espaces les plus bas (500-1000 m) qui enregistrent les plus faibles amplitudes annuelles du NDVI (figure 5). Cela s'explique notamment par le fait que ce sont les espaces forestiers les plus denses et riches d'un point de vue spécifique, avec un caractère sempervirent marqué (figure 7).

Conclusions et perspectives

En se basant sur les valeurs quotidiennes du NDVI issus des données SPOT-VGT, ce

travail préliminaire permet de juger de la grande disparité des variations symphénologiques des espaces de montagnes ouest-africains. Les analyses doivent maintenant se poursuivre en cherchant à croiser et fusionner différentes données issues de la télédétection satellitaire (SPOT-VGT et MODIS pour leur grande répétitivité temporelle, SPOT/HRV et Landsat/TM

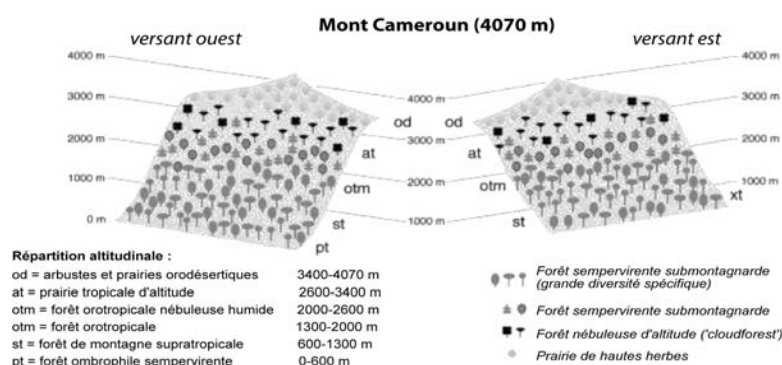


Figure 7 : La zonation végétale moyenne du Mont Cameroun (adapté d'après Bussmann, 2006).

pour leur haute résolution spatiale, TRMM 3B42 pour leurs estimations pluviométriques, MSG SEVIRI pour leurs estimations thermiques), afin d'aboutir à un diagnostic régional bioclimatique plus précis.

Remerciements : Ces recherches sont conduites dans le cadre du programme AMMA (*African Monsoon Multidisciplinary Analysis*) et participent au projet ALMIP-2 (*AMMA-Land surface Model Intercomparison Project*).

Bibliographie

- Achard F., Eva H., Stibig H. J., Mayaux P., Gallego J., Richards T. et Malingreau J.-P., 2002. Determination of deforestation rates of the world's humid tropical forests. *Science*, 297, 999-1002.
- Bendix J., Homeier J., Cueva Ortiz E., Emck P., Breckle S. W., Richter M. et Beck E., 2006. Seasonality of weather and tree phenology in a tropical evergreen mountain rain forest. *Int. J. Biometeorol.*, 50: 370-384.
- Bigot S., 2004. Variabilité climatique, interactions et modifications environnementales – L'exemple de la Côte d'Ivoire. Habilitation à Diriger des Recherches, Université des Sciences et Technologies de Lille, 399 pages.
- Bussmann R. W., 2006. Vegetation zonation and nomenclature of African Mountains - An overview. *Lyonia*, 11(1), 26 pages.
- Davenport M. L. et Nicholson S. E., 1993. On the relation between rainfall and the Normalized Difference Vegetation Index for diverse vegetation types in East Africa. *Int. J. of Remote Sensing*, 12, 2369-2389.
- FAO, 2000 : Collecte et analyse de données pour l'aménagement durable des forêts - Joindre les efforts nationaux et internationaux. Actes de l'atelier sous-régional sur les statistiques forestières et les perspectives pour le secteur forestier en Afrique / FOSA sous-région ECOWAS (Yamoussoukro, Côte d'Ivoire, 13-18 décembre 1999), FAO, Rome, 310 pages.
- Fisher J. I. et Mustard J. F., 2007. Cross-scalar satellite phenology from ground, Landsat, and MODIS data. *Remote Sensing of Environment*, 109, 261-273.
- Hauman L., 1955. La 'région afroalpine' en phytogéographie centro-africaine. *Webbia*, 11, 467-489.
- Koptur S., Haber W.A., Frankie G. W. et Baker H. G., 1988. Phenological studies of shrubs and treelet species in tropical cloud forests of Costa Rica. *J. Trop. Ecol.*, 4, 323-346.
- Lebel T., 1995. Hydrologie et météorologie de méso-échelle dans Hapex-Sahel. Dispositif de mesures au sol et premiers résultats. IRD Editions, 208 pages.
- Seaquist J.W., Olsson L. et Ardö J., 2003. A remote sensing-based primary production model for grassland biomes. *Ecological Modelling*, 169, 131-155.

PRECIPITATIONS ET ALTITUDE DANS LES CEVENNES (FRANCE)

DOUGUEDROIT A.

Institut de géographie, UMR 6012 ESPACE,
29 Av. R. Schuman, 13621 Aix en Provence, France
Tel : 0033(0)442953871
Email : Annick.Douguedroit@univ-provence.fr

Résumé : Dans les Cévennes (France) l'augmentation des précipitations moyennes, annuelles, saisonnières et mensuelles (1983-2010) a été étudiée en relation avec l'altitude. Ses corrélations avec non pas les altitudes des stations mais celles des altitudes lissées des crêtes autour des stations sont bonnes, voir très bonnes. Mais la détermination de ces altitudes lissées s'est révélée délicate à cause de la prise en compte d'un emboîtement de facteurs à l'origine de leur définition et de la fixation de l'altitude lissée : à l'échelle régionale le parallélisme de la direction, SE-NW, de l'accroissement de la pente et des flux atmosphériques à l'origine des fortes précipitations, induit, à l'échelle locale, l'orientation préférentielle des crêtes retenues pour le lissage, celle de l'amont. De plus il semble qu'il y ait intérêt à retenir une altitude moyennée sur plusieurs kilomètres plutôt que l'altitude maximale.

Mots-clés : Précipitations en montagne, Précipitations et altitude, Altitudes lissées, Cévennes (France).

Abstract : Precipitation and altitude in the Cévennes mountains (France). Here the increase of the annual, seasonal and monthly mean precipitation (1983-2010) has been studied in relation to altitude. Correlations calculated with station altitudes but with the smooth altitudes of the ridges around each station are high, even very high. But the determination of the smoothed altitude is not so easy. It needs to take into account two combined scales. At the regional scale the similar direction, SE-NW, of the slope increase and of the atmospheric circulation causing heavy precipitation commands at the local scale the preferential orientation, upstream, chosen for the ridges hold for smoothing. It also appears that better results are obtained with mean altitude of the ridges than with their highest one.

Keywords : Precipitation in mountains, Precipitation and altitude, Smoothed altitudes, Cévennes (France).

Introduction

Les Cévennes sont connues pour leurs « épisodes cévenols » de fortes précipitations à l'origine de crues dévastatrices sur lesquelles existent de très nombreuses recherches. Elles sont également considérées d'un point de vue climatique comme situées à la limite septentrionale des régions climatiques d'influence de type méditerranéen. Cette limite est en général placée sur la ligne de crête correspondant à la ligne de partage des eaux entre les bassins versants des affluents de la Garonne se dirigeant vers l'ouest, vers l'océan Atlantique, d'une part et ceux du Rhône, en direction de la mer Méditerranée, d'autre part.

En revanche le pays a été négligé récemment du point de vue purement climatique, celui du moins des caractéristiques des pluies à des échelles moins fines, du mois à l'année (ETIENNE., 1956, REBOTIER, 1957, CARRIERE, 1966). Nous allons traiter ici cet aspect l'abordant sur le plan des relations avec l'altitude.

1. Stations et altitude : quelles données disponibles ?

Nous avons rassemblé les données disponibles sur le site de Météo-France (www.Climathèque.fr) sur les deux versants, « méditerranéen » et « atlantique », afin de vérifier sur une période plus longue la conclusion d'une précédente recherche montrant l'autonomie des pluies du versant cévenol par rapport à celui de l'ouest (DOUGUEDROIT et WARTENBERG, 2001). Mais c'est au versant cévenol à proprement parler, du Mt Aigoual au sud au Mt Lozère au nord, que nous allons nous attacher pour étudier la relation entre précipitations et altitude.

1.1. Les données pluviométriques

Les données pluviométriques ont deux origines, Météo-France (www.Climathèque.fr) et l'UMR 6012 ESPACE qui exploite des stations installées sur le BVRE (Bassin-Versant de Recherche Expérimental) du Mt Lozère (DIDON-LESCOT., 1997, MARTIN, 2002). Les premières du côté cévenol sont toutes placées à moins de 900m d'altitude, à l'exception du Mt Aigoual (1565m), alors que les autres se trouvent entre 1290 et 1420m (Fig 1 et 2). C'est pourquoi, étant donné notre problématique principale, nous avons décidé de caler la période utilisée sur les données disponibles pour les trois stations du Mt Lozère encore en fonctionnement en 2010. Il s'agit de 1983-2010, soit 28 ans qui sont étudiées aux pas de temps annuel, saisonnier et mensuel.

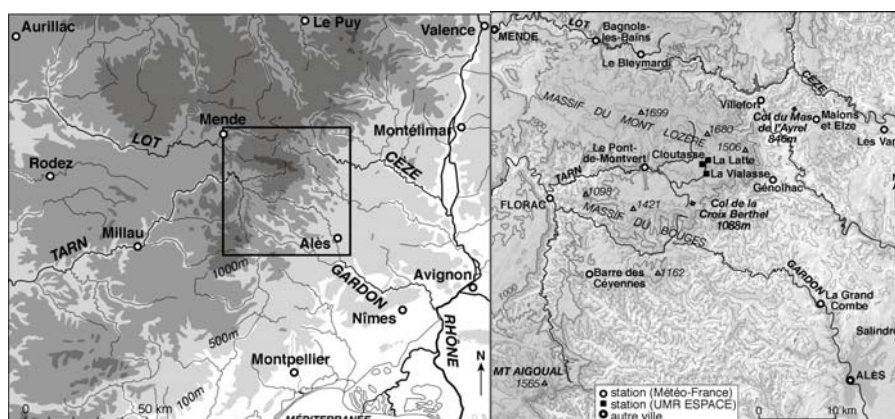


Figure 1 (à gauche) : Localisation de la région étudiée (dans le rectangle).

Figure 2 (à droite) : Localisation des stations retenues dans le rectangle précédent.

Au total nous n'avons pu retenir que 16 stations, y compris les 3 du Mt Lozère (Tab 1). Parmi les 13 stations dépendant de Météo-France (www.climatheque.meteo.fr) 5 représentent le versant atlantique (DOUGUEDROIT et WARTENBERG, 2001). Nous n'avons pas refait d'analyse factorielle pour confirmer les résultats obtenus en 2001, la disposition sur les graphiques précipitations-altitude étant identique. Les 8 stations cévenoles de Météo-France comprennent celle de La Grand Combe qui est composée de 3 séries successives dues à des changements d'emplacement. Nous avons considéré que la problématique permettait sa prise en compte. L'altitude retenue est celle de la station actuelle.

Tableau 1 : Liste des stations avec leur altitude et l'altitude lissée de leur environnement. La Gd Combe : La Grand Combe, Barre des C. : Barre des Cévennes, Pont de Mont : Pont de Montvert.

+ : Stations du Mt Lozère. ° : Stations du versant atlantique.

Nom de la station	Altitude (station)	Altitude lissée	Nom de la station	Altitude (station)	Altitude lissée
Salindres	191	400	La Latte +	1385	1600
Les Vans	201	500	Cloutasse +	1420	1600
La Gd Combe	499	700	Mt Aigoual	1565	1550
Malons et Elze	867	900	Barre des C. °	897	1000
Genolhac	519	1000	Florac °	595	1200
Cassagnas	802	1050	Bagnols °	918	1300
Villefort	620	1200	Pont de Mont °	865	1300
La Vialasse +	1290	1600	Le Bleygard °	1199	1300

Parmi les stations du Mt Lozère, La Latte n'a pas fonctionné de juin 1995 à juillet 1996. Nous avons reconstitué, en la comparant à ses deux voisines, les totaux annuels de 1995 et

1996 mais pas les moyennes mensuelles. Elle n'a pas été prise en compte aux pas de temps saisonnier et mensuel.

1.2 Altitude des stations et altitude lissée

Nous avons retenu les altitudes actuelles proposées par l'IGN sur Géoportail (www.geoportail.fr). Ainsi le Mt Aigoual est-il présenté à 1565m et non 1567m comme d'après Météo-France (www.climatheque.fr). Le sommet du Mt Lozère atteint seulement 1680m et non plus les 1702m des cartes plus anciennes.

Mais l'essentiel des questions posées par la relation précipitations-altitude est ailleurs. Si l'on s'en tient à la relation entre pluies et altitude des stations le principe du forçage orographique ne s'applique pas ; on ne retrouve pas d'augmentation régulière des précipitations avec l'altitude. C'est pourquoi nous avons tenté d'appliquer la relation aux « altitudes lissées » et non plus à celle des stations (Scherer, 1977). Lorsque les stations sont situées dans des vallées ou des bassins relativement étroits les flux atmosphériques ne suivent pas le détail des reliefs en creux mais l'allure générale du relief d'où la substitution aux altitudes des stations de celles des crêtes environnantes, dites « altitudes lissées ». L'application de ce principe général apparemment simple ne l'est pas. Quelles crêtes et quelles altitudes retenir ?

Le choix de la (des) crête(s) à retenir n'est pas simple, du moins dans ce cas. Le versant cévenol entre le Mt Aigoual et le Mt Lozère présente une direction générale SW-NE, avec une pente principale SE-NW, à l'exception, au nord, du Mt Lozère orienté plutôt ESE-WNW. Les stations situées dans vallées et bassins sont alors en général dominées par des crêtes plus élevées du côté nord que du côté sud. Nous avons retenu ici les crêtes placées dans un carré de l'ordre de 5 km de côté autour de la station concernée. A cause de la direction de la circulation atmosphérique de sud-est (METEOROLOGICAL OFFICE, 1962) de même direction que la pente générale du relief lors des épisodes pluvieux, nous n'avons pas réalisé une moyenne d'ensemble des altitudes de toutes les crêtes autour de la station mais retenu les plus hautes crêtes qui sont celles côté amont, au nord-ouest. A contrario les totaux enregistrés dans les trois stations très proches les unes des autres sur le versant méridional du Mt Lozère mais à l'ouest du sommet le confirment. Ils croissent avec l'altitude, hors de l'influence directe de la ligne de crête située à l'est-nord-est des stations.

L'altitude d'une crête varie d'un point à un autre. La déformation des flux étant présentée comme affectant les couches atmosphériques de l'ordre de six fois, voir plus, la hauteur de l'obstacle concerné (Barry, 1981), on est alors renvoyé non pas à l'altitude maximale de la crête mais à une altitude moyenne. Dans chaque carré de l'ordre de 5 km de côté retenu autour de chaque station nous avons estimé l'altitude moyenne de la crête, sans technique de calcul. De ce fait il s'agit ici seulement de tester une méthode de façon empirique pour voir si elle présente quelque intérêt, au moins dans le cas des Cévennes. D'où aussi des altitudes lissées arrondies en centaines de mètres (Tab 1).

Les relations entre totaux de précipitations aux différents pas de temps et altitudes lissées des stations correspondantes ont été calculées par régression. A cause du petit nombre de stations ajouté aux approximations des altitudes lissées les résultats ne sont que des ordres de grandeur.

2. Des augmentations générales parallèles des pluies et du relief.

Toutes les régressions obtenues ont des coefficients de détermination représentant la variance prise en compte excellents sauf en août.

2.1 Au pas de temps annuel.

La régression reposant sur les valeurs annuelles des 11 stations du versant cévenol permet de fixer des traits qui vont se reproduire dans les autres cas moyens. La variance prise en compte est de 0.9 soit 90% (Tab 2, Fig. 3).

Tableau 2. Régressions de l'année et des saisons : valeurs des coefficients a (pente) et de détermination R².

	Année	Automne	Saison pluvieuse	Été
Pente	1.27	3.26	1.4	18.6
R ²	0.9	0.9	0.89	0.93

Les totaux annuels de pluie sont importants, même en bas (Fig. 3). Salindres, station la plus basse, 191m d'altitude, reçoit plus de 1000mm par an. A sa proche voisine, à une douzaine de km, La Grand Combe, il tombe plus de 300mm supplémentaires. Cette dernière est placée à l'écart de la droite de régression de la Figure 3, comme si l'altitude lissée était sous-estimée. Et pourtant l'altitude des hauteurs voisines, en particulier vers le nord-ouest, tourne autour de 500m. Mais à 6km environ, plein ouest les 800m sont atteints. Le choix de 5km est-il trop faible ?

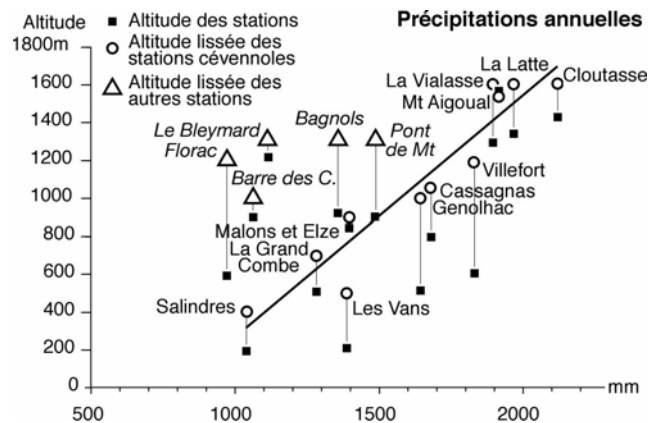


Figure 3 : Régression des précipitations moyennes annuelles des stations cévenoles en fonction de leur altitude lissée (1983-2010).

Mt Aigoual, station la plus haute, frôle les 2000mm annuels qui sont dépassés sous le Mt Lozère à La Cloutasse pourtant placée un peu plus bas. Le total annuel de celle-ci est aligné sur la figure avec ceux de ses deux voisines La Latte et La Vialasse sur l'altitude 1600 en rapport avec la moyenne de la ligne de crête voisine. Mais on retrouve entre elles une augmentation des pluies avec l'altitude des stations elles-mêmes comme si la ligne de crête du Mt Lozère dont nous avons parlé plus haut (voir 1.2) ne jouait aucun rôle dans leurs totaux. La prise en compte de la hauteur des lignes de crête voisines devrait-elle se limiter strictement à la direction nord-est, commandée par les flux pluvieux ?

Les précipitations moyennes des stations à l'ouest de la ligne de crête principale, entre bassins méditerranéen et atlantique, sont inférieures à altitude égale à celles des stations cévenoles (Fig.3).

2.2 Au pas de temps saisonnier.

Nous avons retenu trois saisons (Fig.4). La saison la moins arrosée est l'été qui représente quand même 10%, voir un peu plus, du total annuel. La plus arrosée, l'automne bien sur, reçoit 40%, voir un peu plus, de ce dernier et approche la moitié de la saison pluvieuse. Ces trois saisons montrent que l'augmentation des pluies avec l'altitude lissée est variable. L'été elle est faible en valeur absolue mais élevée en pourcentage : de 151mm (Salindres) à 220mm (Cloutasse), soit 30%. Elle s'accroît beaucoup plus durant les deux autres saisons, de presque 50%.

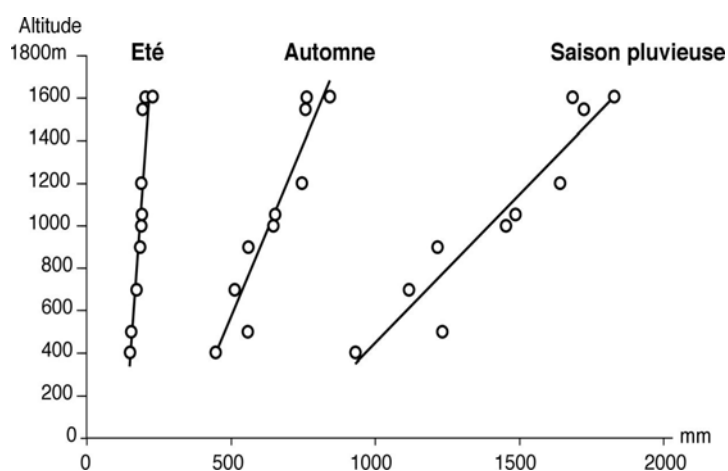


Figure 4 : Régression des précipitations moyennes de certaines saisons des stations cévenoles en fonction de leur altitude lissée (1983-2010). Il s'agit uniquement des stations cévenoles représentées sur la Figure 3.

2.3 Au pas de temps mensuel.

Les coefficients de corrélation sont élevés mais de valeur variable (Tab 3). Celui d'août est exceptionnellement bas ; ce mois-là les stations paraissent divisées en deux groupes, au-dessous et au-dessus de 1000m d'altitude lissée, les premières paraissant relativement plus arrosées que les autres. Mais le petit nombre de cas ne permet pas d'en faire un résultat acquis pour l'ensemble de la région. La Grand Combe est en général à une certaine distance de la droite, comme dans le cas des moyennes annuelles. Lorsque Cloutasse et surtout La Vialasse, les stations du Mt Lozère, s'écartent nettement de la droite elles font baisser le coefficient.

Tableau 3 : Régressions des mois : valeurs des coefficients a (pente) et de détermination R^2 .

	Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juill.	Août	Sept	Oct.	Nov.	Déc.
Pente	11.8	14.8	24.7	10.8	14.9	35.6	69.8	42.2	16.4	9.12	6.8	10.7
R^2	0.8	0.6	0.82	0.91	0.85	0.97	0.76	0.44	0.76	0.91	0.89	0.8

Conclusion

Cette recherche sur l'augmentation en altitude des pluies cévenoles aux pas de temps moyens, annuel, saisonnier et mensuel confirme ce phénomène général. Elle montre tout l'intérêt de la prise en compte, aux dépens de l'altitude des stations situées dans des vallées ou des bassins peu vastes, des altitudes lissées des lignes de crête environnantes. Le choix de celles-ci et la détermination de l'altitude lissée retenue sont associés ici à un emboîtement d'échelle de leurs facteurs. D'une part, à l'échelle régionale, les très fortes variances obtenues dans les régressions semblent bien renforcées par le parallélisme de la direction, SE-NW, de l'accroissement de la pente et des flux atmosphériques à l'origine des fortes précipitations. D'autre part, à l'échelle locale, une telle direction commune de la pente et des flux atmosphériques, impose une orientation préférentielle des crêtes retenues pour le lissage, celle de l'amont. De plus il semble qu'il y ait intérêt à retenir une altitude moyenne sur plusieurs kilomètres plutôt que l'altitude maximale.

En dépit des bons résultats, cette recherche reste néanmoins empirique à cause du petit nombre de stations utilisées et de la méthode sans calcul rigoureux de la distance entre chaque station et les crêtes retenues pour l'estimation de l'altitude lissée ainsi que l'estimation de cette dernière.

Bibliographie

- BARRY R. G., 1981 : *Mountain Weather and Climate*, London; Methuen, 313p.
- CARRIERE P., 1966 : Le climat pluviométrique de la Cévenne, *Bull. Soc. Langued. de Géographie*, 271-294.
- DIDON-LESCOT J.F., 1997 : De l'utilité des mesures hydrologiques et hydro chimiques sur le long terme. Exemple des bassins versants du Mont-Lozère, *Etudes de Géographie Physique*, **XXVI**, 25-41.
- DOUGUEDROIT A. et WARTENBERG N., 2001 : Les précipitations dans les Cévennes méridionales in *Eaux sauvages, Eaux domestiquées, Hommage à Lucette Davy*, V. Prosper-Laget ed, PUP, Aix en Provence, 66-76.
- ETIENNE P., 1956 : *Recherches sur le climat du Massif Central français*, Mémorial de la Météorologie nationale, Paris, 240p.
- IGN (Institut Géographique National), 2011 : *Geoportail* (www.geoportail.fr).
- MARTIN C., 2002 : Les recherches sur les hydrosystèmes du Mont-Lozère, *Études de Géographie Physique*, **XXIX**, 5-13.
- METEO-FRANCE, 2011 : *Climathèque* (www.climatheque.fr).
- METEOROLOGICAL OFFICE, 1962 : *Weather in the Mediterranean*, Her Majesty's Stationery Office, London, 362p.
- REBOTIER R., 1957 : *Le climat pluviométrique des basses Cévennes*, Monographie de la Météorologie nationale, 7, Paris, 51p.
- SCHERER J C, 1977 : Une méthode d'extrapolation dans l'espace des données pluviométriques moyennes. Application à une partie des Vosges, *Rech. Géogr. Strasbourg*, **4**, 69-85.

INFLUENCES DE L'ENVIRONNEMENT D'UN PARC ÉOLIEN SUR LA PRÉVISION DE SA PRODUCTION ÉLECTRIQUE À L'AIDE DES MODÈLES GFS (50KM/3H) ET WRF (2KM/15MIN) : LE CAS DU PARC ÉOLIEN D'AMEL (HAUTE BELGIQUE)

DOUTRELOUP S., FETTWEIS X., ERPICUM M.

Lab. de Climatologie et Topoclimatologie, B11, Allée du 6 août, 2, 4000 Liège, Belgique
s.doutreloup@ulg.ac.be , xavier.fettweis@ulg.ac.be , michel.erpicum@ulg.ac.be

Résumé : Le contexte économique et climatique nous oblige à utiliser davantage la production électrique d'origine éolienne. Cependant ce type de production étant intermittent, il convient donc de prévoir cette ressource au moins 1 jour à l'avance. Notre laboratoire a élaboré un modèle de prévision de ces productions électriques sur base d'un modèle météorologique mondial (GFS) à la résolution de 50 km et 3 h. Mais ce modèle a une résolution trop grossière pour un parc éolien. Nous avons donc configuré le modèle WRF à la résolution de 2 km et 15 min afin d'obtenir de meilleures prévisions. Finalement, le modèle WRF offre de meilleures prévisions, mais l'un et l'autre doivent être adaptés afin de tenir compte de l'environnement direct du parc éolien.

Mots clés : Énergie électrique éolienne, modèle GFS, modèle WRF, Belgique

Abstract : *Influences of the environment of a wind farm on the forecasts of its power generation using models GFS (50km/3h) and WRF (2km/15min) : The case study of Amel wind farm (High Belgium)* The economic and climate contexts require to use more electricity from wind farms. However this kind of production is intermittent, therefore it is necessary to forecast this resource at least 1 day ahead. Our laboratory has developed a forecasting model of wind-based electricity generation based on a global meteorological model (GFS) with a resolution of 50 km and 3 h. But this model has a resolution too coarse for a wind farm. So we have configured the regional model WRF with resolution of 2 km and 15 min to obtain better forecasts. Finally, the WRF model provides better forecasts, but both must be adjusted to take into account the direct environment of the wind farm.

Keywords : Wind power, GFS model, WRF model, Belgium

Introduction

L'excessive consommation des ressources fossiles qui, d'une part influence significativement le climat (IPCC, 2007) et, d'autre part épuise progressivement leurs réserves, conduit à recourir de plus en plus à l'utilisation d'énergies renouvelables et notamment à l'énergie électrique d'origine éolienne (CCE, 2009). Cependant, la production d'électricité d'origine éolienne est, par nature, intermittente, comme on peut le constater sur la figure 1. Ce comportement spécifique est problématique pour les fournisseurs d'électricité comme pour les gestionnaires des réseaux électriques. Les premiers doivent connaître la production électrique qu'ils produiront le lendemain afin d'anticiper les prix de l'électricité sur le marché et les seconds doivent assurer de manière permanente l'équilibre production/consommation sur les réseaux électriques. Dès lors, afin d'intégrer au mieux cette production éolienne dans le réseau de distribution électrique, il est primordial de prévoir finement son évolution temporelle pour le lendemain et les quelques jours suivants.

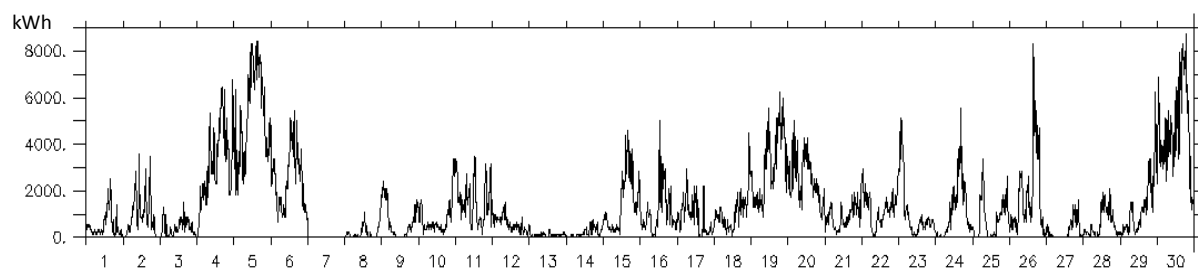


Figure 1 : Exemple de production électrique du parc éolien d'Amel durant le mois d'avril 2009

1. Le modèle GFS

Dès 2008, le Laboratoire de Climatologie et Topoclimatologie de l'ULg a mis au point un modèle de prévision de production éolienne à la demande d'un fournisseur d'électricité verte. Ce modèle utilise les sorties du modèle météorologique global américain GFS (Global Forecast System) à la résolution spatio-temporelle de 50 km/3 h afin d'obtenir les prévisions des variables météorologiques souhaitées, à savoir la vitesse et la direction du vent. Les variables météorologiques extraites du modèle GFS sont celles qui se situent au niveau vertical correspondant à la plus proche hauteur des éoliennes sur le terrain. Ensuite, grâce à la courbe de puissance propre à chaque type d'éolienne, nous pouvons traduire la prévision de la vitesse du vent en prévision de production électrique.

Cependant, cette méthode introduit un lot d'erreurs et d'approximations. La première source d'erreurs provient des données du modèle GFS. D'une part, la résolution spatiale (~50 km) provoque une uniformisation des données sur la région de l'Ardenne, autrement dit, il n'existe qu'une seule donnée de relief, de rugosité du sol et donc de vitesse et de direction du vent sur quasi toute l'Ardenne (figure 2). Les effets météorologiques locaux sont donc inexistant dans le modèle météorologique GFS. D'autre part, la résolution temporelle des prévisions GFS est de 3 h alors que les prévisions demandées par le fournisseur d'électricité doivent être rendues à la résolution temporelle de 15 minutes, qui est le pas de temps auquel travaille tout le secteur de l'électricité. Dès lors, des erreurs d'interpolation non négligeables sont inévitables. Une deuxième source d'erreurs provient de la configuration du parc éolien. Lorsqu'une éolienne est située en aval du flux de vent provenant d'une autre éolienne, il existe un effet perturbateur qui se traduit par une baisse de la production électrique de cette éolienne. D'autres sources d'erreurs sont dues à l'affectation du sol. Par exemple, une zone forestière en amont du flux de vent influencera ce dernier par sa plus forte rugosité et cela produira une baisse de la vitesse du vent et donc de la production électrique. Outre ces erreurs, d'autres approximations sont produites. Elles sont dues notamment à la courbe de puissance des éoliennes, qui est une courbe de puissance théorique spécifique à un type d'éolienne testé dans des conditions optimales d'usines. Elle ne prend donc pas en compte les modifications de la densité de l'air ni l'usure de la turbine et des toutes les parties mobiles.

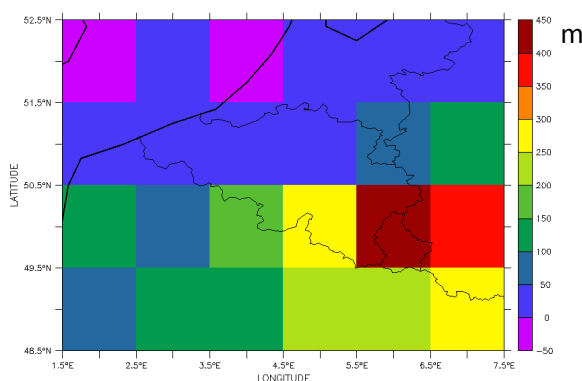


Figure 2 : Représentation de la topographie selon la résolution spatiale du modèle GFS

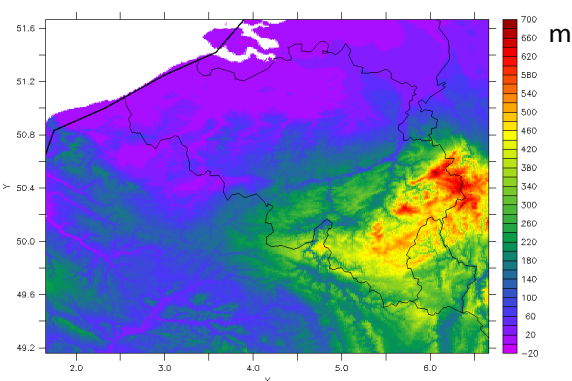


Figure 3 : Représentation de la topographie selon la résolution spatiale du modèle WRF

Afin de tenir compte au mieux des effets dus au terrain, il est indispensable donc de les intégrer dans le modèle. Pour cela, nous avons créé une rose des rugosités. Cette rose des rugosités permet de modifier la vitesse du vent selon sa direction en tenant compte de la rugosité du terrain dans chaque direction. DOUTRELOUP (2009) a testé plusieurs façons de créer cette rose des rugosités, la première en tenant compte des longueurs des rugosités réelles du terrain définies dans l'Atlas Éolien Européen (TROEN et PERTERSEN, 1991), la deuxième selon des longueurs de rugosités tronquées et la troisième, celle qui a finalement été

retenue : une rose des rugosités spécifique au site basée sur les observations. C'est-à-dire que pour une direction de vent donnée, nous avons adapté les paramètres qui vont modifier la vitesse du vent. Habituellement, ils la modifieront à la baisse. Cette adaptation de paramètres a été réalisée en comparant les productions réellement produites aux productions prévues dans chacune des directions considérées. Les paramètres retenus sont ceux qui améliorent significativement les résultats de la prévision par rapport à la prévision « brute » avant calibrage.

L'analyse de cette rose des rugosités montre que les directions pour lesquelles le calibrage diminue le plus fortement la vitesse du vent sont les directions du Nord et de l'Est. En fait, le vent provenant de ces deux directions est fortement influencé par une vallée. Comme le démontrent GROSS (1987) et KOSSMANN (2002), un flux de vent transversal à une vallée est dévié selon un angle identique, ou proche, à celui de la vallée. Ce phénomène est appelé « channeling ». Autrement dit, la vallée détourne une partie du flux du vent. Étant donné que le modèle météorologique reste à une précision spatiale et temporelle trop grossière, il ne permet pas de tenir compte de ce phénomène. Ce qui implique que, par rapport aux observations de terrain, le modèle surévalue fortement la vitesse du vent.

2. Le modèle régional WRF

Dès début 2010, le Laboratoire de Climatologie et Topoclimatologie de l'ULg a adapté le modèle régional WRF (Weather and Research Forecast) à la Belgique. Pour rappel, un modèle météorologique régional est similaire à un modèle météorologique global (type GFS) sauf qu'il possède une meilleure résolution spatio-temporelle ; ce qui lui permet de mieux simuler les effets liés à la topographie et que sa physique interne résout les effets à fine échelle, ce qui n'est pas pris en compte dans un modèle global. Le modèle régional est initialement forcé aux frontières de sa grille par les sorties du modèle global. Grâce à cela, il peut simuler sa propre réponse atmosphérique, en fonction des données atmosphériques forcées mais également en fonction d'une topographie plus fine (figure 3) et de l'affectation du sol. Cela lui permet d'obtenir des simulations de variables atmosphériques à une résolution beaucoup plus fine. Le modèle régional WRF est un modèle développé par une série d'organismes américains, dont principalement le NCAR (pour National Center for Atmospheric Research), et il est distribué sous licence OpenSource ; ce qui permet à une très large communauté d'utilisateurs à travers le monde de le développer et de l'optimiser en permanence.

L'utilisation de ce modèle régional permet d'obtenir des prévisions météorologiques à une résolution spatio-temporelle beaucoup plus appropriée pour nos prévisions de production éolienne, c'est-à-dire à 2 km de résolution spatiale et à 15 min de résolution temporelle. Cette résolution permet de mieux tenir compte des influences du relief et en partie de l'affectation du sol. Elle permet également d'obtenir une prévision quart horaire ; ce qui évite de recourir à des interpolations entre des données obtenues toutes les 3h. Cependant, ce modèle régional créé également des erreurs et possède aussi ses propres limites. Premièrement, la résolution spatiale n'est encore que de 2 km. Cette résolution est certes beaucoup plus précise que celle de GFS, mais elle ne permet quand même pas de prendre en compte l'effet détaillé du channeling de la vallée expliquée précédemment. Deuxièmement, il ne faut pas perdre de vue que le modèle WRF reste forcé par le modèle GFS. Cela implique que si ce dernier produit une mauvaise prévision, le modèle WRF en dépendra et il régionalisera donc cette mauvaise prévision.

À l'instar du modèle GFS, le modèle WRF surévalue la vitesse du vent dans le secteur Nord. Pour remédier à cela, nous avons de nouveau créé une rose des rugosités spécifique au site. Cependant, nous constatons que la rose des rugosités appliquée au modèle WRF n'est nécessaire que pour le secteur Nord, les autres secteurs sont très semblables et ne nécessitent

qu'une faible diminution de la vitesse du vent. Nous avons donc ici la confirmation que l'effet de la vallée n'est pas modélisé par WRF et que nous devons en tenir compte dans le calibrage.

Nous avons constaté que dans toutes les autres directions, le modèle surévalue légèrement la vitesse du vent. L'affectation du sol autour du parc éolien est composée de forêts, de prairies et de zones boisées isolées. Le modèle régional tient effectivement bien compte de l'occupation générale du sol, de manière beaucoup plus précise que le modèle GFS, mais comme pour les effets provoqués par la vallée, les effets liés à l'affectation du sol doivent également être corrigés.

3. Les résultats

Afin de comparer les deux modèles, différents indices ont été utilisés (voir Tableau 1). Le premier est la RMSE (Root Mean Square Error ou Erreur quadratique moyenne). Cet indice livre l'erreur moyenne des prévisions par rapport aux observations rencontrées sur toute la période de référence. Le

Tableau 1 : Présentation des formules des différents indices utilisés

RMSE =	$\sqrt{\frac{1}{n \sum (obs - forecast)^2}}$
r ² =	$\left(\frac{(n \sum obs forecast) - (\sum obs \sum forecast)}{\sqrt{(n \sum obs^2 - (\sum obs)^2) (n \sum forecast^2 - (\sum forecast)^2)}} \right)^2$
PC =	$\sum \left(1 - ABS \left(\frac{obs - forecast}{obs} \right) \right)$
PC40 =	$If (obs \ge 40\% max prod) then \sum \left(1 - ABS \left(\frac{obs - forecast}{obs} \right) \right)$

deuxième indice est le coefficient de détermination (r²) qui va nous renseigner sur l'adéquation des prévisions par rapport aux observations. Le troisième indice (PC) est le pourcentage de bonnes prévisions. Enfin, le quatrième indice (PC40) est le même indicateur mais cette fois pour une production électrique observée supérieure ou égale à 40% de la puissance nominale du parc. Ce dernier indice ne calcule donc le pourcentage de bonnes prévisions que lorsque la production électrique est intéressante pour le fournisseur d'électricité ou le gestionnaire de réseau électrique. Les comparaisons sont d'abord présentées sur toute l'année 2010, ensuite par trimestre.

Tableau 2 : Comparaison entre le modèle GFS et le modèle WRF sur la période du 1^{er} janvier 2010 au 31 décembre 2010

	GFS	WRF	Unités
RMSE	1619	1543	kWh
r²	0,54	0,59	
PC	0,41	0,42	%
PC40	0,6	0,68	%

Tableau 3 : Comparaison entre le modèle GFS et le modèle WRF sur la période du 1^{er} janvier 2010 au 31 mars 2010

	GFS	WRF	Unités
RMSE	1923	1682	kWh
r²	0,54	0,64	
PC	0,44	0,49	%
PC40	0,64	0,7	%

Tableau 4 : Comparaison entre le modèle GFS et le modèle WRF sur la période du 1^{er} avril 2010 au 30 juin 2010

	GFS	WRF	Unités
RMSE	1353	1369	kWh
r²	0,65	0,67	
PC	0,37	0,41	%
PC40	0,56	0,7	%

Tableau 5 : Comparaison entre le modèle GFS et le modèle WRF sur la période du 1^{er} juillet 2010 au 30 septembre 2010

	GFS	WRF	Unités
RMSE	1479	1331	kWh
r ²	0,72	0,75	
PC	0,4	0,42	%
PC40	0,52	0,62	%

Tableau 6 : Comparaison entre le modèle GFS et le modèle WRF sur la période du 1^{er} octobre 2010 au 31 décembre 2010

	GFS	WRF	Unités
RMSE	1721	1700	kWh
r ²	0,74	0,76	
PC	0,43	0,4	%
PC40	0,63	0,68	%

Globalement, le modèle WRF apporte de meilleurs résultats que le modèle GFS (Tableaux 2, 3, 4 et 5). Les mauvais résultats obtenus durant le dernier trimestre 2010 (Tableau 6) proviennent des observations de production électrique. En effet, durant cette période, d'importantes chutes de neige et de givres ont contraint les éoliennes à s'arrêter. Toutefois, ces éoliennes ne s'arrêtent pas toutes nécessairement en même temps et elles ne redémarrent pas toutes en même temps. Par ailleurs, nous avons constaté qu'elles étaient à l'arrêt sans avertissement. Nous avons éliminé les périodes de productions où il était évident que les éoliennes étaient toutes à l'arrêt ; hélas nous n'avons pas pu détecter les cas ambigus, ce qui a biaisé la comparaison.

Concernant les pourcentages absolus de bonnes prévisions (PC), la comparaison entre les deux modèles montre qu'ils sont souvent proches l'un de l'autre. Néanmoins, lorsque nous comptabilisons les pourcentages de bonnes prévisions uniquement lorsque la production totale représente une part importante (>40% de la puissance nominale du parc) électriquement et économiquement pour les fournisseurs d'électricité et gestionnaires de réseau, alors nous observons que le pourcentage (PC40) est systématiquement et significativement supérieur pour le modèle WRF que pour le modèle GFS.

4. Discussions et Conclusions

Il est important de faire remarquer que nous avons comparé, non pas des variables météorologiques, mais des productions électriques. Ce qui a impliqué que des erreurs se sont glissées dans nos comparaisons. Concernant les observations, outre les arrêts d'éoliennes dont nous n'avons pas pu être informés, des pertes apparaissent de manière mécanique entre la production d'électricité créée par la turbine et le compteur d'électricité (utilisation d'une partie de l'électricité pour orienter la nacelle face au vent et redresser les pales dans la bonne direction) et de manière thermique (pertes électriques par effet joule). D'autre part, concernant les prévisions, la courbe de puissance employée est une courbe de puissance théorique calculée dans des conditions de laboratoire. La réalité du terrain est différente car les conditions climatiques sont loin de rester homogènes, et malgré nos corrections pour revenir en conditions standards, il subsistera toujours des erreurs dans la transformation de la vitesse du vent en électricité car la mécanique interne de l'éolienne vieillit et donc sa courbe de puissance interne également.

Finalement, malgré l'amélioration des résultats du modèle global GFS et du modèle régional WRF, nous avons démontré qu'il reste essentiel de confronter la réalité du terrain au modèle. Les conditions météorologiques peuvent jouer un rôle inattendu en faussant complètement les observations (exemple : givrage des éléments mécaniques). Il faut donc veiller à ne traiter que les meilleures observations disponibles. Ensuite, un modèle ne sait jamais prendre en considération les effets vraiment locaux du terrain. Il convient donc de le tester sur un historique d'observations afin de corriger les sorties du modèle régional en fonction de l'environnement proche des observations.

Bibliographie

CCE, 2009, *Promotion de l'utilisation de l'énergie produite à partir de sources renouvelables et modifiant puis abrogeant les directives 2001/77/CE et 2003/30/C*, Directive 2009/28/CE du Parlement européen et du conseil économique européen

Doutreloup S., 2009, *Amélioration d'un modèle de prévision quart horaire des productions des parcs éoliens d'Amel et de Pervez en Belgique*, Mémoire de maîtrise en sciences géographiques, orientation climatologie, Université de Liège, 79p.

Gross G. et Wippermann F., 1987, *Channeling and Countercurrent in the Upper Rhine Valley: Numerical Simulations*, American Meteorological Society, Journal of Climate and applied Meteorology, October 1987, Vol.26, n° 10, pp. 1293-1304

IPCC, 2007: *Climate Change 2007: Synthesis Report*. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, Pachauri, R.K and Reisinger, A. (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 104 pp.

Kossmann M. et Sturman A.P., 2002, *Pressure-Driven Channeling Effects in Bent Valleys*, American Meteorological Society, Notes and correspondence, Vol.42, January 2003, pp. 151-158

NCAR, 2010, *WRF v.3.2.1 modeling system user's guide*, Mesoscale & Microscale Meteorology Division, National Weather for Atmospheric Research NCAR. s.l.; 2010

Troen I. et Pertersen E.L., 1991, *Atlas éolien Européen*, Risø National Laboratory, Denmark, Commission de la Communauté Européenne, 278 pp.

VARIABILITE SPATIALE DES PARTICULES FINES SELON DIFFERENTS ITINERAIRES ET MODES DE TRANSPORT TOURISTIQUES A PARIS

DUCHÉ S., BELTRANDO G., MADELIN M.

Univ Paris Diderot Sorbonne Paris cité CNRS UMR 8586 PRODIG, 5 rue Thomas Mann – 75205 PARIS
CEDEX 13 sarah.duche@univ-paris-diderot.fr / beltrando@univ-paris-diderot.fr / malika.madelin@univ-paris-diderot.fr

Résumé : Afin d'évaluer l'exposition des touristes aux particules fines et d'étudier leur variabilité à une échelle fine, des mesures de concentrations des PM₁₀ et PM_{2,5} ont été réalisées, à l'aide d'un analyseur portable, dans différents modes de transport touristique et itinéraires touristiques. L'analyse des taux observés montre une forte variabilité spatiale des particules, dépendante de la proximité des diverses sources d'émission (trafic routier, travaux en bâtiments, origine « terrigène »). Les brises mettent en suspension les particules présentes sur le sol et entraînent ainsi une augmentation de leur taux au niveau des voies respiratoires des touristes.

Mots clés : PM₁₀ et PM_{2,5}, itinéraires touristiques, mode de transport, Paris

Abstract : To assess tourists exposure to fine particles and to study their variability at a local scale, the measures of PM₁₀ and PM_{2.5} concentration were performed, using a hand-held monitoring, in different means of tourist transport and different tourists routes. The analysis of levels shows a high spatial variability of particles, depending on the proximity to various emission sources (traffic, work in buildings, natural sources). Breezes bring suspended particles present on the soil and thus lead to an increase of their concentration at tourist respiratory tract level.

Keywords : PM₁₀ and PM_{2.5}, tourist routes, means of transport, Paris

Introduction

Depuis 2004, Paris est la ville qui accueille le plus grand nombre de touristes dans le monde : 27 millions de français et d'étrangers y ont séjourné en 2009 (Office du Tourisme et des Congrès de Paris, 2010). Ceux-ci restent en moyenne moins de quatre nuitées, séjour durant lequel ils peuvent être exposés ou être gênés par la pollution de l'air francilienne. Les particules fines (PM₁₀ et PM_{2,5}), poussières respirables par l'homme, sont actuellement un des polluants majeurs en Ile de France et peuvent être à l'origine de problèmes cardiovasculaires et respiratoires (Host *et al.*, 2008). Les risques sur la santé des individus augmentent lors d'accroissement des concentrations en PM₁₀. Dans le cadre d'une recherche doctorale visant à comparer l'exposition réelle et la perception des touristes de la pollution de l'air à Paris, une campagne de mesures des taux de PM₁₀ et PM_{2,5} a été réalisée en 2010 et 2011, à l'aide d'un capteur portable, dans différents modes de transport utilisés par les touristes (bus touristiques, bateau mouche et à pied) et sur différents itinéraires reliant les principaux sites touristiques parisiens. Ces mesures ont été effectuées à différentes dates, lors de situation anticyclonique avec un vent mesuré sur le terrain, inférieur à 3 m/s.

Cet article présente les résultats de cette campagne de mesures. Afin d'interpréter les résultats, les taux de PM₁₀ et en PM_{2,5} observés sont appréciés selon les conditions météorologiques, les sources d'émission et la morphologie urbaine.

1. Protocole de mesure

1.1. Données mesurées

Les mesures des taux de particules ont été réalisées à l'aide d'un analyseur portable Turkney Instruments Dustmate mesurant, en dissociant par la méthode de laser néphélomètre, les concentrations en particules de tailles différentes : TSP (Total Particules en Suspension), PM₁₀ (diamètre inférieur à 10 µm), PM_{2,5} (diamètre inférieur 2,5 µm), PM₁ (diamètre

inférieur 1 μm). Les concentrations ont été enregistrées avec un pas de temps de 1 minute. Ces deux polluants (PM10 et PM2.5) ayant une forte corrélation (Fig. 1), cet article montre principalement la variabilité des concentrations de PM10.

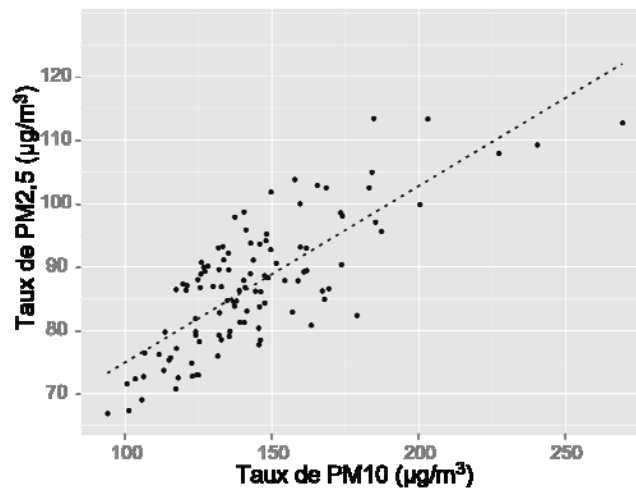


Figure 1 : Nuage de points entre les taux de PM10 et de PM2,5 mesurés sur un bus touristique le 11 mars 2011 (coefficient de corrélation = 0,71, avec 115 individus)

En parallèle, nous avons mesuré la vitesse du vent, la température et l'humidité de l'air à l'aide d'un capteur Testo (non enregistreur). Ces données ont été notées environ toutes les 2 minutes tout le long de chaque parcours. Une caméra a également été utilisée afin de filmer les itinéraires et de pouvoir visualiser l'intensité du trafic routier et fluvial lors des campagnes de mesures.

Les mesures de terrain ont été complétées par des données de référence :

- les données météorologiques à l'échelle horaire de la station synoptique Paris Montsouris de Météo France et les données du radiosondage de Trappes ;
- les taux horaires de PM10 et de PM2,5 issus de trois stations dites « de trafic » (avenue des Champs Elysées, boulevard Haussmann, bd périphérique) et des stations « urbaines » (Paris 18^{ème}, Vitry sur Seine) du réseau Airparif.

1.2. Modes de transport et itinéraires

Nous avons emprunté trois modes de transport différents : les bus touristiques à deux étages, les navettes fluviales circulant sur la Seine et la marche à pied (Fig. 2). Le capteur de particules était à chaque fois porté au niveau des voies respiratoires, c'est-à-dire à environ 1,65m du sol lors des trajets à pied et en navette fluviale. Dans le bus touristique, nous étions assis au deuxième étage, à l'extérieur, avec le capteur situé à la même hauteur que la bouche et le nez. Les itinéraires choisis, reliant les principaux sites touristiques parisiens, ont une morphologie urbaine assez contrastée (rue canyon, large avenue...). Par exemple, l'itinéraire à pied commence par la rue de Rivoli, rue canyon et avec un trafic routier relativement important, puis continue au Louvre et dans le jardin des Tuileries, espace ouvert et loin de la circulation routière. Les itinéraires sont quasiment identiques pour chaque jour de mesure.

1.3. Choix des jours de mesure

Afin d'observer une variabilité à échelle fine, six jours de mesure des concentrations de PM10 et PM2,5 ont été retenus : situations anticycloniques avec une vitesse de vent mesurée sur le terrain inférieure à 3 m/s.

Les premières mesures de terrain ne prenaient pas en compte le taux d'humidité. Or, lorsque le taux d'humidité relative augmente, les concentrations de particules mesurées par le capteur Dustmate augmentent aussi. Les stations Airparif mesurent les taux de particules par la méthode de mesure FDMS (Filter Dynamics Measurement System), méthode référencée par l'Union Européenne. Les capteurs disposent d'une colonne déshydratante permettant de supprimer l'humidité que contient l'air absorbé par le capteur et de ne mesurer que les particules fines (Ustache *et al.*, 2009). L'analyseur Dustmate de Turkey Instrument, utilisé dans cette étude, n'a pas de colonne déshydratante, ni de tête chauffante, et analyse donc la vapeur d'eau au même titre qu'une particule solide. Dans le résultat final, les taux de PM10 et de PM2,5 sont donc jusqu'à 3 fois supérieurs aux concentrations mesurées par Airparif lorsque les taux d'humidité sont élevés (> 60 %). Des mesures empiriques et comparatives ont permis de mettre en évidence un seuil de 40% au-dessous duquel les taux mesurés avec l'analyseur étaient similaires à ceux mesurés par le réseau Airparif : la corrélation entre les taux mesurés par l'analyseur et ceux mesurés par la station Paris 18^{ème} est égale à 0,91 pour 23 individus. Les jours et les heures des mesures ont donc été choisis avec un taux d'humidité inférieur à 40%. Par ailleurs, les mesures faites en navette fluviale ne sont pas présentées dans cet article car les taux d'humidité mesurés étaient supérieurs à ce seuil.

Au final, les mesures présentées ici ont été réalisées le 28 et 29 juin 2010 ainsi que le 25 mars 2011. Elles ont été prises à des horaires à peu près similaires pour chaque mode de transport (marche à pied et bus touristique).

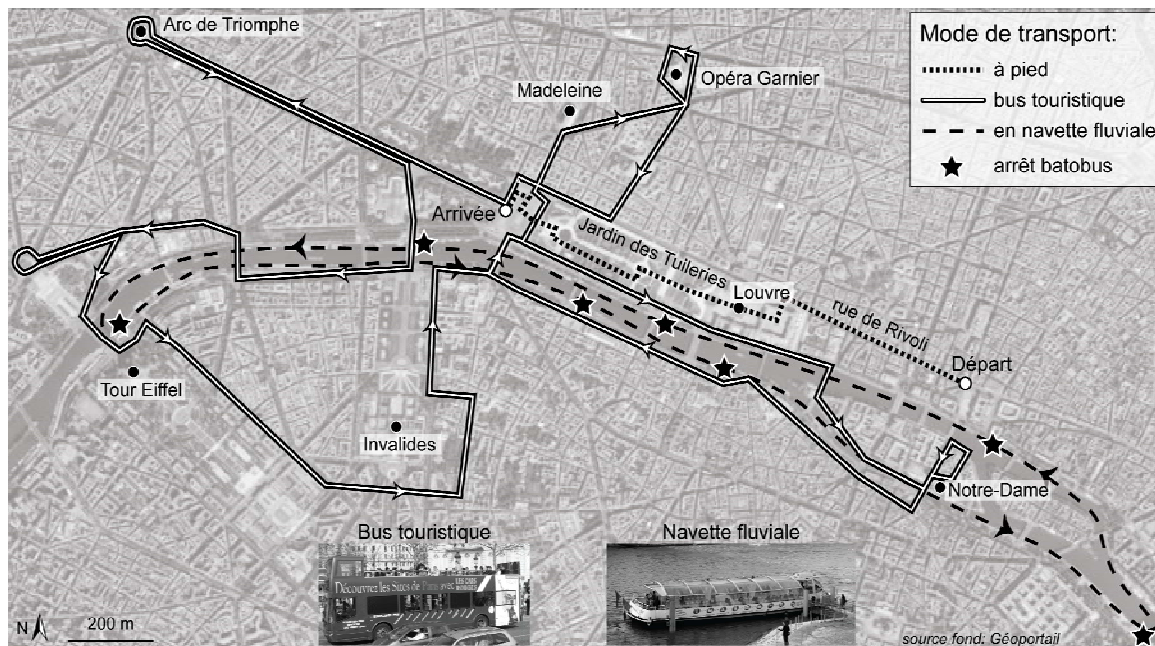


Figure 2 : Mode de transport et itinéraires empruntés lors des mesures des concentrations de particules ; source du fond de carte : Géo portail

2. Résultats

Outre les conditions météorologiques synoptiques et la densité du trafic routier qui influencent les concentrations en particules fines à l'échelle régionale, d'autres facteurs expliquant la variabilité spatiale des taux de PM10 et PM2,5, à échelle fine, ont été mis en évidence par les mesures sur le terrain. La proximité de sources d'émission (travaux, terre, circulation routière) va augmenter les taux de PM10 et PM2,5 mesurés. Certains paramètres météorologiques et la morphologie urbaine vont faciliter la dispersion de la pollution, ou à l'inverse entraîner son accumulation.

2.1. Influence des sources d'émission sur les concentrations en particules fines à échelle fine

La figure 3 présente d'une part les concentrations de PM10 et de PM2,5 mesurées au deuxième étage d'un bus touristique de 13h55 à 15h50 le 25 mars 2011 et, d'autre part, les moyennes des taux selon des espaces à peu près homogènes au niveau de la morphologie urbaine et de l'intensité de la circulation automobile. Sur les mesures des concentrations, une forte variabilité des taux peut être observée, en dehors de concentrations élevées : $143 \mu\text{g}/\text{m}^3$ pour les PM10 et $87 \mu\text{g}/\text{m}^3$ pour les PM2,5. Elles s'expliquent principalement par la densité du trafic routier à côté du bus touristique. Par exemple, sur les quais de Seine, côté rive droite, très fréquentés, les concentrations étaient en moyenne égales à $170 \mu\text{g}/\text{m}^3$; et à l'inverse, autour de la Tour Eiffel et des Invalides, où le trafic était relativement faible, la moyenne des taux de PM10 mesurés est de $140 \mu\text{g}/\text{m}^3$. A chaque arrêt à un feu rouge ou à l'arrêt de bus, les taux ont tendance à augmenter, ce qui s'explique par l'accumulation des particules à proximité du pot d'échappement du bus touristique lui-même, dont la fumée est dispersée lorsque le bus roule. Nous avons aussi observé des pics plus élevés lors du stationnement à côté d'un autre bus ou d'un camion.

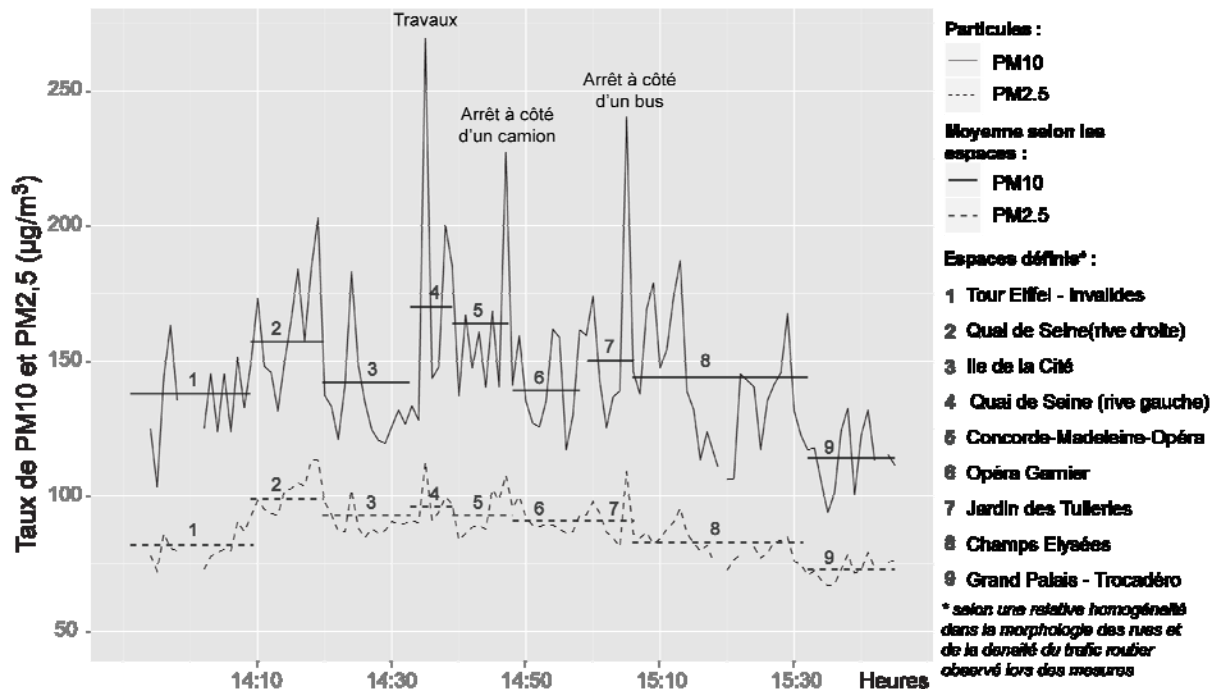


Figure 3 : Concentrations moyennes sur une minute en PM10 et en PM2,5 et moyenne selon les différents espaces (traits horizontaux) lors d'un trajet en bus touristique de 13h55 à 15h50 le 25 mars 2011

Une part de la variabilité s'explique aussi par la proximité d'autres sources d'émission : sur les quais côté rive gauche, le bus est passé à proximité de travaux de chantier entraînant une augmentation des taux de particules ($269 \mu\text{g}/\text{m}^3$ pour les taux de PM10 en moyenne sur une minute). Lors des mesures de terrain à pied, les 28 et 29 juin 2010, le passage à côté de travaux et particulièrement d'un marteau piqueur ont engendré une forte augmentation des particules (jusqu'à $1338 \mu\text{g}/\text{m}^3$). Durant ces mêmes jours, nous avons observé des concentrations en particules d'origine « terrigène » provenant du sol du jardin des Tuileries et qui sont mises en suspension par les brises (particules « terrigènes » observés dans Guégan *et al.*, 2008).

2.2. Influence de la morphologie urbaine sur les concentrations de particules

Les brises observées (vitesse du vent inférieure à 3 m/s) sont variables selon la largeur et la hauteur des rues. La vitesse du vent mesurée, à l'arrêt du bus, le 25 mars 2011, était quasiment toujours nulle ou très faible (<0,8 m/s) sauf dans les rues-canyon à proximité de la Madeleine et de l'opéra Garnier où la vitesse était plus élevée (de 1 à 2,5 m/s). Cette vitesse ne permet pas la dispersion de la pollution mais facilite la mise en suspension des particules fines. Ce qui peut expliquer, qu'à densité de trafic routier quasi égal, les taux en particules fines relevés sont relativement plus élevés dans les rues allant de la Concorde à la Madeleine et à l'Opéra Garnier (164 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ en moyenne pour les PM10), que lors du passage dans l'avenue des Champs Elysée, avenue ouverte (145 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ en moyenne pour les PM10). De plus, l'encaissement des rues empêche la dispersion des particules fines (Chan et Kwok, 2000).

2.3. Influence des précipitations et des brises sur la variabilité spatiale des concentrations en particules fines à l'échelle locale

Le niveau de fond des particules varie selon les conditions météorologiques : une situation anticyclonique avec peu ou pas de vent (< 3 m/s) et une inversion thermique matinale favorise leur concentration (Vardoulakis et Kassomenos, 2008 ; Duché et Beltrando, 2010). A une échelle plus fine, les mesures réalisées permettent d'étudier des phénomènes plus locaux comme l'impact des brises mais aussi des précipitations.

La figure 4 présente les mesures réalisées à pied le 28 et 29 juin 2010. Ces deux jours se caractérisent par une situation anticyclonique avec une vitesse de vent observée relativement faible, inférieure à 3 m/s. Malgré des conditions météorologiques à peu près similaires lors des mesures, les taux de PM10 mesurés le premier jour sont en moyenne plus élevés que ceux du second jour (moyenne de 83 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ le 28/06 et de 45 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ le 29/06). Le 28 juin, les concentrations en PM10 étaient relativement élevées dans le jardin des Tuileries (moyenne de 94 $\mu\text{g}/\text{m}^3$), s'expliquant par un sol nu qui au contact de brises ou de mouvements turbulents met les particules d'origine terrigène en suspension. Le soir, un orage a eu lieu entre 19h et 20h ; les précipitations ont lessivé les particules fines et les ont bloquées au niveau du sol. Le 29 juin, l'humidité dans le sol du jardin des Tuileries empêche la mise en suspension des particules au sol (phénomène similaire décrit dans Johansson *et al.*, 2007). Les taux de PM10 mesurés sont donc plus faibles en moyenne (36 $\mu\text{g}/\text{m}^3$).

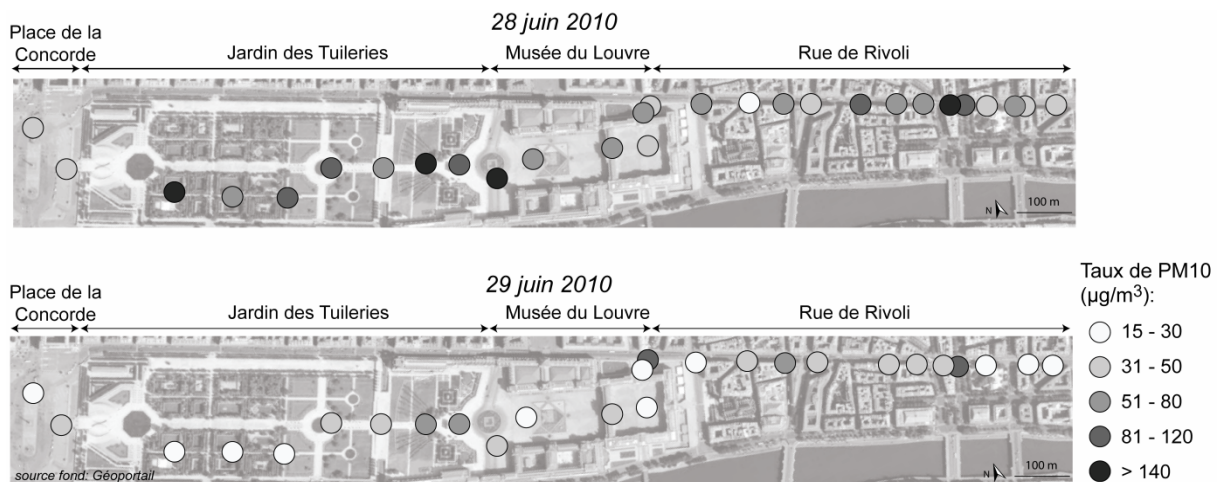


Figure 4 : Concentrations moyennes sur une minute des taux de PM10 lors de trajet à pied de 14h à 15h, les 28 et 29 juin 2010

Conclusion

Les mesures itinérantes des taux de PM10 et de PM2,5 ont permis de mettre en évidence une forte variabilité spatiale à échelle fine et d'en identifier les facteurs. La proximité des sources d'émission d'origine anthropique (trafic routier, chantiers de travaux publics) et d'origine naturelle (« terrigène ») influent sensiblement sur les mesures et entraînent de fortes variations des concentrations en particules fines. Les brises favorisent la mise en suspension des particules et à l'inverse, les précipitations les lessivent et les bloquent sur le sol. Enfin, la morphologie urbaine (largeur des rues, hauteur des bâtiments) peut entraîner la formation de brises mais aussi empêcher la dispersion des particules. L'exposition des touristes aux particules fines est donc très variable lors de leurs parcours touristiques suivant ces différents facteurs. Ces trois jours de mesures ont donc montré que les touristes sont les plus exposés à proximité des voies de circulation, dans les parcs avec un sol sec et de faibles brises et ponctuellement, par la proximité de chantier de travaux publics. La proximité directe des pots d'échappement des bus touristiques entraîne des concentrations relativement plus élevées dans ces modes de transport qu'à pied. Les résultats ne sont cependant pas représentatifs car ne disposant que d'un seul capteur, les mesures n'ont pas pu être faites aux mêmes horaires et donc être bien comparées. Enfin, la taille, la morphologie et la composition chimique des particules sont différentes selon leur origine (naturelle ou anthropique) : ce qui peut jouer un rôle dans leurs propriétés toxicologiques. L'exposition aux particules fines n'est donc pas la même à proximité des voies de circulation ou dans un parc.

Bibliographie

- Chan L.Y., Kwok W.S., 2000 : Vertical dispersion of suspended particulates in urban area of Hong Kong. *Atmospheric Environment*, **34**, 4403-4412
- Duché S., Beltrando G., 2010 : Variabilité spatio-temporelle des pics de PM10 selon les conditions météorologiques dans la région parisienne de 2007 à 2009. *Actes du XXIII^e Colloque de l'AIC*, 197-202
- Guégan H., Leminh Q., Chaveny M., Patouille B., Bourquin P., 2008 : Identification et quantification des contributions relatives des sources de poussières fines en milieu urbain. *Pollution Atmosphérique*, **198-199**, 197-204
- Host S., Chatignoux E., 2008 : Evaluation des risques de la pollution urbaine sur la santé : analyse des liens à court terme entre niveaux de pollution particulaire, morbidité (2003-2006). Observatoire Régional de santé, 82p.
- Johansson C., Norman M., Gidhagen L., 2007 : Spatial and temporal variations of PM10 and particle number concentrations in urban air, *Environment Monitoring Assessment*, **127**, 477-487
- Office du Tourisme et des Congrès de Paris, 2010 : *Le tourisme à Paris en 2009*. Rapport Office du Tourisme et des Congrès de Paris, 36p.
- Ustache A., Favez O., 2009 : *Suivi et optimisation de l'utilisation des TEOM-FDMS, partie 2/2 : Accompagnement à la mise en œuvre des modules FDMS*. Rapport Ineris, 47p.
- Vardoulakis S., Kassomenos P., 2008 : Sources and factors affecting PM10 levels in two European cities: Implications for local air quality management. *Atmospheric Environment*, **42**, 3949-3963

LES CONTRAINTES BIOCLIMATIQUES ET ENVIRONNEMENTALES D'UN CENTRE TOURISTIQUE : LA VILLE DE SOUSSE, EN TUNISIE CENTRE-ORIENTALE.

EL MELKI T.

Faculté des Lettres, des Arts et des Humanités, Université de La Manouba (Tunisie)
U.R. Biogéographie, Climatologie Appliquée et Dynamique Érosive
tmelki2004@yahoo.fr

Résumé : La ville de Sousse est un grand centre de tourisme balnéaire des plus importants en Tunisie. Son climat méditerranéen de nuance semi désertique et son dynamisme économique y soumettent les activités récréatives de plein air à une double contrainte climatique et environnementale. D'une part, la forte chaleur estivale réduit les occurrences horaires, journalières et mensuelles des ambiances bioclimatiques confortables au cours de la haute saison touristique, et d'autre part, l'augmentation sensible du trafic automobile et les conditions de stabilité atmosphérique ambiantes au cours de cette saison favorisent une certaine augmentation des niveaux de concentrations polluées, qui restent, toutefois, loin d'être alarmantes dans la réalité des faits. Elles ont toujours été en deçà du seuil d'information durant toute la période étudiée.

Mots-clés : Sousse, saison touristique, ambiances bioclimatiques, indicateurs de qualité de l'air

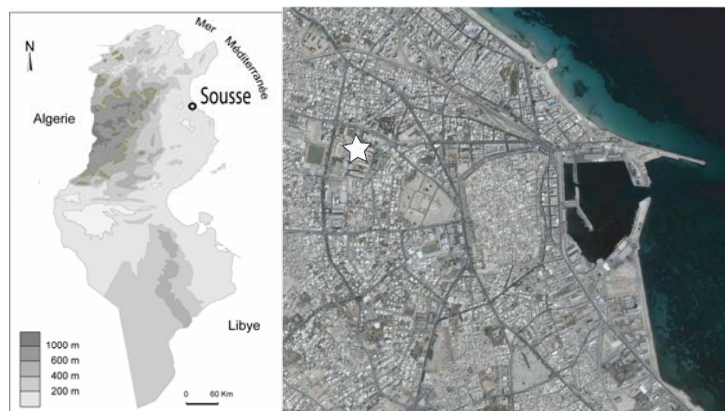
Abstract : *Bioclimatic and environmental constraints in a touristic center: the example of Sousse, in central eastern Tunisia.*

Sousse is one of the greatest balneal touristic centers in Tunisia. Its Mediterranean climate of desert margins and its economic dynamism submit the full air entertaining activities to many climatic and environmental constraints. First, the strong atmospheric stability and summer high temperature reduce the occurrences of comfortable bioclimatic ambiances during the touristic season; In addition, the important increase of the traffic during this season determines the increase of the atmospheric pollution levels. However, those are far from being alarming. They always were under the threshold of information level during the whole of the studied period.

Key words : Sousse, Touristic season, bioclimatic ambiances, air quality Indicators

Introduction

Sousse se localise sur le littoral centre-oriental de la Tunisie (fig. 1). C'est l'une des plus grandes villes du pays et présente un grand centre de tourisme balnéaire. La saison touristique moyenne s'étend du mois de mai à octobre. C'est la période la plus chaude de l'année. Les activités récréatives de plein air sont soumises à des contraintes bioclimatiques et à des contraintes environnementales.



Figures 1 : Localisation de la ville de Sousse (gauche) et localisation (étoile blanche) de la station de la qualité de l'air de l'ANPE (droite, Image Google Earth).

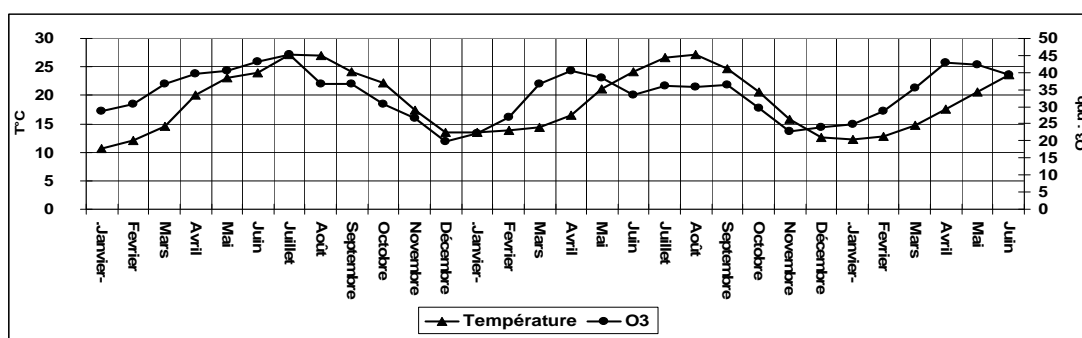
La saison touristique connaît des épisodes assez prolongés de stagnation atmosphérique qui déterminent des ambiances difficiles : des températures excessives surtout en milieu de journée et des taux élevés d'humidité relative pénibles à supporter ensemble. La stagnation

atmosphérique favorise aussi une certaine augmentation des concentrations polluées. Ces dernières sont, toutefois, loin d'être alarmantes dans la réalité des faits. Elles ont toujours été en-deçà du seuil d'information durant toute la période étudiée : janvier 2006 à juin 2008.

En contrepartie, les situations de turbulence atmosphérique, favorisant la dispersion des polluants, gâchent plus ou moins fortement les conditions favorables aux activités balnéaires ; ce qui détermine des contraintes à la fois bioclimatiques et environnementales. Le présent papier se propose de faire le point sur les occurrences des ambiances bioclimatiques et environnementales au cours de la saison touristique (mai – octobre) dans la ville de Sousse.

1. Problématique

Le climat de la ville de Sousse présente un rythme thermique saisonnier méditerranéen (fig. 2). L'hiver généralement doux, contraste avec l'été très chaud et parfois torride. Les températures moyennes mensuelles de la saison chaude sont supérieures à 24°C. Elles effleurent pour les mois de Juillet et août 28°C. Les températures instantanées, surtout en début d'après-midi, dépassent fréquemment 35°C. Dans ces conditions, citoyens et touristes fuient les canicules estivales et cherchent refuge dans la baignade.



Figures 2 : Évolution des températures mensuelles moyennes et des concentrations mensuelles moyennes de l'O₃ dans la ville de Sousse entre janvier 2006 et juin 2008 (Source ANPE).

Sousse présente un grand centre urbain, où siège une certaine pollution atmosphérique primaire (fig. 3) aux origines multiples : activités industrielles diverses, trafic automobile intense et modes de transports variés. Le rayonnement solaire abondant en période chaude favorise aussi l'augmentation des concentrations d'Ozone troposphérique (fig. 2) par la transformation des polluants primaires (NO_x, notamment) en O₃ (Airparif, 2001 ; Erpurs, 2003 ; El Melki T., 2006, 2007, 2009 et 2010).

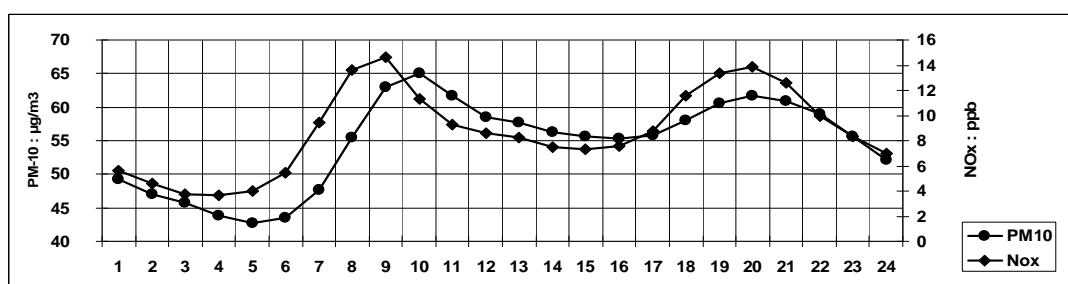
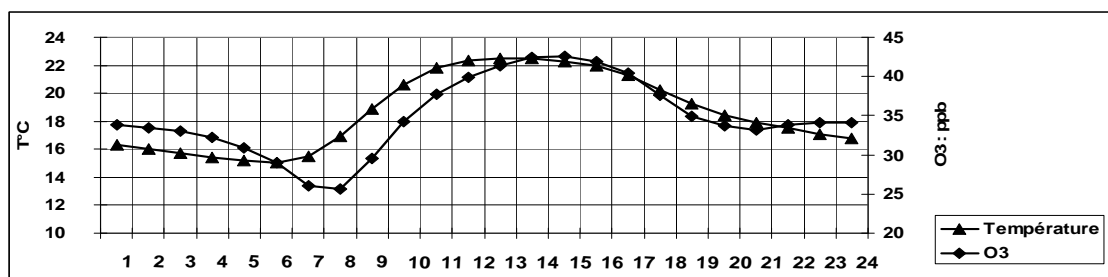


Figure 3 : Évolution des concentrations horaires moyennes des particules (PM₁₀) en suspension et des oxydes d'azote (NO_x) dans la ville de Sousse entre janvier 2006 et juin 2008 (Source ANPE).

Aux cycles saisonniers des températures et des polluants (fig. 2), se superposent des cycles journaliers plus ou moins analogues et/ou différents (fig. 3 et 4). Alors que les après-midi (12h et 19h) se caractérisent par des risques plus élevés de coups de soleil et des niveaux élevés d'ozone, les polluants primaires connaissent les concentrations maximales au cours des

heures de pointe du trafic routier, surtout en début de matinée (8h à 10h) et en fin d'après midi (18h à 21h). Tels sont les cas pour les PM₁₀ et les NO_x (fig. 3).

Ces constats incitent à établir une typologie des ambiances déterminées par les effets combinés des conditions bioclimatiques et des conditions environnementales dans la ville de Sousse au cours de la saison touristique et à déterminer les occurrences relatives de chaque type de ces ambiances aux différentes échelles temporelles.



Figures 4 : Évolution des températures horaires moyennes et des concentrations horaires moyennes de l'ozone troposphérique dans la ville de Sousse entre janvier 2006 et juin 2008 (Source ANPE).

2. Données de base et Méthodologie

Les données de base sont fournies au pas de temps horaire par la station de la qualité de l'air de l'Agence Nationale de la Protection de l'Environnement (ANPE), localisée dans l'Hôpital Universitaire Farhat Hached (fig. 1). Ces données couvrent la période allant de janvier 2006 à juin 2008 et sont formées de deux groupes :

- Des mesures de la qualité de l'air couvrant la période allant de janvier 2006 à juin 2008. Elles présentent des relevés horaires des PM₁₀, des NO_x (NO, NO₂ et total), du SO₂ (dioxyde de soufre) et de l'O₃ (ozone troposphérique).
- Des relevés météorologiques horaires issus de mesures effectuées sur le site de la station de l'ANPE. Ils couvrent la même période et présentent des mesures du rayonnement solaire global, de la température de l'air, de l'humidité relative de l'air, de la vitesse et de la direction du vent.

Répondre à la problématique présentée passe par une classification combinée des conditions bioclimatiques et des conditions environnementales ambiantes dans la ville.

Les ambiances bioclimatiques présentées dans cette étude sont exprimées selon l'Indice d'Ambiance Thermique (IAT) établi pour la Tunisie (Henia L. et Alouane T., 1999 et 2007). L'IAT combine les résultats du « THI » (Température and Humidity Index) de Thom et l'indice « K » de Sipple et Passel et permet de déterminer sept classes de confort bioclimatique calculé à l'échelle horaire (tableau 1) :

Tableau 1 : Classes d'ambiances thermiques déterminées selon les indices THI et K (source : Henia L. et Alouane T., 2007).

THI							
Codes	0	1	2	3	2	1	0
Classes	Très froid	Froid	Frais	Confortable	Chaud	Très chaud	Torride
Limites	THI < -1,7	- 1,7 à 12,9	13° à 14,9	15° à 19,9	20° à 26,4	26,5 à 29,9	> 30°
K							
Codes	0	1	2	3	2	1	0
Classes	Contractant	Hypertonique	Tonique	Relaxant	Hypotonique	Atonique	Torride
Limites	K >= 1200	1199 à 900	899 à 600	599 à 250	249 à 150	149 à 0	< 0
IAT							
Codes	0	2	4	6	4	2	0
Classes	Très inconfortable	Inconfortable	Confortable	Très confortable	Confortable	Inconfortable	Très inconfortable
... Froid				Chaud ...			

A l'échelle horaire, la valeur de l'IAT représente la somme des valeurs du THI et du K. A l'échelle de la journée, l'Ambiance Thermique Journalière (ATJ) représente la moyenne des valeurs horaires de l'IAT, calculées pour la phase d'activité de la journée : de 5H à 24H dans le cadre de cette étude. La haute saison touristique s'étendant de mai à octobre, correspond à la période chaude de l'année, et se caractérise par des jours longs. D'autre part, très nombreux sont les citoyens et les touristes qui profitant du « répit thermique nocturne » (Alouane T., 2007) se livrent à des activités récréatives de plein air même à des heures tardives de la journée.

Pour caractériser l'ATJ les auteurs de l'IAT ont déterminé cinq classes (tableau 2) :

Tableau 2 : Classes d'Ambiances Thermiques Journalières (ATJ) déterminées selon les valeurs de l'IAT (source : Henia L. et Alouane T., 2007).

Classes ATJ	Très inconfortable	Inconfortable	Modérée	Confortable	Très confortable
Valeurs de l'IAT	< 1,2	1,2 à 2,3	2,4 à 3,6	3,7 à 4,8	> 4,8

D'autres paramètres météorologiques relatifs à des phénomènes météorologiques occasionnels et/ou exceptionnels (précipitations, Ch'hili (sirocco), vent fort, lithométéores, orages...) sont combinés à l'ATJ pour calculer un Indice de Potentiel Climato- Touristique Journalier (IPCTJ). Cette étape n'est pas envisagée pour cause d'indisponibilité des données nécessaires à son accomplissement. Les résultats obtenus dans cette étude ne perdent pas beaucoup en précision vue la nature occasionnelle et/ou exceptionnelle de ces phénomènes en période chaude, même pour le Ch'hili et les lithométéores. Ainsi dit, l'IAT est utilisé pour caractériser l'ambiance bioclimatique réelle à l'échelle horaire, alors que l'ATJ est adopté pour caractériser l'ambiance bioclimatique moyenne aux échelles annuelle, mensuelle et journalière.

Dans une seconde étape, l'état de la qualité de l'air est évalué à l'aide d'« Indicateurs de Qualité d'Air » (Ind. QA) obtenus d'une manière synthétique. Les relevés de la qualité de l'air de la station de l'ANPE de Sousse concernent quatre types de polluants : PM₁₀, NO_x, SO₂ et O₃. Les seuils de la qualité de l'air appliqués dans cette étude figurent dans le tableau suivant (tableau 3) :

Tableau 3 : Extrait des normes européennes de la qualité de l'air (http://www.atmo-rhonealpes.org/site/air/normes/valeurs_reference.php).

Type de seuils	PM10 en µg/m3		O3 en ppb		NO2 en ppb		SO2 en ppb	
	Objectif de qualité	Moyenne sur 8h	30	Moyenne sur 8 h	55	Moyenne annuelle	26	Moyenne annuelle
Seuil d'information	Moyenne mobile sur 24h	80	Moyenne horaire	90	Moyenne horaire	130	Moyenne journalière	47
Seuil d'alerte	Moyenne mobile sur 24h	125	Moyenne horaire	180	Moyenne horaire	210	(sur 3 heures consécutives)	130

L'application de ces normes permet de définir quatre niveaux (N1...N4) de concentration pour chaque type de polluant :

N1 : Niveau toléré : Valeurs inférieures à l'« Objectif de qualité ». Code = 0.

N2 : Niveau néfaste : entre le seuil de l'« Objectif de qualité » et le « Seuil d'information ». Code = 1.

N3 : Niveau dangereux : entre le « Seuil d'information » et le « seuil d'alerte ». Code = 2.

N4 : Niveau très dangereux : valeurs supérieures au « seuil d'alerte ». Code = 3.

L'addition des valeurs arithmétiques des quatre codes (relatifs aux quatre types de polluants) permet de caractériser l'état de la qualité de l'air à l'échelle horaire. Quatre types

de situations sont définis par quatre seuils de l'Indicateur de la Qualité de l'Air (Ind. QA = somme totale des codes) :

- Situation confortable : Ind. QA = 0 (zéro).
- Situation néfaste : Ind. QA = 1 à 4.
- Situation dangereuse : Ind. QA = 5 à 8.
- Situation très dangereuse : Ind. QA = 9 à 12.

La moyenne des Ind. QA horaires de la journée est calculée pour caractériser d'une manière globale l'état de la qualité de l'air de toute la journée. Il en est ainsi pour la moyenne des Ind. QA journaliers du même mois, adoptés pour caractériser l'état de la qualité de l'air à l'échelle mensuelle, etc. Dans tous les cas, les mêmes seuils sont appliqués et les quatre types sont obtenus. Cette démarche permet de réaliser une classification combinée des ambiances bioclimatiques et environnementales générales, basée sur les indices bioclimatiques (IAT et ATJ) et les indicateurs environnementaux de la qualité de l'air : Ind. QA. Les classes définies sont les suivantes (tableau 4) :

Tableau 4 : Types de classes bioclimatiques et environnementales.

Classes	Qualité	Conditions environnementales	Conditions bioclimatiques
Classe 1	Confortable	Confortables	Très confortables Confortables
Classe 2	Peu confortable	Confortables	Inconfortables Très inconfortables
		Néfastes	Très confortables Confortables Modérées
Classe 3	Inconfortable	Néfastes	Inconfortables Très inconfortables
Classe 4	Très inconfortable	Dangereuses et très dangereuses	Toutes les catégories

3. Quelques résultats préliminaires

La figure 5, établie selon les critères du tableau 4 présente le résultat global de la démarche proposée. Les situations confortables ne dépassent pas 3% des cas horaires de la période étudiée. Ceci revient en premier lieu au facteur environnemental. En effet, sur le plan bioclimatique considéré à part, les situations très confortables et confortables représentent respectivement : 20% et 50% des cas durant la période étudiée. Ainsi se manifeste un premier aspect du dilemme bioclimatique et environnemental de la ville de Sousse, bien que l'état de la qualité de l'air dans la ville ne soit pas réellement alarmant ces dernières années; car les Ind. QA n'ont jamais dépassé, chaque polluant considéré à part, le « Niveau néfaste » (N2), compris entre l'« Objectif de qualité » et le « Seuil d'information ».

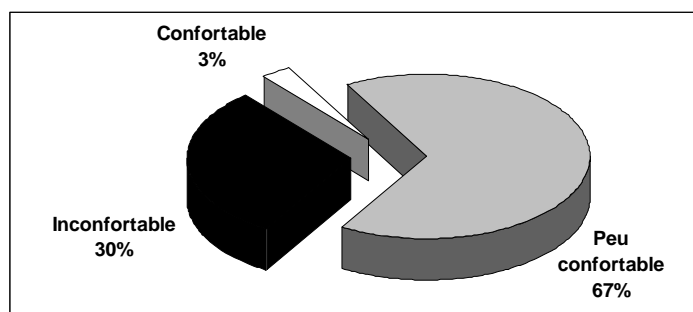


Figure 5 : Fréquence (%) des types de classes bioclimato – environnementales horaires pendant la saison touristique (mai - octobre) dans la ville de Sousse entre mai 2006 et juin 2008.

À l'échelle de la journée, la période la plus chaude (9h à 17h) présente la période la plus inconfortable (fig. 6), aussi bien pour des raisons bioclimatiques (température élevée) qu'environnementales (qualité de l'air). Au cours de cette période, les occurrences horaires de

la classe inconfortable dépassent celles de la classe modérée. D'autre part les occurrences de la classe confortable sont presque nulles.

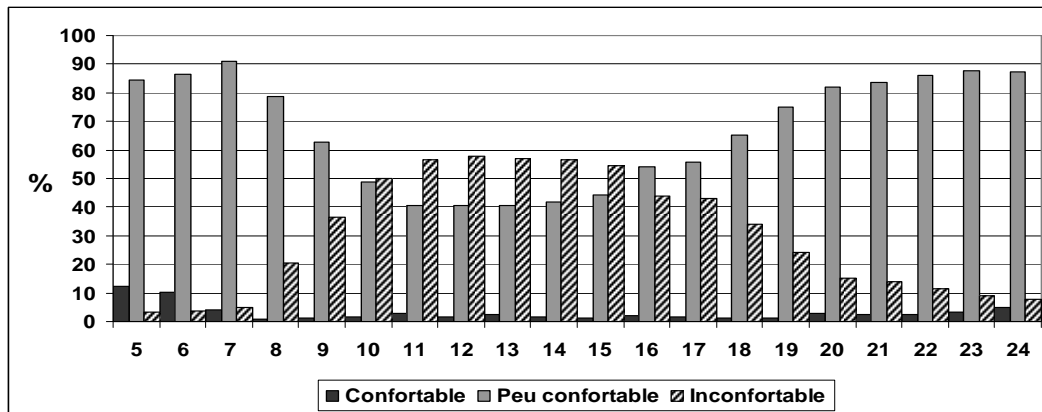


Figure 6 : Occurrences horaires des différents types de classes bioclimato-environnementales pendant la saison touristique (mai - octobre) dans la ville de Sousse, de mai 2006 à juin 2008.

Conclusion

Bien qu'elle doive certainement être améliorée sur le plan méthodologique, la démarche proposée paraît assez intéressante. Le nombre des personnes sensibles, surtout les personnes âgées, étant en croissance continue, l'approche permet de mieux choisir les périodes les mieux adaptés à la pratique des activités récréatives de plein air dans un espace donné. L'approfondissement de cette thématique permettra d'améliorer les résultats dans un contexte d'échelles temporelles variées.

Bibliographie

- Airparif (Surveillance de la qualité de l'air en Ile de France), 2001. *Etude de la distribution spatiale des niveaux moyens d'ozone en période estivale dans le secteur de Rambouillet et dans la Zone rurale sud-ouest de l'Ile de France*. www.airparif.asso.fr, document en ligne, 62 p.
- Alouane T., 2007. *Le répit thermique nocturne de la saison chaude en Tunisie*. Publ. de l'Association Internationale de Climatologie, **XX**, Carthage (Tunisie). 75-80.
- Alouane T., 2003. *Les ambiances climatiques dans les principales régions touristiques de la Tunisie*. Thèse de Doctorat (en Arabe), Université de Tunis, FSHS, 470p.
- El Melki T., 2010 : *Brisés du littoral et variation des concentrations polluées dans le Grand Tunis : Cas des banlieues de La Manouba et d'El Ghazela*. Publ. de l'Association Internationale de Climatologie, **XXIII**, pp : 203 - 208.
- El Melki T., 2009. *Les situations atmosphériques stables, un type particulier d'extrêmes climatiques : cas des surconcentrations d'ozone à Tunis*, Publ. de l'Association Internationale de Climatologie, **XXII**, pp : 151-156.
- Erpurs (Évaluation des Risques de la Pollution Urbaine sur la Santé), 2003. *Analyse des liens entre pollution photo-oxydante et hospitalisations pour causes respiratoires (2000-2003)*. Etude réalisée par Chardon B., Lefranc A. (Observatoire régional de santé d'Île-de-France), & Moreto F. (Airparif), 65 p.
- Henia L. et Alouane T., 1999. *Les ambiances thermiques à l'Ile de Jerba (Tunisie)*. Publ. de l'Association Internationale de Climatologie, **XII**, 17-25.
- Henia L. et Alouane T. 2007. *Le potentiel climato-touristique de la Tunisie*. Publ. de l'Association Internationale de Climatologie, **XX**, Carthage (Tunisie). 27-33.

LA DISDROMETRIE LASER AU SERVICE DE LA CARACTERISATION DES HYDROMETEORES. APPLICATION A DEUX STATIONS AUTOMATIQUES INSTALLEES EN BELGIQUE AU SUD DE LA VALLEE DE LA MEUSE LIEGEOISE

ERPICUM M. (1), SOUGNEZ A. (2), BELLEFLAMME A., FETTWEIS X.

Laboratoire de Climatologie et Topoclimatologie, Université de Liège, Bat B11, Sart Tilman, 4000-Liège, Belgique ; (1) michel.erpicum@ulg.ac.be, (2) asougnez@student.ulg.ac.be.

Résumé : Les disdromètres à laser permettent dorénavant une analyse fine des durées et intensités des précipitations atmosphériques ainsi qu'une excellente discrimination de leurs types. Quelques exemples démonstratifs sont choisis essentiellement à la station météo automatique du campus universitaire de l'Université de Liège (Partie nord du campus du Sart-Tilman). Une comparaison des lames d'eau précipitées lors du passage sur la Belgique d'une zone frontale de l'hiver 2010-2011 est réalisée entre la station météo automatique du Sart Tilman et celle du Mont Rigi (SSHF).

Mots-clés : disdromètre à laser, hydrométéores, précipitations frontales, Belgique

Abstract : Laser disdrometers use for the characterization of hydrometeors. Application to two automatic meteorological stations in Belgium, south of the Meuse valley in the region of Liege. The laser disdrometer now permits a detailed analysis of durations and intensities of rainfall and an excellent discrimination of their types. Some demonstrative examples are chosen primarily on the automatic weather station on the university campus of the University of Liege (Northern part of the campus of Sart-Tilman). A comparison of the quantity of water precipitated during the crossing on Belgium of a frontal zone during the winter 2010-2011 is realized between the automatic weather station of Sart Tilman and that of the Mont Rigi (SSHF).

Keywords : laser disdrometer, hydrometeors, frontal precipitations, Belgium

Introduction

Jusqu'à présent, la plupart des études climatologiques concernant les hydrométéores se limitaient à cartographier, à commenter et à interpréter les lames d'eau précipitées, voire à établir diverses statistiques à propos des lames d'eau précipitées (établissement des fréquences de retour des lames d'eau selon divers seuils significatifs, équivalent en eau des précipitations neigeuses, nombre de jours de pluie, ...). Les données traitées provenaient le plus souvent de pluviomètres ou de nivomètres à relevés quotidiens ou de pluviographes totalisateurs à siphon ou à auget basculeur équivalent à 0.2 mm de précipitation permettant le cumul continu des précipitations mesurables à des pas de temps d'au moins 10 minutes. Brouyaux F. et Tricot C. (2006) ont insisté sur les données pluviométriques de la Région Bruxelles-Capitale. Dupriez *et al* (1978, 1979, 1988, 1989), Lagiewska H. (1981), Vlassis P. (1989), Willems D. (1992), Roussel L. (1993), Etienne H. (1994), Alexandre *et al* (1996, 1998 et 1999), Vandiepenbeeck M. *et al*, (1995) ont notamment traité plus spécifiquement des précipitations en Belgique.

Depuis la fin des années soixante, diverses techniques optiques instrumentales automatiques permettant de discriminer les différents types d'hydrométéores (bruine, pluie, neige, grêle) et de mesurer leur intensité ont été testées et améliorées (Donnadieu G. *et al*, 1969 ; Klaus V., 1977; Illingworth A.J. *et al*, 1987 ; Löffler-Mang M. *et al*, 2000) ; Delahaye J. *et al*, 2006) afin d'automatiser les observations météorologiques synoptiques. D'autre part, des pluviographes à pesée ont été progressivement mis au point. Ces pluviographes ont l'avantage d'éviter le bouchage des entonnoirs classiques à siphon ou à auget basculeur. De nombreuses comparaisons d'instruments ont été effectuées dont celle de Boudevillain B. *et al* (2006) et Sougnez A. (2010).

1. Dispositifs expérimentaux

Deux stations météorologiques automatiques (la station de Liège, site universitaire du Sart-Tilman, positionnée à 240 m d'altitude et la station du Mont-Rigi (SSHf-ULg) située à 685 m d'altitude et à 37 km de distance à vol d'oiseau de la première dans la direction ESE), ont chacune été équipées d'un disdromètre à laser et d'un pluviographe OTT à pesée (figure 1) en complément d'un pluviographe à auget basculeur disposant d'une beaucoup longue série de données. La base de données de disdrométrie laser est disponible depuis février 2005 à la station de Liège (ST). Elle a été complétée depuis peu (novembre 2010) par celle de la station du Mont Rigi (MR). Les données de disdrométrie laser des deux stations sont comparées de novembre 2010 à février 2011 compris.



Figure 1 : Disdromètre à laser THIES à la Station automatique du Mont Rigi (MR)

Deux disdromètres à laser Thies (à faisceau infrarouge horizontal de longueur d'onde de 785 nm et photo diode de 700nm) (figure 2) ont ainsi permis de détecter et mesurer les particules de diamètre compris entre 0.16 et 8.2 mm et de comptabiliser la durée des précipitations d'intensité supérieure ou égale à 0.005 mm/h (notice technique : Thies A. et al, 2004). L'enregistrement de la durée réelle des périodes de précipitations et de leur profil temporel des intensités horaires (mm/h) a été réalisé au pas de temps de la minute. La reconstitution de la distribution fréquentielle des hydrométéores a pu être obtenue de manière très fine selon leur type (bruine, pluie, neige, grêle et précipitations mixtes).



Figure 2 : Pluviographe OTT à pesée à la Station automatique du Mont Rigi (MR)

2. Résultats

2.1. Distribution annuelle de la durée réelle des hydrométéores à Liège Sart Tilman (campus universitaire)

Alors que le nombre de jours de précipitation supérieure ou égale à 0.1 mm est de l'ordre de 200 jours par an (soit plus de 50 % du nombre de jours de l'année) en Belgique et dans la région liégeoise, la figure 3 démontre que la durée réelle relative des précipitations varie bon an mal an entre 10 et 15 % de 2005 à 2010.

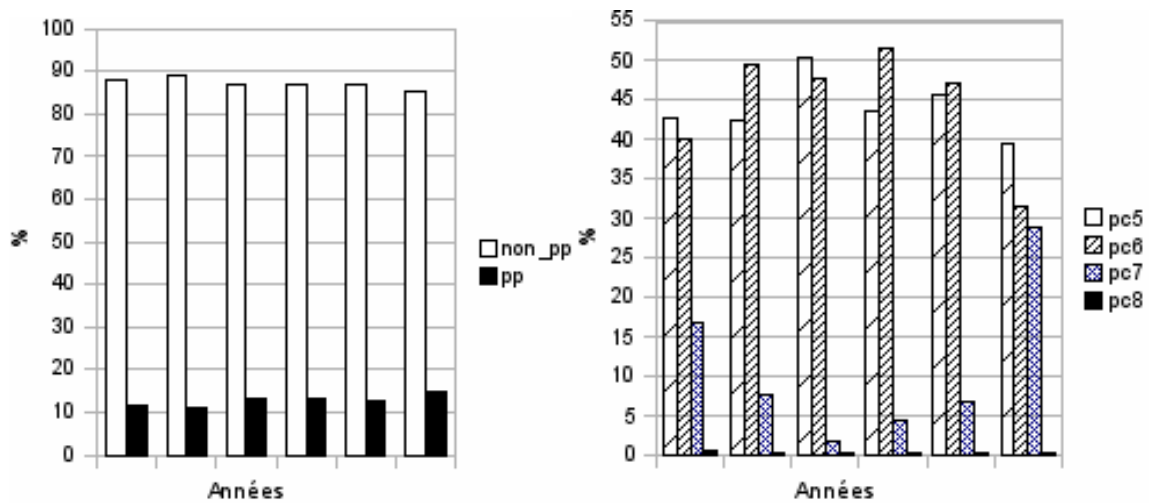


Figure 3 : Disdrométrie fréquentielle des précipitations des années 2005, 2006, 2007, 2008, 2009 et 2010 à la station du Sart Tilman (ST). Légende : Partie de gauche : en noir = pourcentage annuel de la durée réelle des précipitations calculée à partir des données enregistrées par le disdromètre ; en blanc = pourcentage de la durée des périodes sans précipitation. Partie de droite : distribution des pourcentages annuels des types d'hydrométéores classés selon pc5= bruine, pc6= pluie, pc7= neige, pc8= grêle

2.2. Suivi temporel simultané des lames d'eau précipitées au Sart-Tilman (ST) et au Mont Rigi (MR) (suivi effectué à partir de disdromètres à laser)

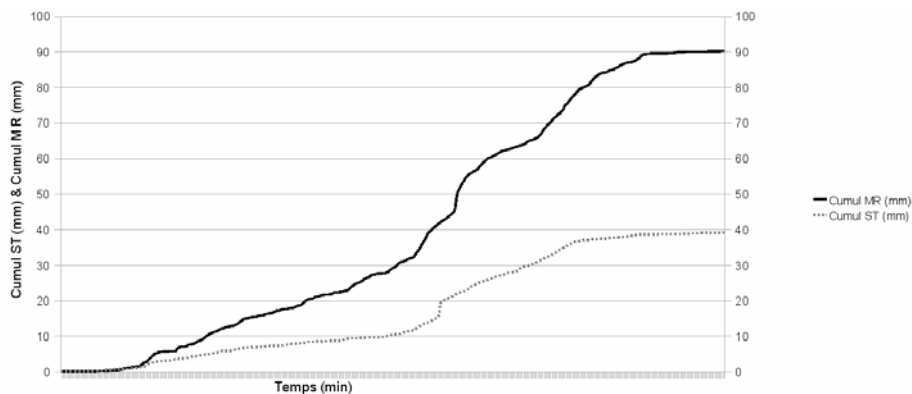
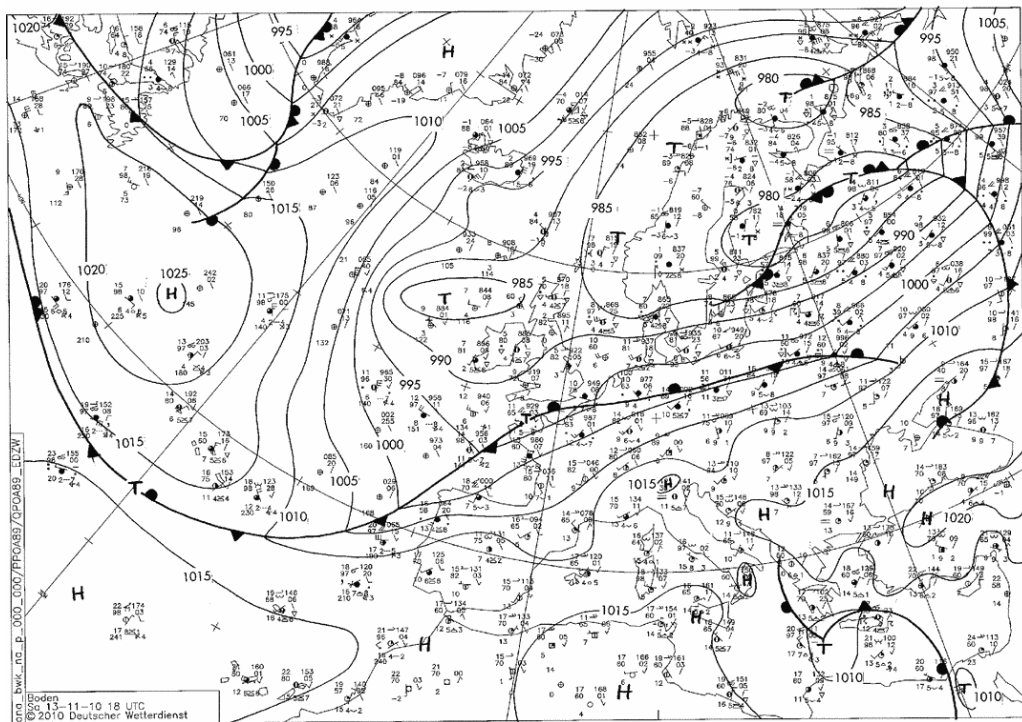


Figure 4 : Cumul de minute en minute des précipitations en mm lors du passage d'une zone frontale sur la Belgique entre le 12 novembre 2010 à 12h (TU+1) et le 14 novembre 2010 à 6h (TU+1). Légende : ST = Station du Campus universitaire de l'université de Liège au Sart Tilman (alt 240m) ; MR = Station du Mont Rigi-SSHF de l'université de Liège (alt 685m)

La figure 4 montre clairement les variations temporelles des précipitations associées au passage de la zone frontale (figure 5). La figure 4 montre combien les quantités de précipitation ont été plus importantes à 685 m d'altitude (MR) qu'à 240 m d'altitude (ST).



<http://www.wetter3.de>

Figure 5 : Situation météorologique synoptique sur la Belgique, le 13/11/2010 à 18h TU

2.3. Suivi temporel détaillé d'une période de précipitation continue de bruine et fine pluie (moins de 6 mm de précipitation enregistré en 10 heures de temps) au Sart Tilman (ST) (suivi obtenu à partir du disdromètre à laser THIES).

La figure 6 constitue la reproduction d'un écran d'ordinateur montrant trois diagrammes superposés. Celui du dessus correspond au diagramme de dispersion des particules de la précipitation durant une minute au moment correspondant au trait rouge repris sur les deux diagrammes inférieurs (axe vertical de gauche = vitesse de chute exprimée en m/s ; axe horizontal = diamètre des particules en mm ; barre de droite = graduation colorée correspondant aux nombre de particules par classe de même vitesse et de même taille). Les axes horizontaux du diagramme du milieu et du diagramme inférieur commencent à 0h TU+1 et se terminent à 24h TU+1. L'axe vertical du diagramme central correspond à l'intensité des précipitations calculée de minute en minute et exprimée en mm/h alors que l'axe vertical du diagramme inférieur correspond au cumul des précipitations exprimé en mm et calculé de minute en minute. Cette figure montre combien les précipitations d'intensité très faible peuvent être mesurées avec grande précision et être caractérisées en détail notamment pour les besoins de l'agroclimatologie.

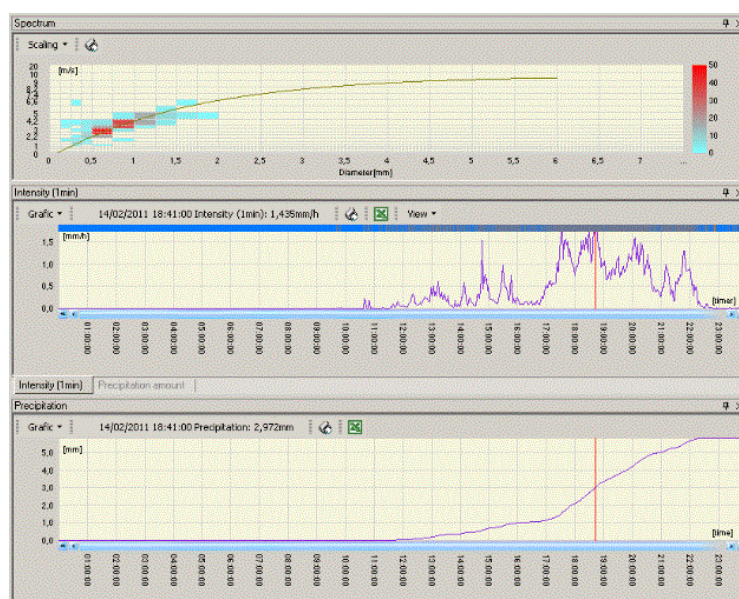


Figure 6 : Diagrammes disdrométriques du 14/02/2011 obtenus entre 00h TU+1 à 24h TU+1 à la station météo ULg-Climato du Sart Tilman (ST) au sud de la ville de Liège

Conclusion

Cette contribution a montré quelques avantages offerts par les disdromètres à laser pour l'analyse climatologique temporelle détaillée des hydrométéores.

Bibliographie

- ALEXANDRE J., MABILLE G. & ERPICUM M. (1996). *Variations interannuelles des précipitations mensuelles et leur répartition spatiale en Belgique*. Publication de l'Association Internationale de Climatologie, vol. 9, p. 403-410
- ALEXANDRE J., ERPICUM M., MABILLE G. & CORNET Y. (1998). *Précipitations atmosphériques et altitude. Prélude à une cartographie des montants annuels et mensuels en Belgique*. Publications de l'Association Internationale de Climatologie, vol. 11, p. 219-226.
- ALEXANDRE J., ERPICUM M. & VANDIEPENBEECK M. (1999). Planche III.1. : Climatologie. In : Comité National de Géographie, *Deuxième atlas de Belgique (1976-1999)*.
- BODEVILLAIN B., ARMETTA A., BERNE A., CARRIER P., CHAPON B., MOLINIÉ G., PAQUET E. & QUIQUET A. (2006). *Etude comparée de la mesure granulométrique et volumétrique des précipitations*, Pôle Grenoblois d'Etudes et de Recherche pour la Prévention des Risques Naturels, Lab. d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE) & Dir. Tech. Gén. d'Electricité de France (DTG/EDF), 30 p.
- BROUYAUX F. & TRICOT C. (2006). *Etude en support au « Plan Pluies » pour la Région de Bruxelles-Capitale. Annexe au rapport de synthèse : Contribution à l'analyse des composantes climatologiques et météorologiques*. Institut Royal Météorologique de Belgique (IRM), Bruxelles, 68 p.
- DELAHAYE J. Y., BARTHES L., GOLE P., LAVERGNAT J. & VINSON J.P. (2006). *A dual-beam spectropluviometer concept*. Journal of Hydrology, Amsterdam, Pays-Bas, vol. 328, p. 110-120
- DONNADIEU G., DUBOSCLARD G. & GODARD S. (1969). *Un pluviomètre photoélectrique pour la détermination simultanée des spectres dimensionnel et de vitesse de chute des gouttes de pluie*. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology (JTECH), American Meteorological Society (AMS), Boston, États-Unis, vol. 4, p. 37-46
- DUPRIEZ G.L. & DEMARÉE G. (1988). *Contribution à l'étude des relations intensité-durée-fréquence des précipitations. Totaux pluviométriques sur des périodes continues de 1 à 30 jours. Analyse de 11 séries pluviométriques de plus de 80 ans*. Institut Royal Météorologique de Belgique (IRM), Bruxelles, 154 p.
- DUPRIEZ G.L. & DEMARÉE G. (1989). *Contribution à l'étude des relations intensité-durée-fréquence des précipitations. Totaux pluviométriques sur des périodes continues de 1 à 30 jours. Analyse des séries pluviométriques d'au moins 30 ans*. Institut Royal Météorologique de Belgique (IRM), Bruxelles, 53 p.

- DUPRIEZ G.L. & SNEYERS R. (1978). *Les normales du réseau pluviométrique belge*. Institut Royal Météorologique de Belgique (IRM), Bruxelles, Publications, Série A, n° 101, 23 p.
- DUPRIEZ G.L. & SNEYERS R. (1979). *Les nouvelles cartes pluviométriques de la Belgique*. Institut Royal Météorologique de Belgique (IRM), Bruxelles, Publications, Série A, n° 103, 17 p.
- ÉTIENNE H. (1999). *Contribution à l'étude des hydrométéores à partir des observations du temps présent. Comparaison des stations météorologiques d'Elsenborn et de Spa-Malchamps*. Mémoires de Licence en Sciences Géographiques (en climatologie), Université de Liège, 159 p.
- ILLINGWORTH A.J., STEVENS C.J. (1987) *An Optical Disdrometer for the Measurement of Raindrop Size Spectra in Windy Conditions*. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, vol. 4, n° 3, pp 411-421
- KLAUS V. (1977). *Étude d'un spectropluviomètre photoélectrique fournissant en temps réel des paramètres intégrés*. Thèse de Doctorat, Université de Paris VI, France, 130 p.
- LAGIEWSKA H. (1981). *Classification des régimes pluviométriques annuels de la Belgique à partir de l'analyse harmonique*. Bulletin de la Société Géographique de Liège (SGL), 16-17, p. 83-100
- ÖFFLER-MANG M. & JOSS J. (2000). *An Optical Disdrometer for Measuring Size and Velocity of Hydrometeors*. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology (JTECH), American Meteorological Society (AMS), Boston, États-Unis, vol. 17, p. 130-139
- ROUSSEL L. (1993). *Essai de classification des situations synoptiques génératrices de précipitations*. Mémoires de Licence en Sciences Géographiques (en climatologie), Université de Liège, 259 p.
- SOUGNEZ A. (2010). *Caractérisation des précipitations atmosphériques sur le campus universitaire du Sart Tilman, Liège. Utilisation d'un disdromètre à laser*. Mémoire de Master en Sciences Géographiques, orientation climatologie, Université de Liège, 113 p.
- THIES A.(Ed) (2004). *Laser Precipitation Monitor (LPM) version Instruction for Use 5.4110.X0.X00 - Software version 1.08 02/2004* (manuel d'utilisation du disdromètre à laser "Thies Clima"). Adolf Thies GmbH & Co. KG, Göttingen, Allemagne, 28 p.
- VANDIEPENBEECK M., TRICOT C., JOUKOFF A. & ERPICUM M. (1995). *Le climat de la région wallonne : les normales climatologiques et leurs variabilités spatio-temporelles*. État de l'Environnement wallon, Ministère de la Région Wallonne - DGRN, Jambes, Belgique, vol. 1, p. 153-169
- VLASSIS, P. (1989). *Contribution à l'étude de la neige en Belgique*. Mémoire de Licence en Sciences Géographiques (en climatologie), Université de Liège, 191 p.
- WILLEMS D. (1992). *Esquisse climatographique des phénomènes hydrométéorologiques et des variables météorologiques concomitantes. Le cas de l'agglomération liégeoise*. Mémoire de Licence en Sciences Géographiques (en climatologie), Université de Liège, 158 p.

COUTS DE STRATEGIES D'ADAPTATION DU RISQUE DE L'EROSION PLUVIALE FACE AUX EVENEMENTS PLUVIEUX EXTRÊMES A BANGUI (CENTRAFRIQUE)

ETENE C. G et BOKO M.

Laboratoire Pierre Pagney Climat, Eau, Ecosystème et Développement (LACEEDE),
Université d'Abomey-Calavi, 03 BP 1122, Cotonou, Bénin
Email : cyr_gervais_etene@hotmail.com, mboko47@live.fr

Résumé : Cette étude vise à évaluer le coût des stratégies développées par les différents acteurs dans la lutte contre l'érosion pluviale dans la ville de Bangui. Les données pluviométriques, d'infrastructures socio-urbaines détruites et d'évolution démographique sont utilisées. Les investigations socio-anthropologiques ont permis d'avoir la perception des différents acteurs sur les stratégies utilisées. La méthode de calcul de coût de réparation (CR) a été utilisée pour évaluer le coût de dégradation. Il ressort de cette étude que les événements pluvieux extrêmes ont accentué le phénomène de l'érosion pluviale dans la ville. Les infrastructures socio-urbaines ont été dégradées sous l'effet de l'érosion pluviale. Pour atténuer les effets néfastes de l'érosion dans la ville, les populations ont développé plusieurs stratégies d'adaptations. Ces stratégies ont induit des coûts économiques au niveau de la population de même que la commune.

Mots-clés : Bangui, érosion pluviale, coût, stratégie d'adaptation.

Abstract : This study aims at estimating the cost of the strategies developed by the various actors in the fight against the rainfall erosion in the city of Bangui. The pluviometric data, the socio urban (destroyed infrastructures) and demographic data are used. The socio anthropological investigations allowed having the perception of the various actors on the used strategies. The method of calculation was used to estimate the cost of degradation. He stands out from this study which the extreme rainy events stressed the phenomenon of the rainfall erosion in the city. Infrastructures socio urban were degraded under the influence of the rainfall erosion. To limit the fatal effects of the erosion in the city the populations developed several strategies of adaptations. These strategies have lead economic costs at the level of the population as well as the municipality.

Keywords : Bangui, rainfall erosion, cost, strategy.

Introduction

Le contexte politique dans lequel s'inscrit le débat sur le changement climatique planétaire exige des estimations des coûts liés aux impacts prévisibles du changement climatique. L'objectif inhérent est de déterminer les impacts prévisibles sur le bien-être et la santé des populations (www.indra.fungfook@ec.gc.ca). En effet, les événements pluvieux extrêmes représentent un grand danger pour la société entière et, plus particulièrement, pour les agglomérations urbaines (Houndakinnou, 2006 ; Bokonon-Ganta, 1987). En République Centrafricaine et plus précisément à Bangui, les nuisances que créent les fortes précipitations sont énormes et constituent des contraintes à l'aménagement (Kokamy-Yambere, 1994). Les conséquences immédiates sont la dégradation des infrastructures urbaines sous l'effet de l'érosion pluviale.

Située entre 4°18'30'' et 4°30'00'' de latitude Nord, et entre 18°23'13'' et 18°38'00'' de longitude Est (figure 1), la ville de Bangui est caractérisée par un climat équatorial dont la moyenne pluviométrique annuelle est de 1600 mm (Villien *et al*, 1990 ; Nguimalet, 2004 ; Eténé *et al.*, 2007 ; Eténé, 2010). La ville connaît un grand problème de dégradation des terres. Pour atténuer les effets néfastes de l'érosion pluviale dans cette ville, les populations, la mairie et le gouvernement ont développé plusieurs stratégies d'adaptations. Ces stratégies ont induit des coûts économiques au niveau de la population de même que de la commune.

La présente étude a donc pour objectif d'évaluer les coûts liés aux stratégies de lutte anti-érosive mise en place par les différents acteurs intervenant sur cette question.

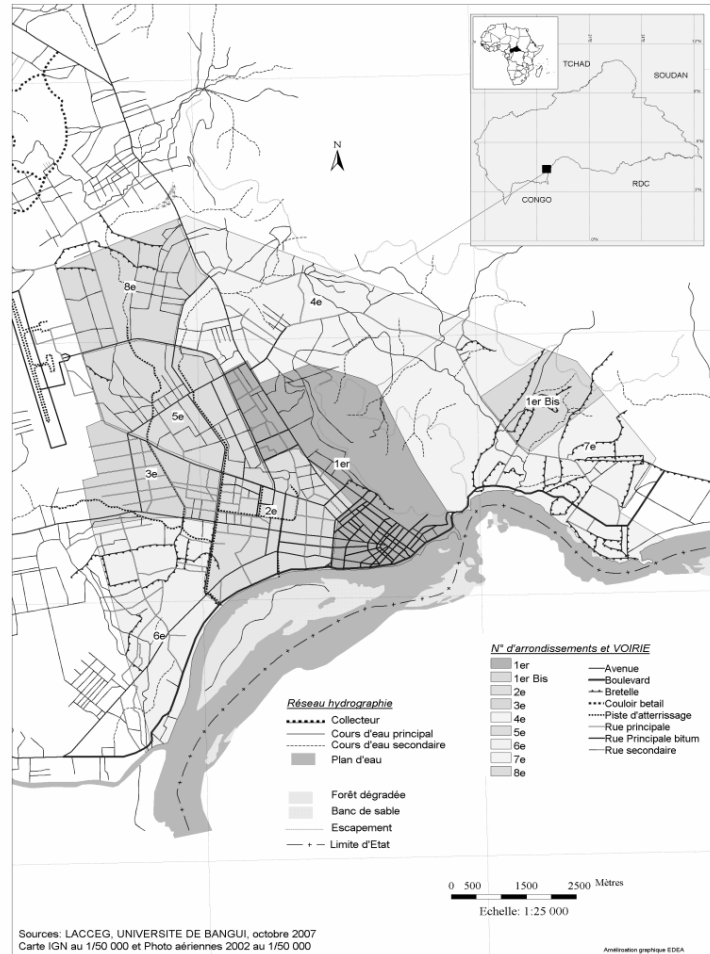


Figure 1 : Localisation et détails d'aménagement de la ville de Bangui.

2. Données et méthodes

Les données pluviométriques analysées couvrent la période 1960-2006 et sont extraites du fichier de l'ASECNA-Bangui. Les données sur la dégradation des infrastructures urbaines sont recueillies sur le terrain. Les populations ciblées pour l'entretien sont les personnes ressources (90 personnes) ayant vécu localement plus de 20 ans et avec une bonne connaissance de leur localité.

Pour évaluer les coûts de stratégies d'adaptation, la méthode des coûts de remplacement ou de réparation a été utilisée. Ainsi, la valeur nette actuelle (VAN) de réparation et les coûts de la protection de l'environnement ont été calculés en utilisant la formule standard VAN sur le coût de la réduction de la dégradation. L'équation standard pour la VAN est :

$$VAN = \sum C_t / (1+i)^t$$

où t est le temps lorsque l'argent a été investi dans le projet, n la durée totale du projet, i le coût moyen de la mesure du capital et C_t l'argent liquide au temps t . L'addition se fait entre $t=0$ à $t=N$, mesuré habituellement en années.

Le coût de dégradation au niveau du réseau viaire est déterminé par le calcul du coût de réparation (CR), avec une formule ainsi déclinée :

$$CR = L \times l \times e \times c$$

où L = longueur, l = largeur, e = hauteur et c = coefficient de foisonnement.

Ces méthodes d'évaluation des coûts de stratégies d'adaptation de l'érosion pluviale sur les infrastructures urbaines de Bangui ont permis d'obtenir les résultats suivants.

3. Résultats

3.1. Caractéristiques des pluies extrêmes à Bangui

La figure 2 montre respectivement l'évolution des pluies extrêmes par classe et le nombre annuel des pluies journalières dépassant un seuil critique à Bangui.

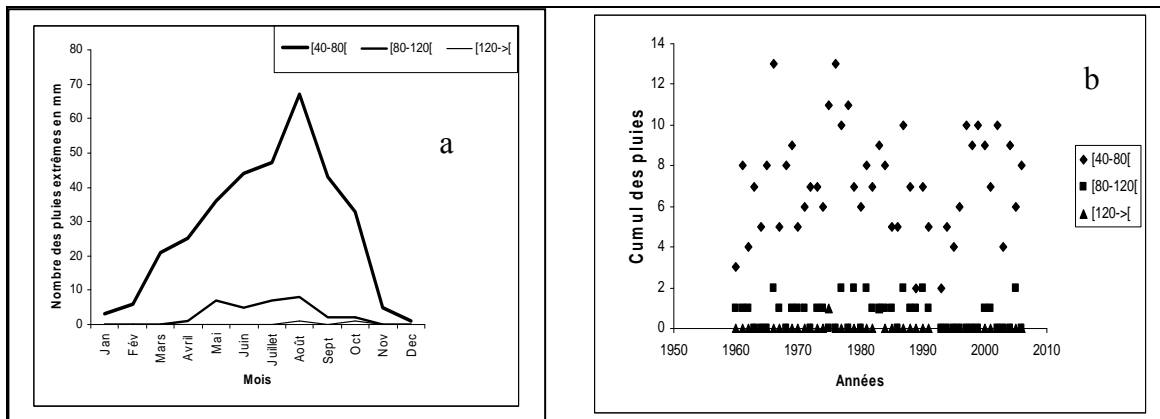


Figure 2 : Caractéristiques des pluies extrêmes (en mm) à Bangui pour : a) les classes des pluies extrêmes ; b) le nombre annuel des pluies journalières dépassant un seuil critique (calculé sur la période 1960-2006).

Trois classes des pluies extrêmes se dégagent : [40-80 mm[, [80-120 mm[et [+120 mm[. Ainsi, les mois pour lesquelles la hauteur maximale de pluie est supérieure ou égale à 120 mm, quelle que soit la période de l'année, sont des mois pendant lesquels les activités érosives sont très importantes. La figure 2b présente le nombre annuel des pluies journalières dépassant un seuil critique, au sein de la chronique analysée pour Bangui.

3.2. Impacts de l'érosion pluviale sur les infrastructures urbaines

Les photos 1 et 2 montrent les impacts de l'érosion pluviale sur les différentes infrastructures de la ville. Les impacts se traduisent par le ravinement des routes et par les déchaussements des habitations.



Photo 1 : Dégradation d'une voie à Gobongo (cliché : Eténé, septembre 2010).



Photo 2 : Ravinement d'un bâtiment à Boy-rabe (cliché : Eténé, septembre 2010).

Ces cas indiquent l'importance des activités érosives sur les infrastructures urbaines dans la ville de Bangui. Plus de 70% des personnes interrogées ont d'ailleurs indiqué que ce sont les habitations et les routes qui sont les plus exposées au phénomène d'érosion du sol.

3.3. Stratégies de lutte contre l'érosion pluviale

Pour lutter contre l'érosion pluviale, le gouvernement et la mairie de Bangui ont mis en place une politique de recharge des voies en terre avant la saison pluvieuse (photo 3). La population développe de son côté plus les techniques d'enrochement, de digue de déviation (photo 4) et le système de gouttière. Ainsi, toutes ces stratégies ont engendré des coûts financiers pour les différents acteurs.



Photo 3 : Rechargement d'une voie érodée Yapélé (cliché : Eténé, septembre 2010).



Photo 4 : Digue de protection des rues à Galabadja-Sinistré (cliché : Eténé, septembre 2010).

Avant la saison pluvieuse, les rues sont systématiquement rechargées et les populations utilisent les digues de protection pour protéger les rues ; les interventions de l'Etat et de la mairie sont rares.

3.4. Coûts des stratégies liés à la réparation des rues des quartiers à Bangui

Le tableau 1 indique le coût moyen de réparation des rues dans les différents quartiers de la ville suite au phénomène de l'érodibilité du sol.

Tableau 1 : Coût moyen de réparation des rues dans les quartiers de Bangui.

Quartiers	Longueur (m)	Largeur (m)	Hauteur (cm)	Coefficient de foisonnement	Volume (m ³)	P U (m ³)	Montant (en FCFA)
Résidentiels	200	3,5	5	1,3	4550	5000	22 750 000
Lotis	200	3,5	10	1,3	9100	5000	45 500 000
Populaires	150	3,5	30	1,3	20475	5000	102 375 000
Périphériques	150	3,5	20	1,3	13650	5000	68 250 000

Source : Enquêtes de terrain, 2007.

L'analyse du tableau 1 montre que le coût de réparation est plus élevé au niveau des rues situées dans les quartiers populaires (102 375 000 FCFA), alors qu'il est moins élevé dans les quartiers résidentiels (environ 22 750 000 FCFA), dont les rues sont souvent bitumées avec des caniveaux. Au regard des coûts très élevés de frais de réparation, il est très difficile aujourd'hui, au niveau du gouvernement et de la mairie, de mettre en place une politique d'aménagement durable. Quant à la population, à défaut de réparer les habitations, elles procèdent à la vente des maisons (tableau 2).

L'examen de ces prix de vente indique les prix de l'immobilier et du capital foncier ont enregistré une forte dépréciation dans les quartiers à forte érodibilité du sol. Par exemple, le prix moyen de vente d'une habitation dans le quartier Lipia est d'environ 700 000 FCFA.

Tableau 2 : Prix moyen (en FCFA) de vente des habitations et du foncier dans les quartiers de Bangui à forte érosion du sol.

Quartiers	Habitations en semi-dur	Parcelles (25 × 30 m)
Gbafio	900 000	350 000
Lipia	700 000	300 000
Gobongo	1 500 000	500 000
Ngatoua	800 000	250 000

Source : Enquêtes de terrain, 2007.

Conclusion

Au terme de cette étude, il ressort que les pluies extrêmes expliquent l'importance de l'érosion et la dégradation des infrastructures urbaine chaque année dans la ville de Bangui. Ainsi, les populations, la mairie et l'Etat ont développé plusieurs stratégies (digue, technique d'enrochement, remblai des voies) pour faire face à ce phénomène. Au niveau du gouvernement, l'Etat dépense ainsi en moyenne 102 millions de Francs CFA pour réparer une rue de 400 m de long dans les quartiers populaires de Bangui.

Bibliographie

Bokonon-Ganta E. B., 1987 : *Les climats de la région du golfe du Bénin*. Thèse de doctorat du 3^{ème} cycle, Paris IV Sorbonne, 248 p. + annexes.

Eténé C. G., Vissin W. E. et Boko M., 2007 : Vulnérabilité des infrastructures urbaines à l'érosion pluviale dans la ville de Bangui (Centrafrique). *Actes du 1er colloque de l'UAC des Sciences, Cultures et Technologies, Géographie*, 23-35.

Eténé C. G., 2010 : *L'érosion pluviale dans une ville de l'Afrique tropicale humide et ses implications sociales et environnementales : le cas de Bangui (RCA)*. Thèse de doctorat unique, Université d'Abomey-Calavi, 232 p.

Houndakinnou G. R., 2006 : *Fréquence des événements pluvieux extrêmes et impacts environnementaux dans la ville de Cotonou*. Mémoire de DEA / EDP/ FLASH/ UAC, 60 p.

Kokamy-Yambere S., 1994 : *Erosion et dégradation de la colline de Bangui : impacts sur le milieu urbain. Bilan des trois années d'étude (1991, 1992, 1993)*. Centre ORSTOM, Laboratoire de Géologie et d'Hydrologie, Bangui (RCA), 76 p.

Nguimalet C. R., 2004 : *Le cycle et la gestion de l'eau à Bangui (République Centrafricaine). Approche hydrogéomorphologique du site d'une capitale africaine*. Doctorat (thèse unique), Université Lumière - Lyon 2, 442 p.

Villien F., Soumille P., Vidal P. et Pirovano J.-P., 1990 : Bangui, capital d'un pays enclavé d'Afrique centrale. Etude historique et géographique. CRET, Collection « Pays enclavés », 4, 202 p.

IMPACTS DES FORTES PLUIES DES 21, 23 ET 24 AOÛT 2009 ET LES STRATEGIES DEVELOPPEES PAR LES ACTEURS DANS LA COMMUNE DE BIRKELANE (REGION DE KAFFRINE)

FALL E. H. A. A.

Laboratoire de Climatologie et d'Environnement (LCE), fall_abdoulaziz@yahoo.fr, tél : 77 265 50 30

Résumé : La commune de Birkelane est confrontée à un retour de fortes pluies de trois jours (183mm) qui ont plongé la ville dans les inondations. Ces fortes pluies connues sous le nom d'épisodes pluvieux ont causé d'énormes impacts sur l'habitat, sur les cultures, sur la santé et sur le vécu des populations. Ces pluies diluviennes de rare intensité sont liées d'une part aux lignes de grains et d'autre part à la remontée de la Zone Intertropicale de Convergence (ZIC). Ce sont les principaux types de perturbations pluvieuses qui surviennent dans cette zone. Ainsi, les facteurs qui ont aggravés les inondations sont : les facteurs physiques du fait Birkelane se trouve dans des bas-fonds et la présence d'une pente le long de la Route Nationale 1 (RN 1) et les facteurs humains car la majorité des bâtiments sont en banco. De ce fait, 165 cases en banco se sont effaissées avec 90 familles sinistrées, 2 bâtiments en dur endommagés en 2009.

Mots clés : impacts – fortes pluies – stratégies – commune de Birkelane

Abstract : The commune to Birkelane is facing a return of rains for three days (183 mm) which have plunged the city into floods. These heavy rains known as the wet episodes have caused enormous impacts on habitat, crops, on health and on the experience of the populations. These rains of rare intensity are related to squall lines and on the other hand the upwelling of the Intertropical Convergence Zone (ICZ). These are the main types of wet disturbances occurring in this area. Thus, the factors which have aggravated floods are: physical factors the fact Birkelane is located in a low-lying areas and the presence of a slope along Route Nationale 1 (RN 1) and the human factors because the majority of the buildings are in banco. Thus, 165 cases in banco collapsed with 90-affected families, 2 hard buildings damaged in 2009.

Keywords : impacts - rains - strategies - common to Birkelane

Introduction

L'importance de la variabilité spatiale et temporelle des précipitations en Afrique de l'Ouest entraîne de nombreux problèmes qui peuvent avoir des conséquences dans les secteurs de la gestion des ressources en eau ou des risques liés aux inondations en zones rurales et urbaines. C'est ainsi qu'il a été constaté en 2009 «près de 600 000 personnes touchées par les inondations en Afrique de l'ouest, ces pluies ont causé la mort de 159 personnes» (site web : Google Chrome, 2009). Ces problèmes qui affectent l'Afrique, touchent la majeure partie du territoire sénégalais à savoir la Vallée du fleuve notamment à Podor, Matam, Saint-Louis et le centre ouest avec Kaolack et Birkelane.

Ainsi, les changements climatiques ont commencé à manifester leurs effets au Sénégal. «Des signes annonciateurs de la fin de la sécheresse pluviométrique qui sévit au Sénégal depuis une trentaine d'années semblent visibles ces dernières années, avec un regain des activités pluvieuses supérieures à la normale 1961-1990. Ce redressement pluviométrique s'est accompagné d'inondations dans la plupart des villes du Sénégal en 1999, 2000 et 2001. Ces inondations entraînent l'abandon des habitations touchées et un relogement des sinistrés dans des conditions parfois précaires» (SENE et als, 2002). Ces propos montrent nettement que c'est le dérèglement du régime pluviométrique qui est la principale cause des inondations. Ce nouveau risque climatique peut être engendré par des précipitations journalières exceptionnelles. Ainsi, la vulnérabilité des villes sénégalaises face aux risques d'inondations s'est accrue suite à un aménagement urbain incontrôlé.

Avec la naissance de nouveaux quartiers, les promoteurs immobiliers, publics et privés ignorent les plans d'urbanisation et la morphologie de l'espace. Les constructions des maisons sont en majorité en banco et se font dans les bas-fonds. De ce fait, nous pouvons dire que l'eau est source de vie mais également, une source de maladies (stagnation des eaux pluviales)

et de catastrophes (inondations, destructions de maisons) pouvant engendrer parfois des pertes humaines.

Un événement pluvieux est survenu dans la commune de Birkelane en 2009 et a causé d'importants dégâts. Ce phénomène, qui a affecté ce secteur, est dû à sa morphologie, car ayant un caractère dépressionnaire (bas fonds). Cette zone reçoit des pluies diluviennes de plus de 100 mm/an qui engendrent des inondations. Ces fortes pluies affectent tout le centre du Sénégal, à savoir les nouvelles communes comme Birkelane avec 183mm en 3 jours avec les dates des 21 (56 mm), 23 (36,4 mm) et 24 août (90,7mm) 2009.

1. Site et situation de la commune de Birkelane

Birkelane est une localité située dans la région de kaffrine. Elle est devenue commune le 10 juillet 2008. La morphologie de la ville est irrégulière et nous notons beaucoup d'espaces vides (réserves foncières). La commune de Birkelane compte cinq quartiers: Keur Ismaila, Santhiaba, Gadega Escale, Taliba et Thiérère. Les habitations sont concentrées à Keur Ismaila, Santhiaba et Taliba et restent dispersées dans les deux autres. Sur le plan de la structure morphologique, Birkelane n'est pas beaucoup construite et garde des aspects ruraux malgré son passage en commune.

1.1. Site de Birkelane

Birkelane est une commune du Sénégal, qui est située dans le Département de Birkelane, à environ 30 km de la ville de Kaolack (carte 1). Situé à 15° 45 de longitude Ouest et 14° 09 de latitude Nord, la ville a été érigée en commune en juillet 2008 par le Décret n°2008-747 du 10 juillet 2008 (ANSD., 2008). Elle est localisée dans centre ouest du bassin arachidier (figure 1).

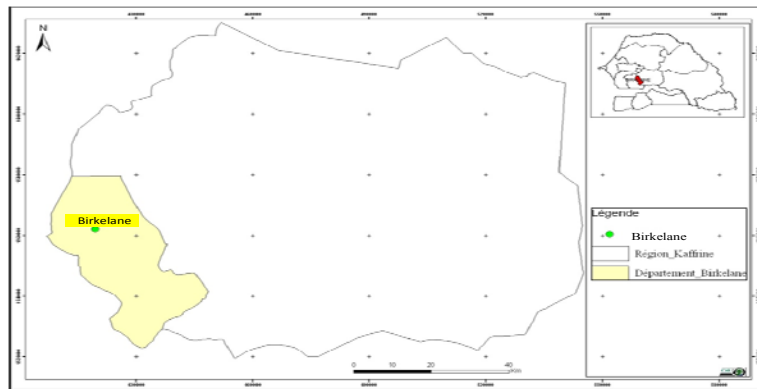


Figure 1 : Carte de situation de la commune dans le Département (source CSE)

1.1.1 Le climat : le domaine nord soudanien continental

Sur le plan climatique, la commune de Birkelane appartient au domaine nord soudanien continental avec deux saisons pluvieuses. Une saison estivale qui dure cinq mois allant de juin à octobre et une saison sèche qui s'étale de novembre à avril mai. « La zone soudanienne au sud de l'isohyète 500 mm comprend (i) les domaines nord soudanien (entre 500 et 1000 mm) et (ii) sud soudanien (au-delà de 1000 mm) » (CSE, 2009 in œuvre de SAGNA, P., 2006). Ces pluies sont engendrées d'une part par les lignes de grains et d'autre part la remontée de la Zone Intertropicale de Convergence.

2. Analyse des fortes pluies des 21, 23 et 24 août 2009

2.1 Analyse de l'évolution de la pluviométrie

Les inondations sont provoquées par de fortes averses. A la station de Birkelane, rien que pour les trois jours du 21, 23 et 24 août, il a été enregistré 183 mm de pluie. La journée du 24 août 2009 par exemple a enregistré 90,7 mm de pluies ce qui a provoqué des inondations.

Nous allons d'abord analyser l'évolution de la pluviométrie de 1963 à 1990 et celle de 1998 à 2009. Ceci dans le but d'analyser la variabilité entre les deux moyennes, en d'autres termes de voir les années déficitaires et excédentaires. Ces écarts relatifs par rapport à la

moyenne des 28 ans sont obtenus par la formule suivante: $Em = \left(\frac{Pi}{\bar{x}} \times 100 \right) - 100$ avec Em = Ecart par rapport à la moyenne ; Pi = pluie annuelle d'une année i par rapport à un poste considéré ; \bar{x} = moyenne annuelle des 28 ans allant de 1963-1990

La représentation graphique de la pluviométrie de 1963 à 1990 à Birkelane fait ressortir 16 années excédentaires et 12 années déficitaires. Ainsi, le découpage en classes nous permet d'avoir cinq classes pour une analyse plus fine. Ce découpage est fait grâce aux formules

suivantes. $E = \text{Maximum} - \text{Minimum}$ donc $\text{Intervalles}(I) = \frac{\text{Etendue}}{\text{nombre de classes}}$

Le maximum excédentaire est de 37,2 % (812,2 mm) et intervient en 1967. Le minimum déficitaire survient en 1983 avec un écart de -36,9 % (373,4 mm) – figure 2

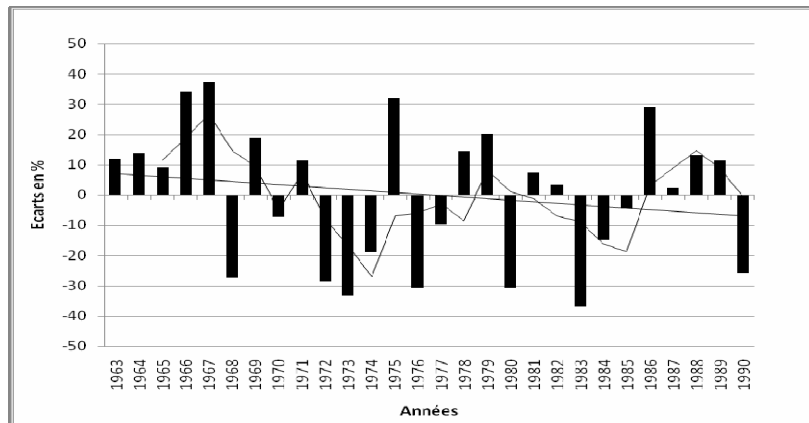


Figure 2 : Ecart du total annuel par rapport à la moyenne des 28 ans allant de 1963-2009

Tableau 1 : Répartition par classe des pluies de 1963-1990 dans la station de Birkelane

classes	Nombre d'années	Appréciations
[-36,9 ; -22,1[7	Très déficitaire
[-22,1 ; -7,3[3	Moyennement déficitaire
[-7,3 ; + 7,5[5	Moyenne (peu déficitaire, peu excédentaire)
[+7,5 ; +22,3[9	Moyennement excédentaire
[+22,3 ; +37,1[4	Excédentaire
Total	28	

Ces tableaux nous ont permis d'avoir une analyse plus fine et de repérer les années déficitaires et les années excédentaires. Contrairement à la moyenne des 12 ans qui est marquée par un retour des fortes pluies sur une courte durée environ 1 à 3 jours.

2.2 Analyse des apports pluviométriques du mois d'août de 1998 à 2009

De ce fait, les précipitations du mois d'août de 1998 à 2009, nous montrent nettement que l'année 2009 a le mois d'août le plus pluvieux avec 381 mm dont 183 mm en 3 jours tandis

que l'année 2000 a le mois d'août le moins pluvieux avec un apport de 95,7 mm. Ainsi, les précipitations du mois d'août sont des événements pluvieux à Birkelane.

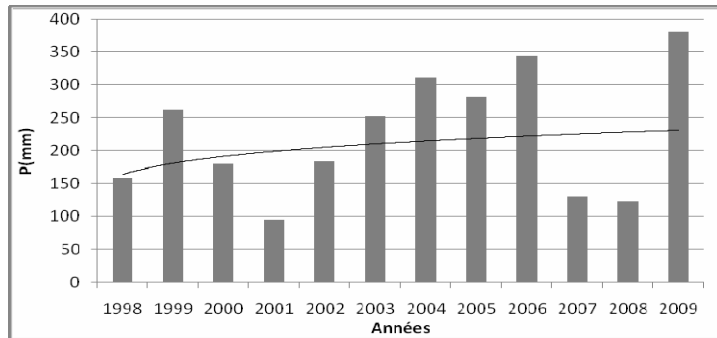


Figure 3 : Précipitations du mois d'août de 1998 à 2009

2.3 Analyse des apports de 2 à 3 jours de fortes pluies de 1998 à 2009

Cette analyse sur la moyenne des 12 ans nous permet de connaître le caractère exceptionnel de ces pluies. Pour ce faire, nous regroupons les fortes pluies de 2 à 4 jours au cours des années (1998-2009). Les fortes pluies successives se retrouvent en général sur 3 jours de pluie et concernent 7 années. Le 1^{er} jour, le plus important est le 20 août 2004 et enregistre 71,6 mm. Le 26 août 2006 a enregistré 98,7 mm. C'est le deuxième jour le plus pluvieux. Le maximum du troisième jour est de 90,7 mm et est survenu le 24 août 2009. C'est seulement en 2005 que nous constatons un quatrième jour avec 20,4 mm le 19 août. Ces fortes pluies surviennent en générale au mois d'août avec 8 années concernées. L'épisode pluvieux du mois d'août 2009 est exceptionnel dans la mesure où il dépasse tous les autres apports de fortes précipitations de 1998 à 2009. Son apport est de 183 mm qui est survenu le 21, 23 et 24 août. Une analyse des fréquences a été effectuée pour l'importance des fortes pluies au fil des années 2000 particulièrement août 2009 (voir figure 4).

2.4 Analyse des fréquences des fortes pluies du mois d'août de 1998 à 2009

L'analyse à partir des fréquences permet d'apprécier l'ampleur des fortes pluies. D'après les analyses précédentes, nous savons que d'une manière générale le mois d'août est le mois le plus pluvieux. Pour ce faire, cinq classes ont été choisies et réparties de la manière suivante : les petites pluies ou infimes qui se situent entre 0 et 1 mm, les faibles pluies qui s'étalent entre 1 et 10 mm, les pluies moyennes qui sont comprises entre 10 et 20 mm, les fortes pluies qui s'établissent entre 20 et 50 mm et les pluies supérieures à 50 mm sont caractérisées de très fortes pluies.

Nous notons, au cours des mois d'août de 1998 à 2009, une prédominance des fortes pluies avec une fréquence de 38,7 % du total des pluies enregistrées pour l'ensemble des classes. Les très fortes pluies viennent en deuxième position avec 29,6 %. Les pluies moyennes (10 à 20 mm) et faibles (1 à 10 mm) comptent respectivement 20,4 % et 11,1 %. Les fréquences les plus faibles sont situées au niveau des pluies très faibles (0 à 1 mm) (voir figure 5).

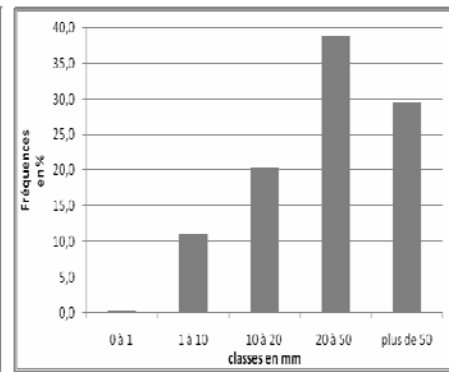
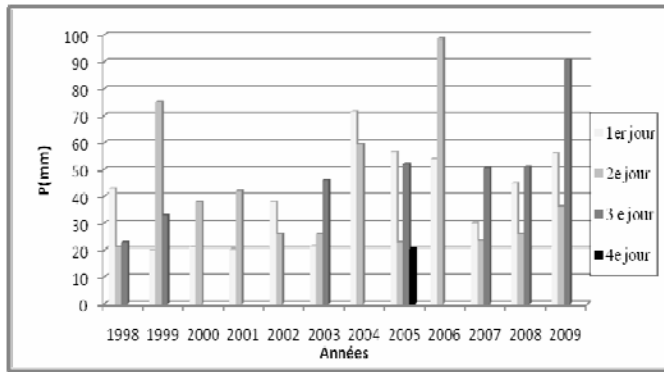


Figure 4 : Comparaison des fortes pluies de 2 à 4 jours de 1998 à 2009 par rapport aux trois jours de fortes pluies du mois d'août 2009

Figure 5 : Répartition par classes des types de pluies de 1998 à 2009 à Birkelane

3. Impacts des fortes pluies des 21, 23 et 24 août 2009 dans la commune de Birkelane

3.1 Impacts sur l'habitat

Les conséquences de ces fortes pluies touchent en majorité les cases et les bâtiments en banco qui ne résistent pas aux fortes précipitations. Ces photos nous montrent la destruction de bâtiments en banco dans les quartiers de Taliba et de Santhiaba. Les fortes pluies (21, 23 et 24 août 2009) ont entraîné l'affaissement de 165 cases et 2 bâtiments en dur endommagés dont un effondré. Les sinistrés sont au nombre de 90 familles. Keur Ismaila a été le quartier le plus touché avec 124 cases affaissées et 62 sinistrés. En 2010, Le bilan des dégâts des fortes pluies de la nuit du 19 au 20 septembre 2010 est important avec 269 cases affaissées, 234 sinistrés et 4 fosses septiques effondrées.



Figure 6: Destruction de bâtiments en banco dans les quartiers de Taliba et de Santhiaba (A.A.FALL, 2010)

3.2 Impacts des fortes pluies sur les cultures

Les cultures n'ont pas été épargnées par les dégâts. Ainsi, 40 hectares de maïs ont été inondés. Plus d'une dizaine de champs de maïs et de gombo a été détruit à Keur Ismaila. Par la suite, les cultures ont été perdues, car des plantes comme le maïs ne tolèrent pas l'excès d'eau.



Figure 7: Inondations des champs dans le quartier de Keur Ismaila (A.A. FALL, 2010)

3.3 Impacts sur la santé

La stagnation des eaux entraînent la prolifération des moustiques qui sont les principaux vecteurs de certaines maladies. Les maladies qui se manifestent pendant les inondations sont : les maladies diarrhéiques (la dysenterie qui touche les enfants de 0 à 2 ans), les infections respiratoires aiguës (rhume, bronchite et pneumonie), les maladies dermiques (la gale, la varicelle), le paludisme, la grippe, les maladies des yeux (la conjonctivite) et les parasitoses. Les infections respiratoires et les maladies diarrhéiques sont les plus fréquentes avec respectivement 40 % et 35 % de fréquences. A cela s'ajoute les parasitoses avec 10 % de fréquences, le paludisme 5 %, les dermatoses 5% et la conjonctivite 1%.

4. Les stratégies développées par les acteurs

4.1 Les stratégies développées par les populations de la commune

Les stratégies mises en œuvre par les acteurs sont l'évacuation des eaux pluviales, la construction de ponts, la construction de cases carrées en dur. Ainsi, la plupart des bâtiments ou cases sont en banco ou banco recouverts de ciment.

4.2 Les stratégies mises en œuvre par les autorités publiques et par les partenaires privés

Les autorités administratives ont apporté leur soutien aux sinistrés. Dans un premier temps, la préfecture a mis sur place deux comités: le Comité Départemental de lutte contre les inondations et les sinistres et le Comité Ad Hoc. Dans un second temps, la mairie et la préfecture avec l'appui des partenaires à savoir World Vision et la GTZ (Deutsche Gesellschaft für Technische Zusammenarbeit ou Coopération Technique Allemande CTA) basée à Kaolack ont concocté un plan d'assainissement. Ces partenaires ont aussi apporté des aides aux sinistrés.

Les partenaires privés sont les ONG telles que World Vision et Caritas. World Vision a octroyé aux sinistrés 66 tonnes de ciment pour la reconstruction des maisons, 70 kits scolaires, 150 moustiquaires imprégnés et 5 cartons de dattes. A cela s'ajoute le plan d'assainissement en cours au niveau de Gadega Escalé et l'achat de deux motopompes avec une capacité de 150 m³/h. Tandis que Caritas a fournie 100 kilos de maïs par ménages. Le nombre de ménages ayant bénéficié de cette ration alimentaire sont 87 sur les 90 familles.

Conclusion générale

En somme, la commune de Birkelane est bâtie sur un terroir argileux et la majorité des bâtiments sont en banco. Ces derniers ne sont pas résistants aux fortes pluies qui entraînent d'énormes dégâts sur l'habitat avec une destruction des cases ou bâtiments en banco, sur les cultures, sur la santé et sur le vécu des populations. De ce fait, certains acteurs ont soutenu les populations sinistrées en matériaux de constructions, en vivres et en aide financière.

Bibliographie

- Sène et P. Ozer. 2002 : *Evolution pluviométrique et Relation Inondations- événements pluvieux au Sénégal*, Bulletin de la Société géographique de Liège, pp 27-33.
- A.N.S.D., 2008 : *Sénégal recueil de textes portant ressort territorial* décembre 2008 droit 1603, 39 p.
- A.N.S.D., 2008: *La situation économique et sociale du Sénégal* (novembre 2009), 271p.
- « CSE » : *Annuaire sur l'environnement et les ressources naturelles du Sénégal*. 2^e édition novembre 2009, 321p.
- SAGNA P., 2000 : « Climat du Sénégal », in *Atlas du Sénégal*, Paris, éditions Jeune Afrique, 84 p.
- SAGNA P., 2005 : *Dynamique du climat et son évolution récente dans la partie ouest de l'Afrique Occidentale*, Thèse de Doctorat d'Etat, UCAD, Dakar, 778 p.

EFFICACITE DES ANALYSES DE GUMBEL POUR DETERMINER LES PRECIPITATIONS JOURNALIERES EXTREMES EN SUISSE

FALLOT J.-M.

Institut de Géographie, Université de Lausanne, CH-1015 Lausanne, Jean-Michel.Fallot@unil.ch

Résumé : Les précipitations journalières extrêmes centennales ont été estimées à partir d'analyses de Gumbel effectuées sur des séries de mesures pluviométriques à 151 endroits en Suisse pour 4 périodes de 30 ans différentes. Ces estimations ont été comparées avec les valeurs journalières maximales mesurées durant les 100 dernières années (1911-2010) afin de tester l'efficacité de ces analyses. Cette comparaison révèle que ces dernières aboutissent à de bons résultats pour 50 à 60% des stations de ce pays à partir des séries de mesures pluviométriques de 1961-1990 et de 1981-2010. Par contre, les précipitations journalières centennales estimées à partir des séries de mesures de 1931-1960 et surtout de 1911-1940 sont sous-estimées pour la plupart des stations. Cette sous-estimation résulte de l'augmentation des précipitations journalières maximales mesurées de 1911 à 2010 pour 90% des stations en Suisse.

Mots clés : précipitations centennales, séries de mesures, analyses statistiques, Suisse.

Abstract : *Efficiency of Gumbel analyses for determining extreme daily precipitation in Switzerland.*

Gumbel analyses were carried out on rainfall time-series at 151 locations in Switzerland for 4 different periods of 30 years in order to estimate daily extreme precipitation with a return time of 100 years. Those estimations were compared with maximal daily values measured during the last 100 years (1911-2010) to test the efficiency of these analyses. This comparison shows that these analyses provide good results for 50 to 60% locations in this country from rainfall time-series 1961-1990 and 1980-2010. On the other hand, daily precipitation with a return period of 100 years is underestimated at most locations from time-series 1931-1960 and especially 1911-1940. Such underestimation results from the increase of maximal daily precipitation recorded from 1911 to 2010 at 90% locations in Switzerland.

Keywords : precipitation with a return time of 100 years, time series, statistical analyses, Switzerland.

Introduction

Les intempéries et les crues représentent les dangers naturels qui occasionnent le plus de dégâts en Suisse. Pour éviter de tels dégâts, il convient de dimensionner les ouvrages de protection contre les crues sur la base des précipitations extrêmes avec un temps de retour d'au moins 500 ans. Or, les séries de mesures pluviométriques disponibles ne dépassent pas 150 ans en Suisse. Il est nécessaire de recourir à des méthodes statistiques comme les analyses de Gumbel ou à des modélisations pour estimer ces précipitations extrêmes avec un temps de retour aussi long.

Des études précédentes ont démontré que ces analyses aboutissent globalement à de bons résultats en Suisse et en Europe centrale pour de telles estimations (Zeller et al., 1980 ; Trömel et Schönwiese, 2007 ; Fallot et Hertig, 2009). Toutefois, ces analyses peuvent sous-estimer (ou surestimer) les précipitations extrêmes dans certains cas (Livada et al., 2008 ; Koutsoyiannis, 2004). Afin de vérifier avec plus de précision l'efficacité de ces analyses, nous avons estimé les précipitations journalières avec un temps de retour de 100 ans (= précipitations centennales) à partir de mesures couvrant 4 périodes de 30 ans différentes à 151 endroits de la Suisse où nous disposons de mesures en continu de 1911 à 2010. Les précipitations centennales ainsi estimées ont été comparées avec la valeur journalière maximale mesurée durant les 100 dernières années (1911-2010) à ces 151 endroits.

1. Méthodes

La loi Généralisée des Valeurs Extrêmes (GEV : Generalised Extreme Value Distribution) constitue une méthode statistique souvent utilisée en météorologie pour rechercher les valeurs extrêmes pour les précipitations ou les vents (Jenkinson, 1955). La loi GEV permet d'ajuster une courbe de régression en fonction de la fréquence d'apparition des événements dans le passé et de prévoir la probabilité d'apparition d'un événement de plus grande ampleur avec

une période de retour plus longue (par exemple 500 ans) que la série de mesures disponibles. Cet ajustement peut se faire selon plusieurs lois comme celles de Gumbel, de Fréchet ou de Weibull. La loi de Gumbel est souvent utilisée car elle permet un ajustement linéaire à partir d'une double loi exponentielle selon une méthode décrite dans Gumbel (1958) et illustrée dans Fallot et Hertig (2009). Mais selon certains auteurs, les valeurs des précipitations les plus élevées et les plus rares ne suivent pas une distribution linéaire selon la double loi exponentielle de Gumbel si bien que cette dernière tendrait à sous-estimer les valeurs des précipitations extrêmes déterminées pour des temps de retour plus longs que les séries de mesures disponibles (Koutsoyiannis, 2004).

L'Office fédéral de l'étude des forêts, de la neige et du paysage (WSL) a démontré que la loi de Gumbel aboutit aux meilleurs résultats pour déterminer les valeurs des précipitations journalières extrêmes pour une durée plus longue (100, 500 ans) que les séries de mesures disponibles en Suisse, sauf dans un quart Nord-Est et quelques autres endroits isolés (Zeller et al., 1980). Les analyses effectuées sur des séries de mesures en Allemagne ont aussi montré que la loi de Gumbel permet de déterminer efficacement les valeurs des précipitations extrêmes dans ce pays (Trömel et Schönwiese, 2007). Par contre, cette loi est moins appropriée dans d'autres pays comme la Grèce (Livada et al., 2008).

Pour cette raison, la loi de Gumbel a été retenue dans cet article pour tester son efficacité vu qu'elle aboutit globalement aux meilleurs résultats en Suisse. Pour ces tests, les précipitations journalières centennales ont été estimées à partir de la loi de Gumbel pour 4 séries de mesures de 30 ans (1911-1941, 1931-1960, 1961-1990 et 1981-2010) et comparées avec les précipitations journalières maximales mesurées de 1911 à 2010 à 151 endroits de la Suisse où nous disposons de mesures en continu durant les 100 dernières années. Cette comparaison a également été faite avec les précipitations journalières centennales estimées à partir de séries de mesures couvrant l'ensemble de la période 1911-2010 et 2 périodes de 50 ans (1911-1960 et 1961-2010).

Pour cette comparaison, il convient de s'assurer que les précipitations journalières maximales n'ont pas augmenté ou diminué durant ces 100 dernières années. Pour cela, nous avons calculé les droites de régression linéaire selon la loi des moindres carrés pour les séries de mesures des précipitations journalières maximales de chaque année, afin d'estimer les tendances pour l'ensemble de la période 1911-2010. La significativité statistique des tendances et des corrélations calculées pour ces droites de régression a été déterminée à partir des tests de Kendall (coefficient tau), de Pearson et de Spearman au niveau p 0.01 et 0.05.

2. Résultats

2.1. Evolution des précipitations maximales journalières durant le 20^{ème} siècle

Les précipitations journalières maximales mesurées chaque année tendent à augmenter durant ces 100 dernières années (1911-2010) pour 90% des 151 stations étudiées, confirmant une tendance déjà observée en Suisse et ailleurs dans le monde durant le 20^{ème} siècle (Frei et al., 2000 ; Fallot, 2000 ; IPCC, 2007). Cette tendance à la hausse est statistiquement non significative pour 55.6% des stations et significative au niveau 0.05 pour 34.4% des stations étudiées. Ces précipitations maximales tendent à diminuer pour 10% des stations mais de manière non significative.

Les précipitations journalières maximales mesurées pour les 4 périodes de 30 ans étudiées ont été comparées avec celles enregistrées durant les 100 dernières années (1911-2010), afin de voir si elles ne diffèrent pas trop d'une période à l'autre. Dans le tableau 1, une valeur de 100% signifie que les précipitations journalières maximales mesurées durant une période de

30 ans sont identiques à celles des 100 dernières années. Ainsi, plus de la moitié des stations étudiées (52%) ont enregistré les précipitations journalières maximales de ces 100 dernières années durant la période 1981-2011, contre seulement 13 et 17% des stations pour les périodes 1911-1940 et 1931-1960.

Le tableau 1 révèle encore que les précipitations journalières maximales mesurées de 1911 à 1940 n'atteignent que 40% à 80% de la valeur maximale enregistrée durant les 100 dernières années pour plus de la moitié des stations (54%). De tels cas ne se rencontrent que pour 14 et 19% des stations pour les périodes 1981-2010 et 1961-1990. Il apparaît que les précipitations journalières maximales mesurées durant la période 1911-1940 sont globalement plus basses que celles des périodes 1961-1990 et 1981-2010.

Tableau 1 : Comparaison entre les précipitations journalières maximales mesurées durant des périodes de 30 ans et celles sur l'ensemble de la période 1911-2010 (100 ans) pour les 151 stations étudiées

	40 à 60%	60 à 80%	80 à 100%	100%
Prec Max 1911-1940 / 1911-2010	11.3%	43.0%	32.5%	13.2%
Prec Max 1931-1960 / 1911-2010	3.3%	43.0%	36.4%	17.2%
Prec Max 1961-1990 / 1911-2010	0.0%	19.2%	42.4%	38.4%
Prec Max 1981-2010 / 1911-2010	2.0%	11.9%	33.8%	52.3%

Prec Max 1911-1940 / 1911-2010 = Rapport entre les précipitations maximales journalières mesurées de 1911 à 1940 et de 1911 à 2010

2.2. Détermination des précipitations journalières centennales

Le tableau 2 montre que les coefficients R^2 dépassent 0.95 pour 68 à 72% des stations pour les précipitations journalières centennales estimées avec la loi de Gumbel à partir de séries de mesures de 30 ans. Ces pourcentages s'élèvent à 80-82% et 86% pour ces précipitations extrêmes déterminées à partir de séries de mesures de 50 et 100 ans. Dans ces cas-là, la loi de Gumbel ajuste bien la distribution des précipitations journalières maximales par an mesurées pour les différentes périodes étudiées et elle permet une bonne estimation des précipitations journalières centennales et pour des temps de retour plus longs. Par contre, ces estimations deviennent assez mauvaises lorsque les coefficients R^2 sont inférieurs à 0.9. Ceci concerne 4 à 15% des stations suivant les périodes considérées. Une étude précédente (Fallot et Hertig, 2009) a montré que ces cas se rencontrent généralement lorsque la valeur la plus élevée des précipitations journalières enregistrée durant une année se situe largement au-dessus de la tendance logarithmique dessinée par les valeurs journalières maximales mesurées durant les autres années. Pour ces cas-là, les précipitations journalières centennales déterminées à partir de la loi de Gumbel sont sous-estimées. Cette sous-estimation est d'autant plus grande que les coefficients R^2 sont bas. Ceci rejoint les observations faites par d'autres auteurs au sujet des limites de la loi de Gumbel (Koutsoyiannis, 2004), mais elles ne concernent qu'une minorité de stations en Suisse localisées surtout dans le Nord-Est du pays.

Les précipitations journalières centennales estimées à partir de la loi de Gumbel pour différentes périodes de mesures de 30, 50 ou 100 ans ont été comparées avec les valeurs maximales mesurées de 1911 à 2010 pour les 151 stations étudiées, afin de vérifier l'efficacité de cette loi. Le tableau 3 révèle que les précipitations journalières centennales estimées à partir des périodes de mesures 1961-1990, 1981-2010 et 1961-2010 sont proches (0 à 2%) des valeurs maximales mesurées durant ces 100 dernières années (1911-2010) lorsqu'on considère l'ensemble des 151 stations (= moyenne). Pour 50 à 66% des stations, les précipitations journalières centennales estimées se situent à moins de 10% des valeurs maximales mesurées de 1911 à 2010.

Tableau 2 : Fréquences d'apparition des coefficients de détermination R^2 pour les droites d'ajustement de la loi de Gumbel pour plusieurs périodes de mesures

	0.7 à 0.8	0.8 à 0.85	0.85 à 0.9	0.9 à 0.95	0.95 à 1
R^2 1911-1940	2.6%	2.0%	5.3%	19.2%	70.9%
R^2 1931-1960	1.3%	0.0%	4.0%	23.2%	71.5%
R^2 1961-1990	0.7%	2.6%	6.0%	18.5%	72.2%
R^2 1981-2010	1.3%	4.0%	9.3%	17.2%	68.2%
R^2 1911-1960	0.0%	0.7%	5.3%	11.9%	82.1%
R^2 1961-2010	0.0%	0.0%	7.3%	12.6%	80.1%
R^2 1911-2010	0.0%	0.0%	4.0%	9.9%	86.1%

R^2 1911-1940 = coefficient R^2 pour la période de mesures 1911-1940

Par contre, les précipitations journalières centennales estimées à partir des périodes de mesures 1911-1940 et 1911-1960 sont plus basses de 11 à 12% par rapport aux valeurs maximales mesurées durant les 100 dernières années pour l'ensemble des stations. Cette sous-estimation atteint 10 à 30% pour 42 à 48% des stations et 30 à 50% pour 9 à 11% des stations. Enfin, les précipitations journalières centennales estimées à partir de la période de mesures 1931-1960 et 1911-2010 sont plus basses de 7% par rapport aux valeurs mesurées durant les 100 dernières années pour l'ensemble des stations.

Tableau 3 : Comparaison entre les précipitations journalières centennales estimées par les analyses de Gumbel pour plusieurs périodes de mesures in situ et les précipitations journalières maximales mesurées de 1911 à 2010 pour 151 stations en Suisse

	-50 à -30%	-30 à -10%	-10 à +10%	10 à 30%	Moyenne
T100 ans 1911-1940 / Prec max mes	11.3%	47.7%	35.1%	6.0%	-12.5%
T100 ans 1931-1960 / Prec max mes	6.6%	34.4%	49.0%	9.9%	-7.0%
T100 ans 1961-1990 / Prec max mes	0.7%	18.5%	55.6%	25.2%	1.2%
T100 ans 1981-2010 / Prec max mes	0.7%	15.9%	51.0%	32.5%	2.4%
T100 ans 1911-1960 / Prec max mes	9.3%	42.4%	42.4%	6.0%	-11.3%
T100 ans 1961-2010 / Prec max mes	0.0%	18.5%	63.6%	17.9%	0.3%
T100 ans 1911-2010 / Prec max mes	0.7%	29.1%	66.2%	4.0%	-5.9%

T100 ans 1911-1940 = Précipitations journalières centennales estimées à partir des mesures sur le terrain de 1911 à 1940

Prec max mes = Précipitations maximales journalières (24 heures) mesurées de 1911 à 2010

Le tableau 4 montre que les précipitations journalières centennales estimées par la loi de Gumbel à partir des séries de mesures de 1961-1990 et de 1981-2010 sont en moyenne plus élevées de 8 à 9% et de 13 à 14% que celles obtenues à partir des mesures de 1931-1960 et de 1911-1940. On observe quelquefois de grandes différences dans les précipitations journalières centennales estimées d'une période de mesures de 30 ans à l'autre. Ainsi, ces précipitations centennales obtenues à partir de la période de mesures 1911-1940 sont inférieures de 30 à 50% à celles déterminées depuis les périodes de mesures de 1961-1990 et de 1981-2010 pour 11% des 151 stations étudiées. Une étude précédente avait également montré que les précipitations journalières cinquantennales estimées à partir des séries de mesures de 1961-2007 étaient en moyenne 14% plus élevées que celles obtenues à partir de séries de mesures de 1901-1970 (Fallot et Hertig, 2009).

Tableau 4 : Comparaison entre les précipitations journalières centennales (T 100 ans) estimées par les analyses de Gumbel pour 4 périodes de mesures différentes de 30 ans en Suisse.

	-50 à -30%	-30 à -10%	-10 à +10%	10 à 40%	Moyenne
T100 ans 1911-1940 / T100 ans 1931-1960	0.0%	37.1%	57.0%	6.0%	-5.6%
T100 ans 1911-1940 / T100 ans 1961-1990	11.3%	49.7%	31.1%	7.9%	-13.0%
T100 ans 1911-1940 / T100 ans 1981-2010	11.3%	57.0%	24.5%	7.3%	-14.0%
T100 ans 1931-1960 / T100 ans 1961-1990	1.3%	44.4%	47.0%	7.3%	-7.6%
T100 ans 1931-1960 / T100 ans 1981-2010	3.3%	47.0%	39.7%	9.9%	-8.6%
T100 ans 1961-1990 / T100 ans 1981-2010	0.7%	20.5%	58.9%	19.9%	-0.4%

Les % en gras correspondent aux différences relatives (%) entre les précipitations journalières centennales estimées à partir de 2 séries de mesures mentionnées dans la colonne de gauche du tableau

Les % en caractère normal correspondent à la fréquence d'apparition relative des stations (en %) dans chaque classe par rapport au nombre total des stations étudiées (151)

3. Discussion

Les précipitations journalières centennales plus basses obtenues à partir des séries de mesures pour les périodes 1911-1940 et 1931-1960 ne résultent pas d'une efficacité moins grande des analyses de Gumbel pour ces 2 périodes, comme le montrent les coefficients R^2 du tableau 1, mais de valeurs journalières maximales globalement plus basses durant ces 2 périodes comparativement à celles mesurées durant les périodes 1961-1990 et 1981-2010 (cf. tableau 2). L'estimation de valeurs extrêmes avec des temps de retour plus grands que la série de mesures ne dépend pas seulement des méthodes statistiques utilisées, mais aussi de la représentativité des valeurs maximales contenues dans une telle série. Ainsi, les précipitations journalières maximales de ces 100 dernières années (1911-2010) n'ont été mesurées durant la période 1911-1940 que pour 13% des stations étudiées en Suisse. Pour 11% des stations, les valeurs maximales mesurées de 1911 à 1940 ne représentent que 40 à 60% de celles enregistrées de 1911 à 2010. Dans ces conditions, les précipitations journalières centennales estimées à partir des séries de mesures 1911-1940 sont plus basses que celles obtenues à partir des autres périodes de 30 et 50 ans. Elles sont les plus élevées pour les 2 périodes (1961-1990 et 1981-2010) où les valeurs maximales des précipitations journalières de ces 100 dernières années ont été enregistrées pour le plus grand nombre de stations (respectivement 38 et 51% des stations pour les périodes 1961-1990 et 1981-2010). Les valeurs journalières maximales globalement plus basses mesurées avant 1960 tirent également vers le bas les précipitations journalières centennales estimées à partir des mesures couvrant l'ensemble de la période 1911-2010 comparativement à celles des périodes 1961-1990, 1981-2010 et 1961-2010.

On constate également que les précipitations journalières centennales estimées avec la loi de Gumbel à partir des séries de mesures 1961-1990 et 1981-2010 sont plus élevées de 10 à 30% que les valeurs maximales mesurées durant les 100 dernières années pour 25 à 32% des stations (cf. tableau 3). Cela représente un plus grand nombre de stations que celles tendant à sous-estimer les précipitations journalières centennales pour ces 2 périodes-là. Une telle sous-estimation a déjà été relevée par plusieurs auteurs ailleurs (Koutsoyiannis, 2004) et ils avaient proposé d'autres lois que celle de Gumbel pour remédier à ce problème. Il convient de vérifier que ces autres lois n'entraînent pas une surestimation des précipitations journalières extrêmes pour un plus grand nombre de stations en Suisse, en particulier celles où les valeurs sont déjà surestimées avec les analyses de Gumbel.

Conclusion

Les analyses de Gumbel effectuées sur des séries de mesures pluviométriques de 30 ans à 151 endroits ont permis d'estimer efficacement à $\pm 10\%$ les précipitations journalières

centennales pour 50 à 60% des stations à partir des périodes 1961-1990 et 1981-2010. Les résultats sont moins bons pour les précipitations journalières centennales estimées à partir des périodes 1931-1960 et surtout 1911-1940 où les valeurs sont le plus souvent sous-estimées par rapport à celles mesurées durant ces 100 dernières années. Cette sous-estimation ne provient pas des analyses de Gumbel moins performantes pour ces 2 périodes, mais de la représentativité des valeurs des précipitations journalières maximales contenues dans ces séries de mesures. Ces valeurs ont augmenté de 1911 à 2010 pour environ 90% des stations étudiées, si bien que les précipitations journalières maximales par année contenues dans les séries de mesures de 1911-1940 et de 1931-1960 sont en moyenne plus basses que celles des périodes 1961-1990 et 1981-2010. Ceci confirme que le réchauffement du climat observé durant le 20^{ème} siècle s'accompagne d'une hausse des précipitations extrêmes en Suisse et ailleurs (Frei et al., 2000 ; Fallot, 2000 ; IPCC ; 2007).

Cette tendance à la hausse devrait se poursuivre durant le 21^{ème} siècle selon les modèles climatiques (Frei et al., 2006 ; Beniston et al., 2007 ; IPCC, 2007). On peut penser que les précipitations journalières centennales estimées à partir des séries de mesures de 1961-1990 et de 1981-2010 seront également trop basses par rapport aux pluies extrêmes qui seront mesurées durant le 21^{ème} siècle. Dans ces conditions, les analyses de Gumbel tendent à sous-estimer les précipitations journalières avec un temps de retour supérieur aux séries de mesures disponibles et il conviendrait de tester d'autres outils statistiques proposés par certains auteurs (Koutsoyiannis, 2004) dans ce genre de situation.

Bibliographie

- Beniston M., Goyette S., Stephenson D.B., Christensen O.B., Frei C., Schöll R., Halsnaes K., Holt T., Palutikof J., Jylhä K., Koffi B., Semmler T., Woth K., 2007 : Future extreme events in Europe climate : an exploration of regional climate model projection. *Climatic Change*, **81** (s.1), p. 71-95.
- Fallot J.-M., 2000 : Evolution du nombre de jours avec des précipitations abondantes en Suisse durant le 20^{ème} siècle. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, **13**, p. 100-109.
- Fallot J.-M., Hertig J.-A., 2009 : Détermination des précipitations extrêmes en Suisse à l'aide d'analyses statistiques. *Actes du 22^{ème} colloque de l'Association Internationale de Climatologie, Cluj-Napoca, 1 – 5.09. 2009. In Geographia Technica. Numéro spécial, Cluj University Press*, p. 163-168.
- Frei C., Davies H.C., Gurtz J., Schär C., 2000 : Climate dynamics and extreme precipitation and flood events in Central Europe. *Integrated Assessment*, **1**, p. 281-299.
- Frei C., Schöll R., Futukome S., Schmidli J., Vidale P.L., 2006 : Future change of precipitation extremes in Europe. *Journal of Geophysical Research*, **111**, D06105, doi:10.1029/2005JD005965.
- Gumbel E.J., 1958 : *Statistics of extremes*. Columbia University press, 375 p.
- IPCC, 2007: *Climate Change 2007. The physical science basis. Working Group I Contribution to the fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 996 p.
- Koutsoyiannis D., 2004: Statistics and estimation of extreme rainfall: Part II. Empirical investigation of long rainfall records. *Hydrological Sciences*, **49**, p. 591-610
- Jenkinson A.F., 1955: The frequency distribution of the annual maximum (or minimum) value of meteorological elements. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **81**, p. 158-171.
- Livada I., Charalambus G., Assimakopoulos M.N., 2008 : Spatial and temporal study of precipitation characteristics over Greece. *Theoretical and Applied Climatology*, **93**, p. 45-55.
- Trömel S., Schönwiese C.-D., 2007: Probability change of extreme precipitation observed from 1901 to 2000 in Germany. *Theoretical and Applied Climatology*, **87**, p. 29-39.
- Zeller J., Geiger H., Roethlisberger G., 1980 : *Starkniederschläge des schweizerischen Alpen- und Alpenrand-Gebiet*. Office fédéral de l'étude des forêts, de la neige et du paysage (WSL), anciennement Institut Fédéral de Recherche Forestière (FNP), Birmensdorf.

L'ENNEIGEMENT DANS L'APPENIN CENTRAL ITALIEN DURANT LES TROIS DERNIERES DECENNIES

FAZZINI M.¹ et ROMEO V.²

¹ Università di Ferrara, Dipartimento di Scienze della Terra – Via Saragat, 1 - 44100 Ferrara – email: fzzmsm@unife.it

² Corpo forestale dello stato servizio Meteomont – Via Nizza 142 Roma, email : v.romeo@corpoforestale.it

Résumé : *Aux échelles spatiales fines, caractériser de manière synthétique les paramètres nivométriques en milieu de moyenne et haute montagne n'est pas simple, car les effets liés surtout à l'altitude mais aussi à la physiographie, à l'exposition des versants et à la variabilité et à l'intensité des vents, viennent perturber la répartition de la neige. Cela est particulièrement visible dans la chaîne de l'Apennin, qui présente des caractéristiques géographiques et climatiques particulières, en s'étendant du nord à sud à des latitudes comprises entre 39 et 44°N, entre deux bassins maritimes. Le Corpo Forestale dello Stato - Servizio Meteomont, y gère, depuis trente ans, un réseau de mesures de stations manuelles. Le but de ce travail est de caractériser la climatologie de la neige dans ce secteur central de la chaîne pour cela 31 séries de données de hauteur de neige fraîche sont analysées sur la période 1987-2010. Les tendances nivométriques saisonnières montrent des augmentations dans la quasi-totalité des stations ce qui est un indicateurs de l'évolution de l'ambiance atmosphérique de cette chaîne du bassin méditerranéen.*

Mots clés : *Apennin, Meteomont, nivométrie, tendances récentes*

Abstract : *Preliminary analysis of snow features in the central Apennines (Italy) during the last twenty-five years. Because of the numerous complexities involved in measuring snow depth in middle and high-mountain environments, such as altitude, topography exposition, variability on direction and intensity of winds, and other local factors, a global synthesis of such as campaign is not a simple matter. This characterization is even more difficult in the chain of the Apennines, that show absolutely specific geographic and climatic features, extending from north to south at latitudes between 38 e 45 degrees, between two different marine basins, characterized of their completely different by breadth and depth. The Corpo Forestale dello Stato - Servizio Meteomont runs for about 30 years, a very extensive network of weather stations manual-type snow gauge. Aim of this study is to characterize the snow climatology in the central sector of the chain - characterized by the presence of the largest and high massifs (Gran Sasso, Maiella, Sibillini, Laga) - or we also extend the glacier and moraine-dammed lake southernmost of Europe. Nivometric seasonal trends remark many surprising and interesting signals, especially if proposed as indicators on the evolution on the environment of the Mediterranean mountain*

Keywords : *Apennines, Meteomont, snow gauge, recent trends*

Introduction

La connaissance de la distribution des précipitations solides ou liquides en milieu montagnard méditerranéen reste toujours délicate à appréhender. En général, les études disponibles pour les chaînes montagneuses des moyennes latitudes montrent bien une relation entre, d'une part, l'épaisseur et la persistance de la neige au sol, d'autre part, les températures et le relief (Bohm *et al* 2001, Beniston, 2006; Fazzini, 2007). Des facteurs locaux, liés notamment à la topographie, viennent brouiller ces relations à large et méso échelle : très souvent des vallées très proches les unes les autres même avec une direction similaire, peuvent montrer des évolutions météo-climatiques extrêmement différentes. En régions montagneuses des moyennes latitudes de nombreux facteurs peuvent expliquer les différentes observations nivométriques et thermométriques relevées par les stations météorologiques ; en plus de l'altitude l'orientation et la forme de la vallée ou le site (fond de vallée, adret, ubac) expliquent pour l'essentiel ces différences. L'altitude constituent le paramètre avec lequel l'enneigement moyen présente la relation statistique la plus évidente. Ainsi à partir des mesures nivométriques quotidiennes d'un réseau de stations bien réparties par tranche d'altitude et position géographique, il peut-être envisagé d'évaluer l'évolution saisonnière de l'enneigement sur une chaîne de montagne.

La chaîne des Apennins s'étire sur plus de 1000 kilomètres du Piedmont à la Calabre, elle appartient à un domaine climatique général qui varie entre le continental au nord et le

méditerranéen au sud. Les deux versants de la chaîne sont exposés à des masses d'air opposées, avec des différences remarquables au point de vue pluvial et thermique entre le versant adriatique, plus froid et plus neigeux et celui tyrrhénien, plus tempéré et arrosé. Enfin l'altitude moyenne détermine d'importantes variations dans ce contexte climatique typiquement de transition, seul le massif du Gran Sasso – qui s'élève dans les Abruzzes adriatiques, jusqu'à 2912 m. ou est présent le glacier du Calderone (figure 1). Ce glacier - le plus méridional d'Europe - enregistre, à cause du réchauffement climatique de ces dernières décennies une régression de son volume glaciaire, tandis que dans le massif des Sibillini - Marches méridionales adriatiques – ou se trouve le lac de Pilato, alimenté exclusivement par abondantes précipitations neigeuses et des avalanches (figure 1).



Figure 1 : Vue du glacier du Calderone (gauche) et du Lac glaciaire de Pilato (droite) (cliché Fazzini, été 2008)

Si sur les deux versants des Alpes, plusieurs recherches ont mis en évidence les différents aspects de l'enneigement récent sur les Apennins (Biancotti *et al*, 1998; Laterneser et Scheebeli, 2003; SMI 2006 ; Fazzini 2007 ; Jurkovic, 2008 ; Valt *et al*, 2008, Fazzini *et al* 2009); il n'y a quasiment pas, de recherches inhérentes à la distribution spatio-temporelle et altitudinale des paramètres nivologiques. Seul Fazzini 2006, basé sur les données de quelques stations gérées du Servizio Meteorologico dell'Aeronautica militare, met en évidence des régimes nivométriques, des gradients et ainsi que des tendances récentes.

1. DONNEES ET METHODES

Dans cette ambiance de haute montagne méditerranéenne, le « Servizio Meteomont » du Corpo Forestale dello Stato gère, depuis 1978, un réseau de stations météo manuelles ou mixte, manuel-automatique, qui permet de décrire la distribution de l'enneigement, afin d'évaluer l'évolution de la stabilité du manteau neigeux et de surveiller les sites caractéristiques des avalanches. En 2009, le Meteomont a créé le SIM (Sistema informativo della Montagna) qui recueille toutes les informations relatives à l'enneigement durant les derniers ans et les informations relatives aux avalanches qui sont enregistrées à proximité. Depuis trois ans, l'informatisation et la validations des données antérieures à 2000 : Ce travail permettra d'avoir, la plus grande base de données nivo météorologiques récentes d'Italie avec environ 130 séries historiques. En 2008, Romeo et Fazzini ont présenté le premier étude sur la climatologie de la neige dans les grands massifs des Abruzzes, région caractérisée par un climat typiquement alpin avec des abondantes chutes de neige.

Nous avons examiné les données thermo-nivo métriques de 13 stations météo sur la période 1987-2010 (24 saisons), l'épaisseur de la neige fraîche et le nombre de jours avec

chutes de neige > 1cm pour 39 stations, situées sur les deux versants de la portion centrale de la chaîne des Apennins - qui comprend les massifs des Sibillini, Laga, Gran Sasso, Maiella, Terminillo, Velino, Simbruini, Ernici, Matese (Figure 2), à des altitudes comprises entre 960 et 1950 m. Les données se réfèrent à la période décembre avril, donc elles peuvent être légèrement sous-estimés au-dessus de 1600-1800 mètres, ou des chutes de neige significatives s'observent à partir de début novembre et jusqu'au début de mai.

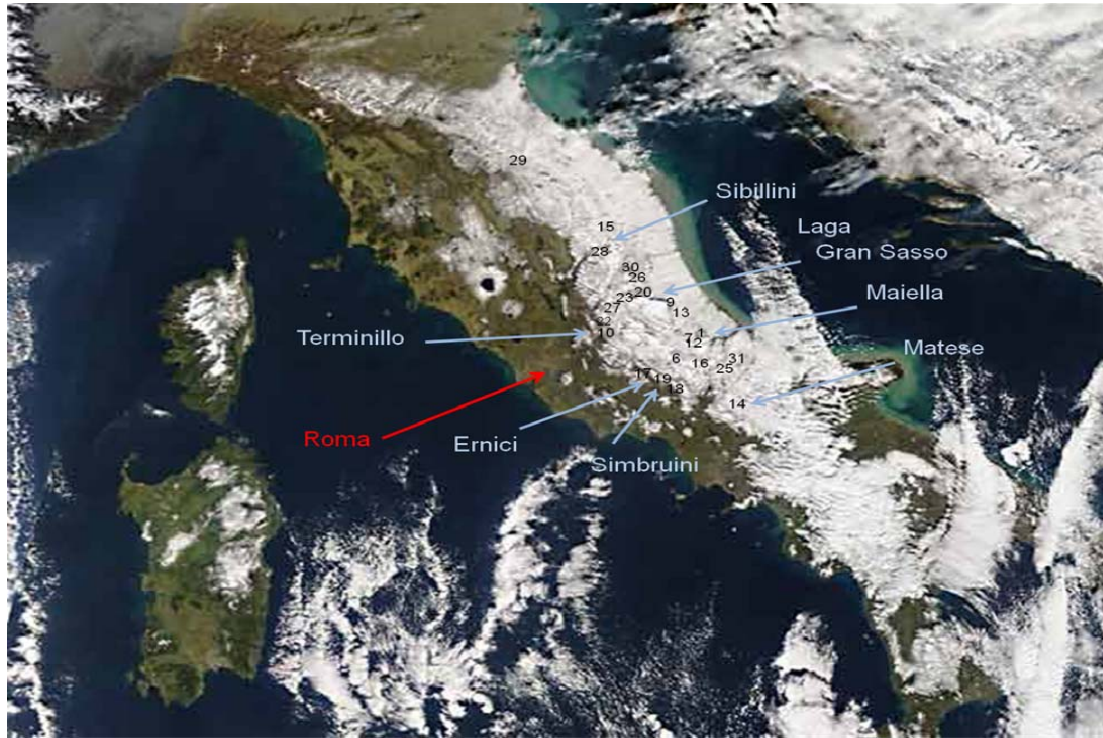


Figure 2 : Aire d'étude enneigée jusqu' aux cotes de la mer Adriatique durant l'hiver 2004-2005, avec la distribution spatiale des stations analysées. Les nombres caractérisent la position des stations selon la numérotation du tableau 1

Les métadonnées à disposition dans les archives du Servizio Meteomont evidences que les station choisies pour l'analyse n'ont pas subie des variations significatives de positions ou d'altitude; en plus elles se présentent presque complètes, avec des lacunes brefs, combinées par la méthode des plus proches voisins. Cependant, à l'aide des test statistiques de Mann-Kendall séquentiel et effectuée avec AnClim (2005), huit stations ont été exclus de l'échantillon car présentant une valeur négative au test TAO (significatif au niveau 0,05). Tout d'abord, le test de Pettitt a mis en évidence une rupture d'homogénéité dans la plupart des stations en 2005 ; cette année là a été caractérisée par de très abondantes chutes de neige sur toute l'Italie centrale. Les valeurs moyennes mensuelles et saisonnières pour chacune des 31 stations finalement analyses. sont evidences en tableau 1. Enfin, comme un corollaire, on a examiné aussi les températures minimale et maximales. Les stations examinées sont distribuées d'une manière non symétriques par rapport à la distance aux deux bassins qui contournent l'Italie (figure 2) : cela parce que la ligne de partage des eaux et surtout les massifs les plus élevés et donc les plus neigeux sont plus éloignées de la mer adriatique que de la mer tyrrhénienne. Enfin le versant adriatique de la péninsule, bien que plus continental et moins pluvieux que le tyrrhénien, est plus neigeux, donc plus surveillé relativement aux paramètres nivologiques. Le régime nivo métrique prévalent est de type uni modale, au même temps caractéristique des environnements des Préalpes (Fazzini et Gaddo, 2003), avec un seul maximum durant le mois le plus froid de la saison d'hiver (janvier ou février). Cette caractéristique dépend aussi du régime pluviométrique sublittoral de cette portion de la chaîne

qui présente abondantes précipitations de type frontale entre novembre et mars (Fazzini et Giuffrida, 2006). On observe un régime étalé seulement dans le massif de la Maiella (Passo Lanciano et Maielletta) - celui à altitude moyenne plus élevée et plus neigeux; enfin, le type bimodal est présent localement dans le massif des Sibillini (Bolognola) et du Gran Sasso (Campo Imperatore). L'épaisseur moyenne de la neige fraîche sur la période considérée est de 219 cm à une altitude moyenne de 1385 m. les extrêmes sont compris entre 119 cm de Pescopennataro et 320 cm de Passo Lanciano. L'analyse nivo métrique montre que les cumuls de neige fraîche saisonniers sont en moyenne très élevés et comparables à ceux des stations situées à la même altitude dans le secteur des Alpes orientales italiennes mais en même temps, il existe de fortes différences entre des stations très proches et dans le même massif. En effet, il n'existe pas de relations satisfaisantes et statistiquement valides ($R^2 = 0,09$) entre cumuls de la neige fraîche moyens et altitude, cela s'explique par de nombreuses spécificités locales (figure 3). En général, la couche de neige fraîche saisonnière augmente d'environ 7 cm tous les 100 m. d'altitude, une valeur très faible par rapport à celles calculées dans les autres secteurs des Alpes (compris entre 19 et 32 cm/100 m.). Cette différence montre l'importance des situations à l'échelle fine, dérivants de la particulière complexité orographique qui conditionne la distribution spatiale et altitudinale des phénomènes pour les différents types de temps responsables des chutes de neige. Par exemple, dans le domaine montagnard du Gran Sasso-Laga, les versants ayant une exposition NW à NE reçoivent les apports plus abondants. Les cumuls saisonniers et journaliers plus significatifs se mesurent dans les fonds des vallées ayant une direction N-S, qui les exposent aux flux instables provenant du nord. Dans le massif voisin de la Maiella les cumuls plus abondants s'observent sur le versant oriental, plus exposé aux advection froides provenant des Balkans. Pour ces deux différentes situations topographiques, on observe l'effet de convergence et de soulèvement orographique que les perturbations continentales subissent en se déplaçant vers le sud. Au contraire, dans les massifs disposés en parallèle à la cote tyrrhénienne (Terminillo, Simbruini, Ernici) ce sont les versant ouest les plus enneigées; enfin dans les massifs les plus internes c'est la situation topographique locale par rapport à la direction des différentes perturbations qui prédomine.

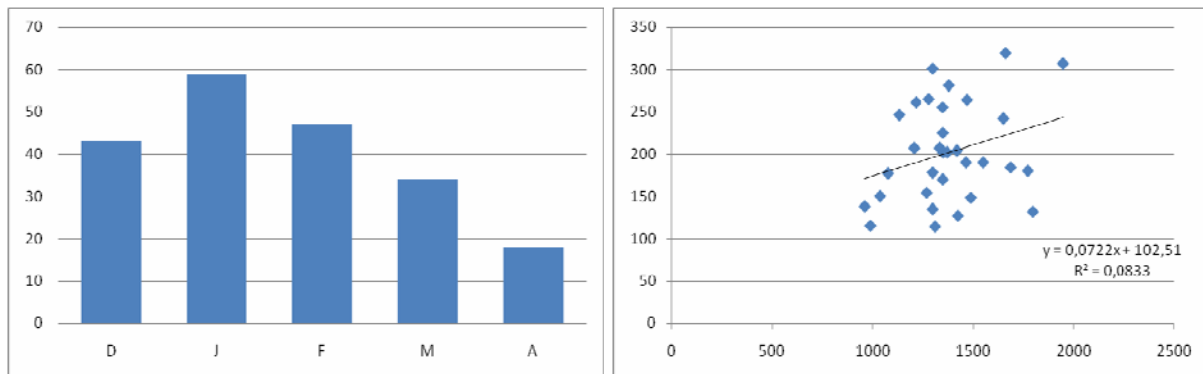


Figure 3 : Régime nivo métrique moyen de l'aire d'étude (cm, à gauche) ; relation altitude (m.) - cumuls moyens de neige fraîche saisonnière (en cm, à droite)

2. LES TENDANCES NIVOLOGIQUES RECENTES

L'analyse des tendances saisonnières et mensuelles (tab.1) montre une hausse des cumuls saisonnier et mensuels, à l'exception de janvier. Ce signal est généralisé à toutes les altitudes et expositions et se révèle opposé à celui calculé dans les stations de l'Apennin septentrional (Meneguzzo et Romeo, 2002) et dans la presque totalité des stations de la chaîne alpine. On observe des tendances à la baisses généralisées, de modérées à fortes - environ 3-5 cm/saison (SMI, 2006 ; Fazzini 2007 et 2009; Valt *et al*, 2008): à l'opposé dans l'Apennin central, à

toutes les altitudes et pour les deux versants on observe des hausse saisonnières : de l'ordre de 4 à 8 cm/ saison.

Seule dans quatre stations on peut trouver des baisses statistiquement mais faibles (ordre de grandeur 1 cm/ saison). Au niveau mensuel, enfin, tous les mois de saison froide, sauf janvier, confirment la hausse saisonnière. Sur la période étudiée, presque tous les hivers des années 2000 – sauf 2009-10 et 2010-11 - ont été caractérisé par un très fort enneigement.

Tableau 1 : Paramètres nivo métriques mensuels et saisonniers. Légende: VAE Versant adriatique extérieur; VAI Versant adriatique intérieur; VTE Versant tyrrhénien extérieur; VTI Versant tyrrhénien intérieur; trend cm/s: tendance saisonnière en centimètres; JN: jours neigeux

STATION	elev.m.	versant et massif	D	J	F	M	A	SAI	REGIME	trend cm/s	JN
1 - Pretoro Maielletta	1661	VAE Maiella	71	78	77	71	22	319	Étalé	5,022	28,2
2 - Campo Imperatore	1949	VAI Gran Sasso	52	63	58	56	78	307	Bimodale	0	24,8
3 - Passo Lanciano	1300	VAE Maiella	74	75	72	65	15	301	Étalé	4,31	26,6
4 - Prati di Tivo	1380	VAE Gran Sasso	53	74	75	61	18	281	Unimodale	3,14	30,7
5 - Valico Forchetta	1280	VAI Maiella	61	67	71	54	12	265	Unimodale	-1,9	26,8
6 - Rivisondoli	1470	VAI Maiella	46	83	68	52	15	264	Unimodale	5,62	26,1
7 - Sant'Eufemia M.	1215	VAI Maiella	63	65	68	51	14	261	Étalé	4,91	29
8 - Ceppo	1349	VAE Laga	55	61	67	58	14	255	Étalé	4,14	27,2
9 - Monte San Pietro	1131	VAE Gran Sasso	50	70	69	49	8	246	Unimodale	2,76	28
10 - Terminillo	1650	VTE Terminillo	30	62	75	56	19	242	Unimodale	6,15	29,3
11 - Pizzoferrato	1350	VAE Maiella	38	63	67	54	3	225	Unimodale	-0,4	25,8
12 - Cansano	1205	VAI Maiella	40	60	54	45	8	207	Unimodale	3,14	25
13 - Rigopiano	1335	VAE Gran Sasso	44	47	60	47	9	207	Unimodale	1,44	28,1
14 - Campitello	1420	VAI Matese	38	53	58	41	14	204	Unimodale	6,13	26,3
15 - Bolognola	1352	VAE sibillini	53	39	48	52	10	202	Bimodale	8,45	28
16 - Pescocostanzo	1465	VAI Maiella	31	55	57	43	4	190	Unimodale	-0,3	26
17 - Subiaco Livata	1550	VTE Ernici	21	44	58	50	17	190	Unimodale	-1,04	25,5
18 - Campo catino	1686	VTE Simbruini	20	38	57	50	19	184	Unimodale	8,3	25,6
19 - Campo Staffi	1775	VTE Simbruini	29	42	52	42	15	180	Unimodale	4,85	24,8
20 - Nerito	1300	VAE Laga	35	51	45	43	4	178	Unimodale	2,63	22,2
21 - San Giacomo	1075	VAE Laga	42	48	42	39	6	177	Unimodale	2,83	20,3
22 - Leonessa	1350	VTI Terminillo	22	46	48	44	10	170	Étalé	2,48	26,1
23 - Amatrice	1270	VAI Laga	23	42	43	40	6	154	Étalé	0,08	23,4
24 - Monte gallo	1036	VAE Sibillini	33	43	39	30	5	150	Unimodale	4,71	21,7
25 - Capracotta	1489	VAE haute Molise	23	39	39	35	12	148	Unimodale	1,42	26,6
26 - San Martino	960	VAE Laga	35	37	32	30	4	138	Étalé	2,81	28
27 - Città Reale	1300	VTI Relief isolé	24	34	40	31	6	135	Unimodale	1,04	22,9
28 - Monte Bove	1800	VTI Sibillini	21	29	45	32	5	132	Unimodale	1,89	22,8
29 - Monte Nerone	1425	VAE Nerone	21	31	39	29	7	127	Unimodale	3,63	22,4
30 - Montemonaco	988	VAE Sibillini	25	27	33	26	4	115	Unimodale	4,81	19,5
31 - Pescopennataro	1312	VAE haute Molise	22	30	33	24	5	114	Unimodale	1,5	24,1

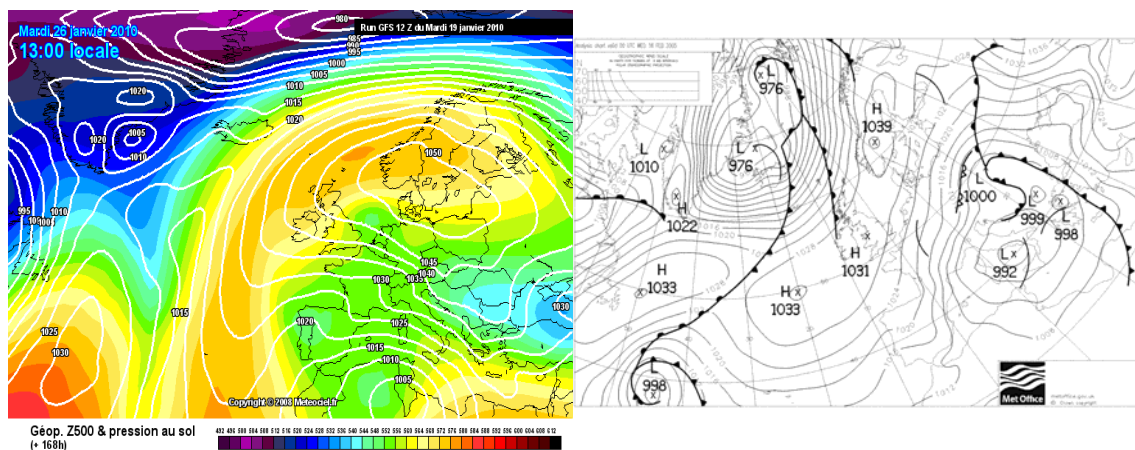


Figure 4 : Circulations continentales au sol (a gauche) et sol - géo potentielle à 500hPa - qui apportent chutes de neige jusqu'à basses altitudes au centre-sud de l'Italie.

Il y a une relation entre d'une part les situations de nord et d'est ; d'autre part des configurations synoptiques caractérisées par de puissants anticyclones d'origine thermiques ayant soit leur centre entre la Scandinavie et les Balkans soit d'origine mixte atlantique-continentales et qui composent un pont de Weikoff. Donc, ce n'est pas nécessairement une situation de type NAO négative qui véhicule de l'air polaire ou arctique vers la péninsule italienne. Le nombre moyen des jours neigeux atteint 25, mais sur le versant septentrional du

Gran Sasso et sur celui oriental de la Maiella, il dépasse le 30 et dans les saisons les plus perturbées on peut arriver à 60. La tendance sur la période d'étude montre une hausse saisonnière généralisée moyenne de 0,12 jours/saison, plus marquée de décembre et avril et avec une légère baisse en février. Enfin, soit les températures minimales, soit les maximales montrent des hausses variables entre 0,8°C et 1,2°C ; les hausses sont assez rapides et dérivent de la rotation des vents de Sirocco (SE) et Libeccio (SW) après les passages perturbés d'origine atlantique. Cette situation provoque souvent – et en particulier aux altitudes inférieures à 1000 mètres - une plus rapide ablation du manteau neigeux après les abondantes chutes de neige. Une première étude, relative au massif du Gran Sasso sur le paramètre « persistance de la neige au sol » montre une baisse jusqu'à 1200 mètres pour augmenter graduellement aux altitudes supérieures.

CONCLUSION

Cette première analyse de l'enneigement et des températures dans la partie centrale de l'Apennin représente un point de départ pour mieux comprendre la distribution des paramètres météorologiques le long de la « dorsale » italienne. Cette étude montre une intensification des événements neigeux extrêmes et cela est probablement associé à une baisse de la sécurité dans les régions de montagne enneigée ? Cela augmente aussi le danger lié aux éboulements de blocs rocheux qui perturbent la circulation routière et favorise l'isolement des villages montagnards ou des domaines de sports d'hiver. La combinaison de la hausse des cumuls de neige fraîche avec la hausse des températures après les chutes de neige, va-t-elle accroître le risque général d'avalanche ? Après avoir complété l'informatisation de toutes les données nivo-météorologiques disponibles, nous pourrions mieux comprendre les différences entre les signaux relatifs aux différentes portions de la chaîne ; confirmer les hypothèses synoptiques et chercher des relations statistiques entre variations des paramètres atmosphériques et activité avalancheuse naturelle ou causées et provoquées par l'homme. Tout cela dans une ambiance physique qui, par la position géographique de la chaîne, se révèle unique à l'échelle européenne et donc devient un indicateur très sensible aux changements climatiques en cours.

BIBLIOGRAPHIE

- Biancotti A., Carotta M., Motta L. et Turrone E., 1998. Le precipitazioni nevose sulle Alpi piemontesi”, trentennio 1966-1996. *Studi climatologici in Piemonte*, **1**, 11-79,
- Bohm R., Auer I., Brunetti M., Maugeri M., Nanni T., Schoner W., 2001: Regional temperature variability in the European Alps: 1760-1998 from homogenised instrumental time series. *International Journal of Climatology*, **21**, 1779-1901.
- Fazzini M., 2007 : “Caratterizzazione generale dei fenomeni di innevamento in Italia” in *Neve e valanghe* - **60**; 36-49. AINEVA ed.
- Fazzini M., Moro D. et Stefanuto L., 2009 : Les extrêmes nivo-métriques dans les Alpes italiennes : analyse des données de deux stations de Mont Canin (Alpes Juliennes Frioul) et situations synoptiques responsables des chutes de neige. Actes XXII Colloque AIC - *Studia Crescent, Geographia Technica - Numero Special “Extrêmes climatiques : genèse, modélisation et impacts”* »
- Jurkovic A. 2008: *Gesamtschneehöhe – Vergleichende Zeitreihenanalyse*, Diplomarbeit Universität Wien, Wien, 92 Seiten
- Latenser M and Sheebeli M, 2003: Long term snow climate trends in the Swiss Alps 1931-1999. *Int. J. of Climatology*, **23**, 733-750
- Meneguzzo F. et Romeo V., 2004 : Ricerche preliminari sull'impatto del cambiamento climatico sulla quantità e qualità dell'innevamento. *Collana verde* **107/2004**
- Romeo V. et Fazzini M., 2008 : la neve in Appennino, prime analisi su 30 anni di dati nivometeorologici. *Neve e valanghe* - **63**; 58-67. AINEVA ed.
- SMI, 2006: Atlante climatico della valle d'Aosta. Regione Autonoma VDA, 405 pp
- Valt M., Cagnati A., Crepaz A. et Catberro D., 2008: Variazioni recenti del manto nevoso sul versante meridionale delle Alpi. *Neve e valanghe* - **63**; 56-57. AINEVA ed.

VARIABILITE BIOCLIMATIQUE DE LA VEGETATION AU NORD DE LA TUNISIE

FEKI M.

Université de Kairouan, Faculté des Lettres et des Sciences Humaines. 3100 Rakkada, Kairouan.
m_feki@hotmail.com

Résumé : Nous avons étudié la variabilité spatiotemporelle du cycle végétatif au nord de la Tunisie entre 2001 et 2010, à partir des images MODIS la carte des groupements végétaux. Nous avons observé que ce cycle est très influencé par à la fois, la biomasse et les conditions climatiques, et reflète l'adaptation de la végétation pour supporter la sécheresse estivale.

Mots-Clés : NDVI, groupements végétaux, SIG, Tunisia

Abstract : *Bioclimatic- variability of vegetation in the North of Tunisia* This paper aims to study photosynthetic activity variability of vegetation in the North of Tunisia. NDVI-MODIS and vegetation map are superposed in Idrisi GIS. The spatial and temporal variability of phenology cycle is depended by biomasses and climates conditions, especially summer drought.

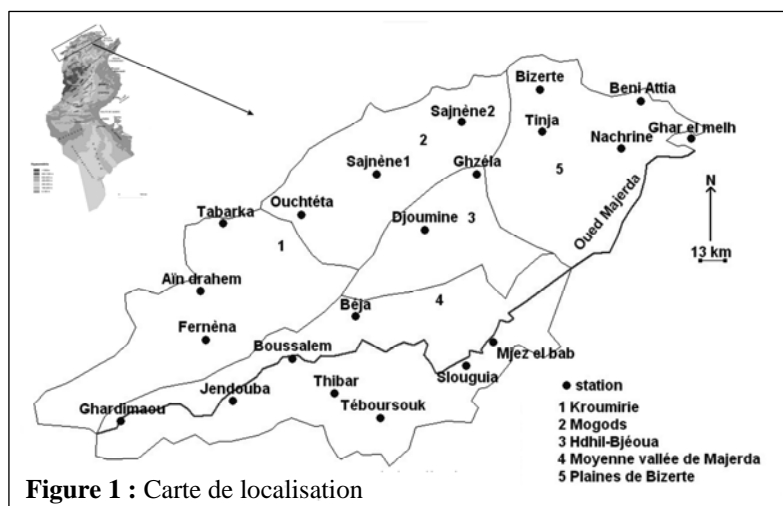
Keywords : NDVI, vegetation map, GIS, Tunisia.

Introduction

En Tunisie, les conditions hydriques contraignantes et l'intensité de l'activité anthropique expliquent les structures et les adaptations actuelles de la végétation. La gravité de la sécheresse climatique est à l'origine des contraintes écologiques et hydriques que souffre la végétation, fragilisée par une déshydratation estivale excessive associée à un risque important d'incendie (Hénia et al., 2008). De ce fait, l'activité végétale est une donnée importante pour établir un bilan bioclimatique forestier d'une part, et d'autre part, pour aider les gestionnaires de couvert forestier qui ont besoin d'une connaissance spatiotemporelle quasi-opérationnelle nécessaire à la mise en place des programmes de reboisement et à la gestion des différents espaces végétalisés (forêts, matorrals, ...) très sensibles aux anomalies climatiques ponctuelles ou récurrentes.

La présente s'intéresse donc à la variabilité spatiotemporelle de l'activité photosynthétique des groupements végétaux localisés au nord de la Tunisie. L'objectif est d'observer à partir des images MODIS, les différentes étapes du cycle végétatif entre 2001 et 2010, soit une période de 10 ans étant donné qu'en Tunisie, le cycle saisonnier de l'activité photosynthétique est influencé à la fois par des variables topographiques (exposition et altitude), et par des variables climatiques (réserves en eau et températures, Feki 2006).

Le cadre géographique est le nord de la Tunisie (figure 1) dont le climat méditerranéen est de type humide, subhumide et semi-humide (Hénia, 1993) regroupant trois ensembles :
- le Tell nord-occidental renfermant les massifs forestiers de la Kroumirie et des Mogods qui dominent une côte souvent rocheuse. Les collines des Amdoun se trouvent au Sud-est de la



Kroumirie et de celles de Hdhil-Bjéoua au sud des Mogods ;
 - les plaines et les plateaux de la moyenne vallée de Majerda dont l'altitude moyenne est comprise entre 140 et 200m ;
 - et la côte et les plaines (littorales orientales et intérieures) de la région de Bizerte.

1. Données et méthodes

1.1. Données

L'activité photosynthétique entre janvier 2001 et décembre 2010 a été évaluée par l'imagerie satellitaire MODIS TERRA, avec une résolution de 250m. Les images ont été téléchargées à partir du site <http://edcimswww.cr.usgs.gov/pub/imswelcome/>, sous forme de synthèses faites tous les 16 jours. Il s'agit d'images réalisées après comparaison pixel par pixel de dates successives, selon la méthode de "Maximum Value Composite" (Holben, 1986) ; l'image de synthèse retient pour chaque localisation la valeur maximale du NDVI tous les 16 jours de l'année civile. Cette méthode présente l'avantage de limiter la perte du signal due aux effets des angles de visées et à la présence de nuages.

Les données de végétation proviennent de la carte de l'inventaire forestier national et pastoral (IFNP Ministère de l'Agriculture, 2001) qui couvre les gouvernorats de Jendouba, Béja et Bizerte.

1.2 Méthodes

Nous avons utilisé le système d'information géographique (SIG) *Idrisi*. Dans un premier temps, nous avons eu recours à l'outil "Modis Reprojection Tool" (MRT) pour l'extraction, le découpage de la fenêtre spatiale et la correction géométrique des images de NDVI. Cette opération a permis de traiter et d'analyser les images sous *Idrisi*. Ensuite, nous avons dégradé la résolution de la carte de la végétation car elle était supérieure à celle des images MODIS (250m). L'opération consiste à superposer une image de NDVI avec la carte de végétation pour calculer les proportions de chaque groupement présent dans la fenêtre. Les pixels mixtes composés de mosaïque de deux groupements ou plus ont été éliminés pour ne retenir que les pixels "purs" (Césari et al., 2002, Feki, 2006). Certes, la diminution du nombre de pixels traités est un handicap du point de vue statistique, puisqu'elle élimine des pixels et ne permet pas une étude exhaustive de tous les groupements végétaux. Cependant, un pixel composé de plusieurs groupements peut avoir une réponse spectrale perturbée, car celle-ci est la synthèse au prorata des surfaces dans le pixel par chaque groupement. L'hétérogénéité est donc un handicap plus important que la diminution du nombre de pixels étudiés. Seuls les pixels mixtes représentant les forêts de chênes zeen et de chênes liège (forêts mixtes) ont été conservés en raison de la grande surface qu'elles occupent. En somme, 11 groupements ont été retenus pour réaliser ce travail (tableau 1).

Tableau 1 : principaux groupements de végétation au nord de la Tunisie

Forêts	Matorrals
Zénaie (chêne zeen)	Chêne liège
Mixtes (chêne zeen + chêne liège)	Chêne Kermès
Subéraie (chêne liège)	Eucalyptus
Pinède maritime	Non arboré
Eucalyptus	Pin d'Alep
Pin d'Alep	

Enfin, les NDVI ont été croisés dans *Idrisi* avec la carte des groupements végétaux. Ainsi, avons-nous déterminé le cycle saisonnier de l'activité végétative via les profils d'évolution du

NDVI, et ce en tenant compte des différences significatives entre les feuillus (caduque et/ou sempervirent) et les résineux, pendant ces 10 années contrastées (normale, déficitaire et excédentaire).

2. Cycle annuel moyen de l'activité végétative

2.1. Les forêts

La figure 2, présentant les profils annuels de NDVI entre 2001 et 2010, met en relief une hiérarchie entre les groupements végétaux en fonction de la biomasse et du taux de recouvrement, avec une activité végétative très importante pour la zénaie et les mixtes, suivi par la subéraie, la pinède maritime et l'eucalyptus, et enfin, par le pin d'Alep. Elle montre des différences entre les groupements. En effet, le cycle végétatif de la zénaie et des mixtes se distingue de celui des autres forêts, puisque leurs NDVI augmentent rapidement entre mars et fin mai (de 0,65 à 0,79), baissent légèrement en juin (de 0,72 à 0,69) et stagnent entre juillet et mi-septembre ; les NDVI augmentent de nouveau jusqu'à fin novembre (de 0,72 à 0,78) avant de diminuer tout au long de l'hiver (de décembre à février).

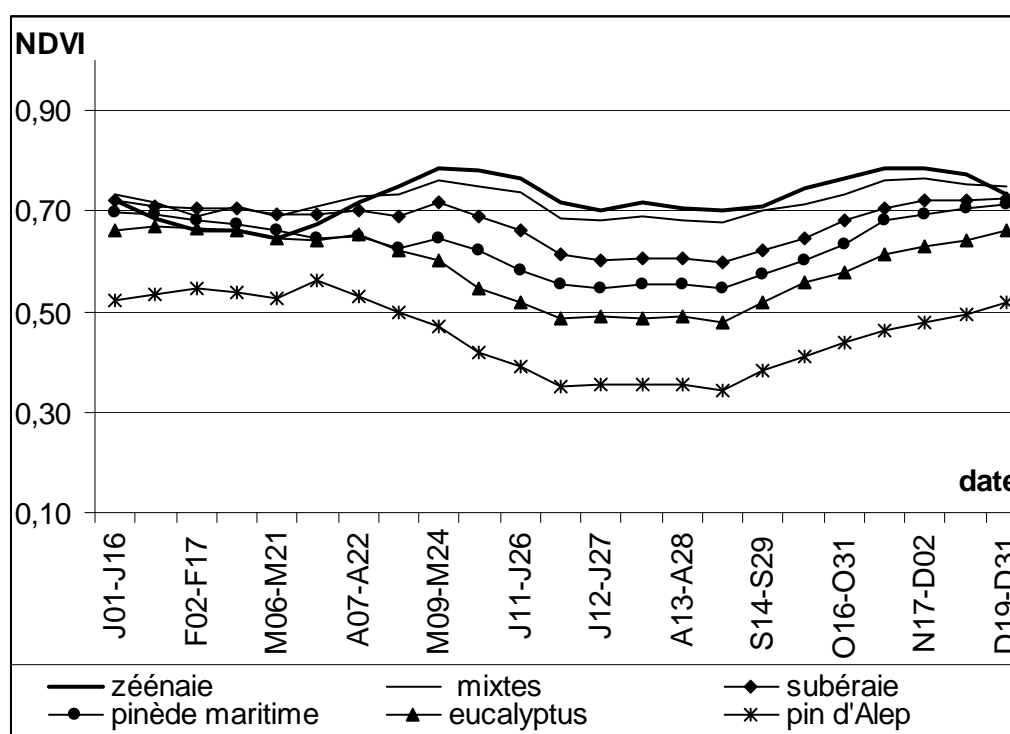


Figure 2 : cycle végétatif annuel des forêts entre 2001 et 2010

Les forêts au feuillage caduc marcescent (zénaie et les forêts mixtes) se distinguent par une activité végétative croissante au printemps et en automne. Leur cycle saisonnier moyen est très bien discriminé sur la figure n°2 avec des stades de débourrement, de feuillage et de maturité fin mai, et de jaunissement automnal à partir de mi-novembre. En revanche, les autres groupements présentent une activité photosynthétique très importante en automne (à partir d'octobre) et au début de l'hiver (mi-décembre), suivie d'une période de ralentissement où les NDVI moyens sont très proches (confusion sauf pour le pin d'Alep) et dont la durée varie selon les groupements. Ce ralentissement s'observe en hiver pour le pin d'Alep, en hiver et au début du printemps (mars) pour les eucalyptus et le pin maritime et jusqu'à fin avril pour la subéraie. La reprise de l'activité végétative pour ces forêts s'effectue ensuite sur une très courte période (une quinzaine de jours) car les NDVI commencent à baisser pour signaler le début du stress hydrique. Cette baisse est faible pour la zénaie et les forêts mixtes et très

importante pour les autres groupements, notamment le pin d'Alep qui présente une baisse brutale des niveaux moyens de NDVI. L'activité photosynthétique stagne à partir de juillet et remonte à la mi-septembre.

2.2 Les matorrals

L'évolution des NDVI confirme la hiérarchie qui existe entre les groupements végétaux (figure 3). Le chêne liège se distingue par des NDVI moyens très élevés (de 0,56 à 0,72), reflétant une biomasse plus importante que celle des autres matorrals. Les profils annuels des NDVI montrent pour tous les matorrals une stagnation de l'activité photosynthétique (de 0,48 à 0,72) entre mi-février et mi-avril. Par la suite, les NDVI baissent rapidement pour se stabiliser entre juillet et mi-septembre. L'activité photosynthétique reprend un rythme croissant dès fin septembre et jusqu'à fin décembre, avant de baisser en janvier et en début février.

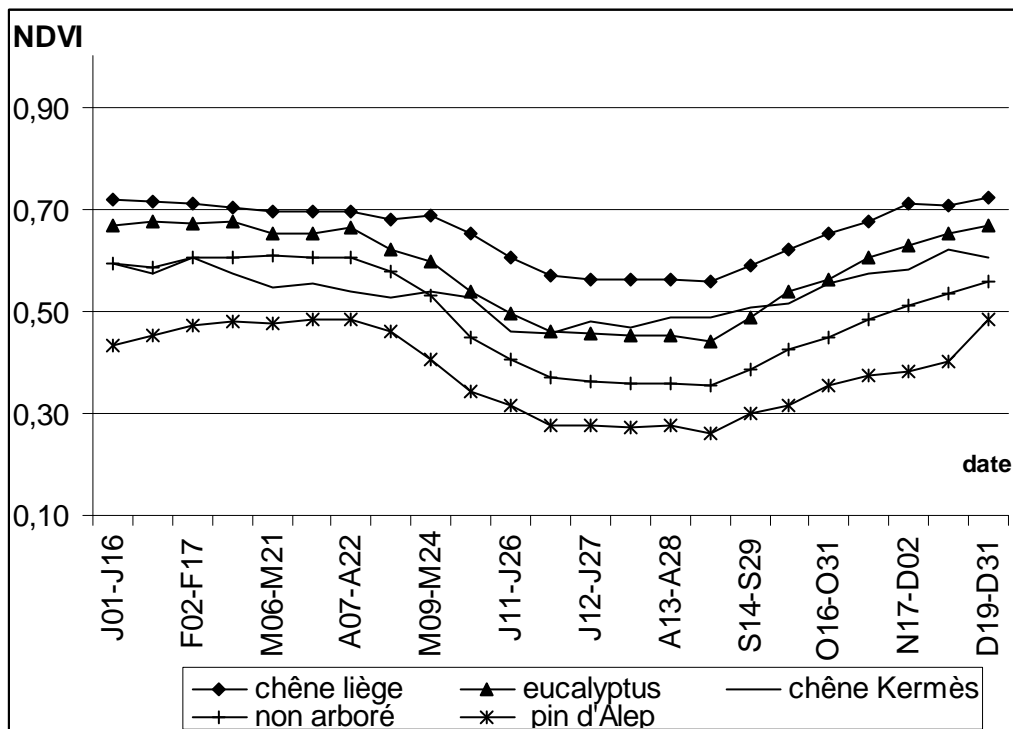


Figure 3 : cycle végétatif annuel des matorrals entre 2001 et 2010

La comparaison entre forêts et matorrals met en évidence les spécificités de leur cycle végétatif marqué par l'absence d'une période de repos hivernal. Les NDVI (de 0,52 à 0,72) observés de décembre à février en témoignent. Ces spécificités sont le résultat d'une importante activité photosynthétique automnale qui main tient les NDVI à un niveau élevé en hiver. A cela s'ajoute la douceur des températures pendant cette saison qui assure la stabilisation de l'activité photosynthétique. Au printemps, la légère hausse des NDVI (sauf pour la zénaie et les forêts mixtes) sur une très courte période s'explique par la baisse de la réserve en eau du sol, due à une diminution des précipitations (3^{ème} rang au printemps). La végétation limite sa croissance pour supporter la longue période estivale de stress hydrique.

3. Variabilité annuelle du cycle végétatif

La variabilité annuelle du cycle végétatif est étudiée à partir de l'écart type (tableau 2). Cette variabilité est plus importante pour les forêts de pin d'Alep, de pin maritime et d'eucalyptus (0,06 et 0,07, respectivement) que pour les autres forêts (0,03 et 0,04, respectivement). Ces derniers dont la biomasse est très importante, se trouvent à une altitude supérieure à 400m, bénéficiant ainsi des conditions climatiques favorables (précipitations abondantes et températures clémentes). D'ailleurs, le minimum de NDVI de la zénaie et des mixtes s'observe à la fin de l'hiver (février) et en été (période de stress hydrique) pour les autres forêts. Egalement, les matorrals à chêne liège et à chêne kermès présentent une faible variabilité annuelle de leur activité photosynthétique (0,05 et 0,06, respectivement) ; en revanche, cette variabilité est très marquée pour les autres groupements (0,08 à 0,10). Elle confirme donc une densité plus forte pour les chênes (liège et kermès) par rapport aux autres matorrals.

Tableau 2 : variabilité annuelle du cycle végétatif

Forêts	Ecart type	Matorrals	Ecart type
Zénaie	0,04	Chêne liège	0,06
Mixtes	0,03	Chêne kermès	0,05
Subéraie	0,04	Non arboré	0,10
Pinède maritime	0,06	Eucalyptus	0,09
Eucalyptus	0,07	Pin d'Alep	0,08
Pin d'Alep	0,07		

Le même résultat est observé à l'échelle interannuelle (non représenté) avec une variabilité du cycle végétatif plus faible pour la zénaie, les mixtes et la subéraie que pour les autres forêts, et plus faibles pour les matorrals aux chênes liège et aux chênes kermès que pour les autres groupements. Toutefois, nous avons observé des années "exceptionnelles" en termes d'activité photosynthétique pour les forêts et les matorrals de pin d'Alep (bioclimat semi-humide), comme 2003 et 2008 avec une activité particulièrement élevée, ou l'inverse en 2002.

4. Variabilité spatiale du cycle végétatif

Les écarts entre les valeurs maximales et minimales de NDVI sont plus faibles pour la zénaie, les mixtes et la subéraie (de 0,09 à 0,13) que pour les autres forêts (de 0,19 à 0,22). Ils sont également plus faibles pour les matorrals aux chênes liège et aux chênes kermès (de 0,16 et 0,17, respectivement) que pour les autres groupements (de 0,22 à 0,26). Cela confirme la hiérarchie qui existe entre les forêts et les matorrals.

La figure 4 présente quatre images de synthèses montrant les principales étapes de l'évolution du NDVI entre janvier et décembre. Elle met en relief une opposition entre l'ouest couvert par des forêts et l'est occupé par les matorrals ; également, entre le nord et le sud. Dans les détails, les groupements du bassin de la vallée de Majerda sont marqués par une grande variabilité spatiale de leur NDVI : il s'agit des forêts et des matorrals de pin d'Alep et de ceux d'eucalyptus au bioclimat semi-humide. En revanche, cette variabilité est faible sur le grand versant méditerranéen représenté par la Kroumirie, la dépression de Nefza et les Mogods septentrionaux, où le bioclimat est de type humide. Elle est modérée sur le grand versant sud (le sub-humide) qui englobe la dépression Fernana, les Mogods méridionaux et les Amdoun, Hdhil et Bjéoua (y compris le littoral oriental de Bizerte).

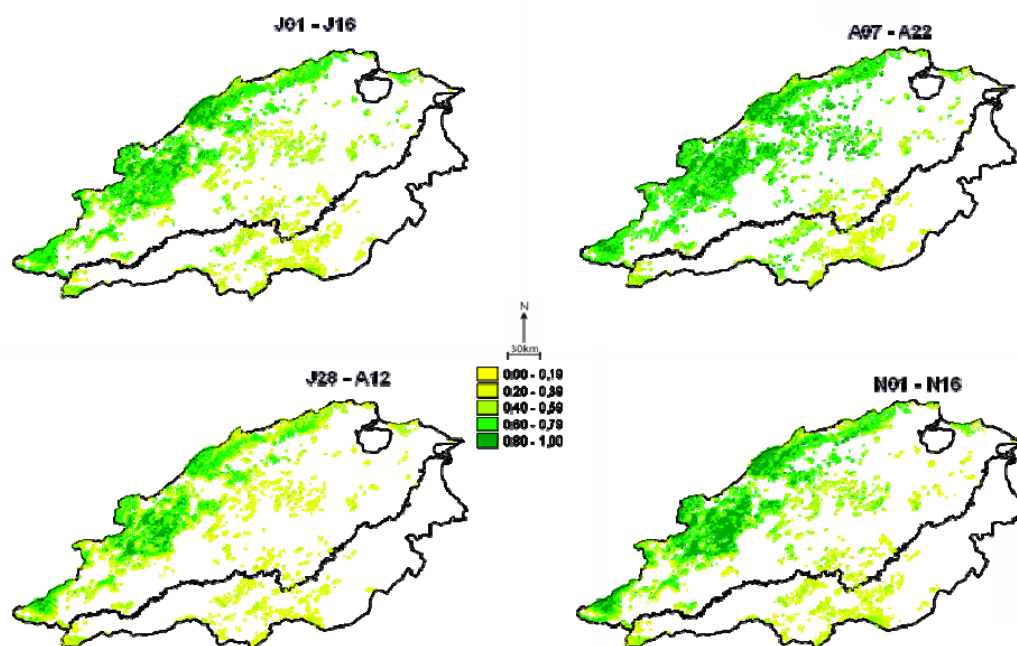


Figure 4 : variabilité spatiale du cycle végétatif

Conclusion

Le cycle végétatif montre au nord de la Tunisie une hiérarchie en fonction de la biomasse et du taux de recouvrement, avec des NDVI plus élevés pour les forêts (forte densité) que pour les matorrals (faible densité). La variabilité temporelle de l'activité végétative dépend, en plus de la biomasse, des conditions climatiques. Cette activité très importante et croissante en automne, est marquée par l'absence d'une période de repos hivernale (NDVI > 0,52), en raison de la douceur des températures et de l'abondance de l'eau (réserves pleines). La très courte période de croissance printanière (sauf la zénaie et les forêts mixtes) représente une forme d'adaptation à la contrainte climatique (baisse des ressources en eau dès mars) pour supporter la sécheresse estivale. Egalement, la variabilité spatiale du cycle végétatif reflète la hiérarchie entre les groupements végétaux et leur répartition selon le bioclimat, avec une variabilité très forte dans le semi-humide (bassin de Majerda), modérée au sub-humide (grand versant sud) et faible dans l'humide (grand versant méditerranéen).

Bibliographie

Césari V., Douguédroit A., and Joly C., 2002 : The summer water stress of the forest fuel in Limestone Lower Provence: monitoring by NDVI (NOAA-AVHRR 14) using a GIS, in *Forest Fire Research and Wildland Fire Safety*, Viegas (ed.), Proceedings of the IV ICFRR, Luso, Portugal, pp 18-23, Nov2002, CD-ROM.

Feki M., 2006 : *La sécheresse bioclimatique estivale en Kroumirie et dans les Mogods (Tunisie) : estimation à partir du stress hydrique de la végétation*. Thèse de Doctorat, Université de Provence, 182p.

Hénia L., 1993 : *Climat et bilan de l'eau en Tunisie : essai de régionalisation climatique par les bilans hydriques*. Publications de l'Université de Tunis1, Faculté des Sciences Humaines et Sociales, série géographique, volume XXV1, 391p.

Hénia L., 2008 : *Atlas de l'eau en Tunisie*. Publications de l'Université de Tunis1, 186p.

Holben B. N., 1986: Characteristics of Maximum Value Composite images from temporal AVHR data, *International Journal of Remote Sensing*, 7, pp 1417-1434.

Ministère de l'agriculture 1993. : *Résultats du premier inventaire forestier national en Tunisie*. 88p.

L'INFLUENCE DE LA VARIABILITE DES FACTEURS METEOROLOGIQUES SUR L'OCCURRENCE ET L'INTENSITE DE L'ILOT DE CHALEUR URBAIN A RENNES EN 2010

FOISSARD X., QUENOL H. et DUBREUIL V.

COSTEL – LETG – UMR 6554 CNRS – Université Rennes 2, Haute-Bretagne, Campus Villejean, Maison de la Recherche, Place du Recteur H. Le Moal, 35043 Rennes Cedex, xavier.foissard@univ-rennes2.fr, herve.quenol@univ-rennes2.fr et vincent.dubreuil@univ-rennes2.fr

Résumé : A Rennes pour l'année 2010, la différence de température moyenne entre le centre-ville ancien et la campagne avoisinante est de 1.3°C. Cet écart moyen sur une année résulte de la formation de l'îlot de chaleur urbain (ICU), marqué quotidiennement de façon plus ou moins intense selon le type de temps rencontré. L'évaluation de l'ICU est réalisée par trois méthodes différentes : l'écart de température quotidien est mesuré en ne tenant compte que des minimales, puis de l'écart moyen net et enfin de l'écart moyen brut. A partir des mesures du vent, de l'insolation et de la pluviométrie, ces différents facteurs du type de temps sont mis en relation avec l'ICU observé à l'échelle de l'année 2010. Les écarts obtenus confirment l'importance de ces éléments météorologiques sur l'intensité de l'ICU mais leur variabilité ne permet pas d'établir précisément le poids de chaque facteur. Cette étude s'inscrit dans le volet d'adaptation au changement climatique réalisée avec la Communauté d'Agglomération de Rennes Métropole.

Mots clés : îlot de chaleur urbain, climatologie urbaine, échelles fines, Rennes.

Abstract : In 2010, the mean difference of temperature between urban and rural areas is 1.3°C to Rennes (France). This disparity is due to the urban heat island (UHI), it affects the daily temperatures by the weather condition encountered. The UHI is evaluated by three methods : difference between the daily minimum temperature, difference between net temperature and difference between average gross temperature. With wind speeds, solar radiations and rainfalls, these weather factors are connected with UHI for one year. Results confirm the impact of weather factors on the UHI intensity, however the great variability prevents to classify clearly each element. This study is carried out with local community in order to plan the mitigation of the climate change.

Keywords : urban heat island, urban climate, small scale, Rennes.

Introduction

L'îlot de chaleur urbain (ICU) est un phénomène lié à l'urbanisation, il dépend de l'occupation du sol et des conditions météorologiques. La morphologie du bâti, la présence de végétation, la perméabilité du sol, la nature des surfaces, la proximité d'une rivière sont des éléments qui influencent l'ICU et qui expliquent en partie sa répartition en ville, (Oke 1987). Les types de temps jouent un rôle prépondérant sur la fréquence d'apparition de l'ICU et son intensité. Les situations favorables à sa formation sont des conditions radiatives avec un vent relativement faible. A l'inverse, des conditions de type dépressionnaires avec la présence de vent, de pluie et d'une forte nébulosité atténuent voir font disparaître totalement l'ICU, comme cela a été montré à Paris (Cantat, 2004) et à Nice (Carrega, 1994). L'identification des composantes du type de temps et de leur influence permet de mieux estimer leur rôle et de quantifier les situations entraînant l'ICU à Rennes. L'étude porte sur la variabilité temporelle de l'ICU liée au type de temps, ce qui permet d'envisager l'occurrence de l'ICU dans le contexte du changement climatique. L'objectif à terme est de définir le climat urbain en prenant compte le climat futur et l'accroissement de l'urbanisation. Ces travaux sont réalisés en collaboration avec Rennes Métropole dans le cadre de l'adaptation aux changements climatiques.

L'ICU se traduit par un écart de température entre le centre et la périphérie. Dans un premier temps, il s'agit de déterminer quels sont les écarts de températures les plus représentatifs de l'ICU et sa fréquence à l'échelle d'une année dans l'agglomération rennaise. L'ICU étant la résultante de mécanismes complexes issus des conditions météorologiques, les

facteurs représentatifs choisis pour une première approche sont le vent, l'insolation et la pluviométrie.

1. Contexte de l'observation et choix méthodologiques

L'observation de l'ICU rennais a été réalisée par deux stations météorologiques sur l'ensemble de l'année 2010. L'une des stations météorologiques est située dans un contexte urbain, la seconde est en pleine campagne. A partir de ces relevés, l'ICU est déterminé selon plusieurs méthodes afin de mieux rendre compte de sa présence sur une année à Rennes.

1.1 Données des stations météorologiques et le contexte particulier de l'année 2010

Les stations météorologiques sont issues du programme ECORURB (écologie du rural vers l'urbain) dont les travaux portent sur l'effet de l'urbanisation sur la biodiversité à l'échelle locale. Le réseau de station existe depuis 2004 et parmi 16 stations météorologiques deux ont été retenues pour la continuité des enregistrements météorologiques (Quénol *et al.*, 2010). Sur la figure 1, la première est située au cœur du vieux centre-ville de Rennes (site n°1), où le bâti y est resserré et la végétation peu présente. A l'inverse, la seconde station est placée dans la campagne à Melesse (site n°3), une ville à environ 10km au Nord de Rennes. Le pas de temps horaire a été choisi pour l'enregistrement par des stations de type Vantage et Weather Monitor de DAVIS.

La mesure de la température est réalisée par ces deux stations afin d'évaluer l'ICU. En revanche, pour les facteurs témoignant du type de temps, le vent a été mesuré par une station située dans la ville de Rennes sur un site relativement dégagé (site n°2). Les mesures concernant le vent sont difficiles à obtenir en milieu urbain et sont souvent sujettes aux effets de site (Dubreuil *et al.*, 2008). Cependant la sensibilité de l'anémomètre de l'appareil étant faible pour la mesure des brises inférieures à 2m/s, les valeurs choisies correspondent aux rafales. La pluviométrie et l'insolation sont enregistrées à partir de la station située en campagne.

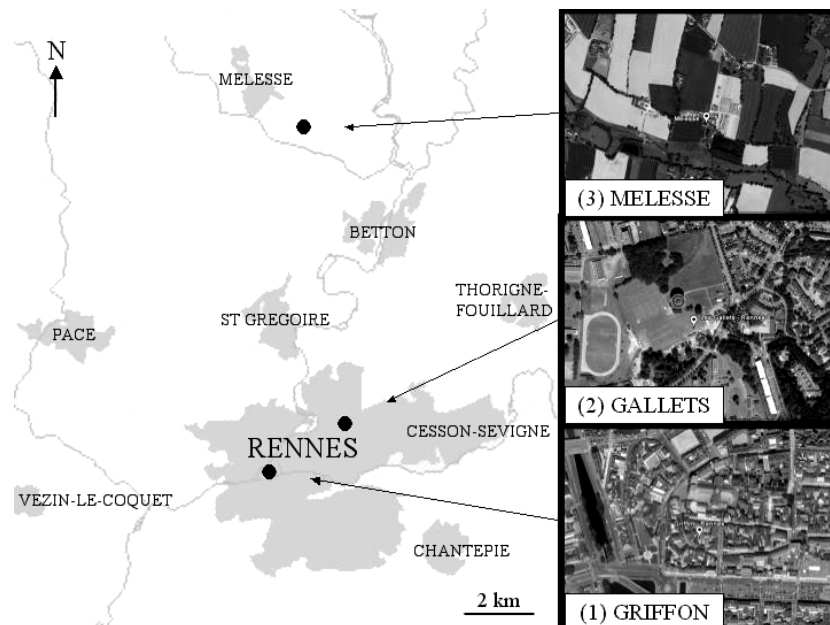


Figure 1 : Carte de situation des stations météorologiques dans l'agglomération rennaise. (1) station située dans le centre-ville de Rennes, rue du griffon. (2) station intra-urbaine utilisée pour la mesure du vent, Les Gallets. (3) station située hors de l'agglomération rennaise, à Melesse. Source : IGN.

La période observée est l'année 2010, où la température moyenne annuelle à Rennes est inférieure à la normale de 0,6°C (1971-2000), selon Météo France. Les périodes les plus

fraîches concernent les mois d'hiver, ainsi la température moyenne annuelle des minimales est inférieure à la normale de 1,2°C. En revanche, Rennes a bénéficié en 2010 d'un ensoleillement important : 1967h tandis que la normale est de 1626h. Généralement la frange ouest de la France a reçu un excédent d'ensoleillement de 110% à plus de 120%. Cet élément est important à prendre en considération pour l'observation des types de temps favorable à l'ICU.

1.2 Définir et quantifier l'îlot de chaleur urbain

L'écart de température moyen en 2010 entre la station située dans le centre-ville de Rennes et la station rurale est de 1,4°C. Cette différence contient l'ensemble des températures horaires pour l'année 2010, comprenant les écarts positifs et négatifs. La moyenne mensuelle de cet écart brut de température est représentée en figure 2.

A partir des écarts de température horaire, seules les valeurs positives sont retenues dans un deuxième temps afin d'obtenir exclusivement l'écart net des températures. Cet écart net prend en compte toutes les valeurs de l'ICU, restant plus représentatif de la réalité. Ainsi, l'écart moyen net en 2010 est de 1,8°C, ce qui est détaillé sur la figure 2 pour chaque mois de l'année.

Pour la troisième méthode d'observation de l'ICU, on ne s'intéresse qu'aux températures minimales quotidiennes. L'écart des T_n ne représente donc qu'une heure pour chaque journée, permettant de simplifier l'estimation de l'ICU quotidien (Cantat, 2004). La moyenne des écarts des T_n pour 2010 est de 2,4°C.

L'écart de température moyen pour chaque mois selon les trois méthodes est représenté en figure 2. On constate que les trois courbes ont le même comportement mais leurs amplitudes sont différentes. La courbe correspondant à l'écart des T_n possède les valeurs les plus élevées et une amplitude inter-mensuelle importante. En comparaison avec les deux autres courbes les mêmes tendances sont observées, elles demeurent cependant moins importantes car l'ICU calculé prend en compte les valeurs de températures intermédiaires. Du mois d'octobre au mois de février les écarts bruts et nets sont proches, ce qui correspond à la diminution des températures plus chaudes la journée hors agglomération.

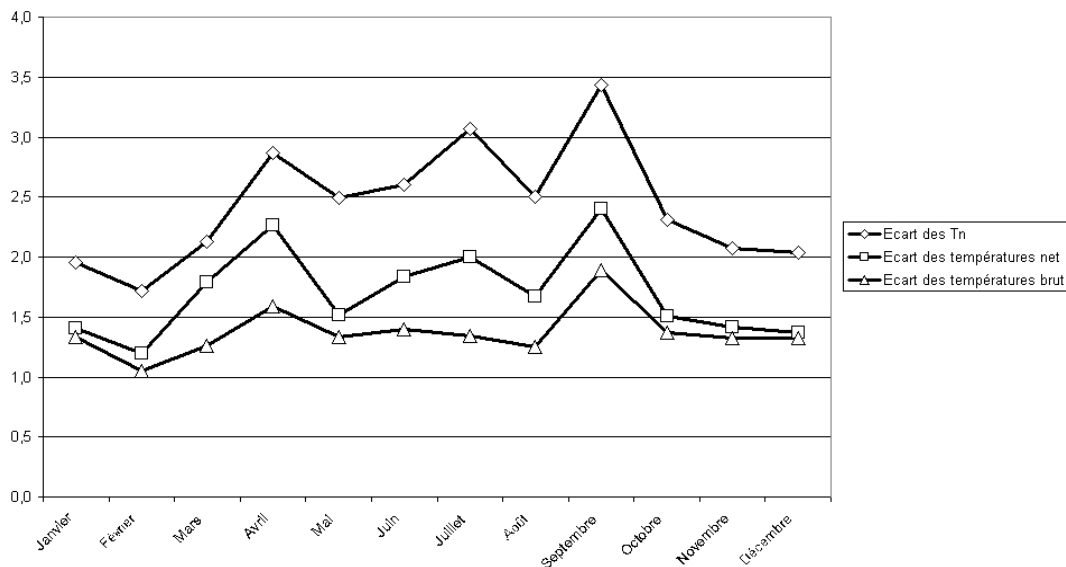


Figure 2 : écarts de la température moyenne mensuelle entre le centre-ville et la campagne à Rennes en 2010.

2. Résultats et mise en évidence des facteurs du type de temps sur l'intensité de l'îlot de chaleur urbain

Pour cette étude, les types de temps sont caractérisés en fonction de la pluviométrie, de l'insolation et du vent. La pluviométrie est ramenée à la comptabilité du nombre de jours de pluie afin de quantifier une situation affectant le bilan thermique en ville. Concernant l'insolation, l'unité choisie est la durée d'ensoleillement quotidien en heures et l'estimation du vent est réalisée par la mesure des moyennes des rafales. Pour chaque facteur le pas de temps choisi est la journée, ainsi les données horaires sont moyennées par jour.

2.1 L'îlot de chaleur urbain en 2010

Afin de mieux représenter le poids de l'ICU sur une année, les écarts bruts des températures ont été choisis. En 2010, la distribution horaire en fonction de l'intensité de l'ICU est exprimée sur la figure 3, où les situations sans ICU sont également visibles. Tout d'abord, l'ICU n'est absent que pour 14% des situations. En 2010, pour une heure sur quatre l'ICU moyen est supérieur à 2°C dont presque la moitié est supérieur à 4°C. Il est à noter que l'écart de température le plus important entre les deux stations en 2010 a eu lieu le 17 mars à 23h. Suite à une journée bien ensoleillée, mais plutôt fraîche, la température était de 14,5°C dans le centre de Rennes pour 5,3°C hors agglomération.

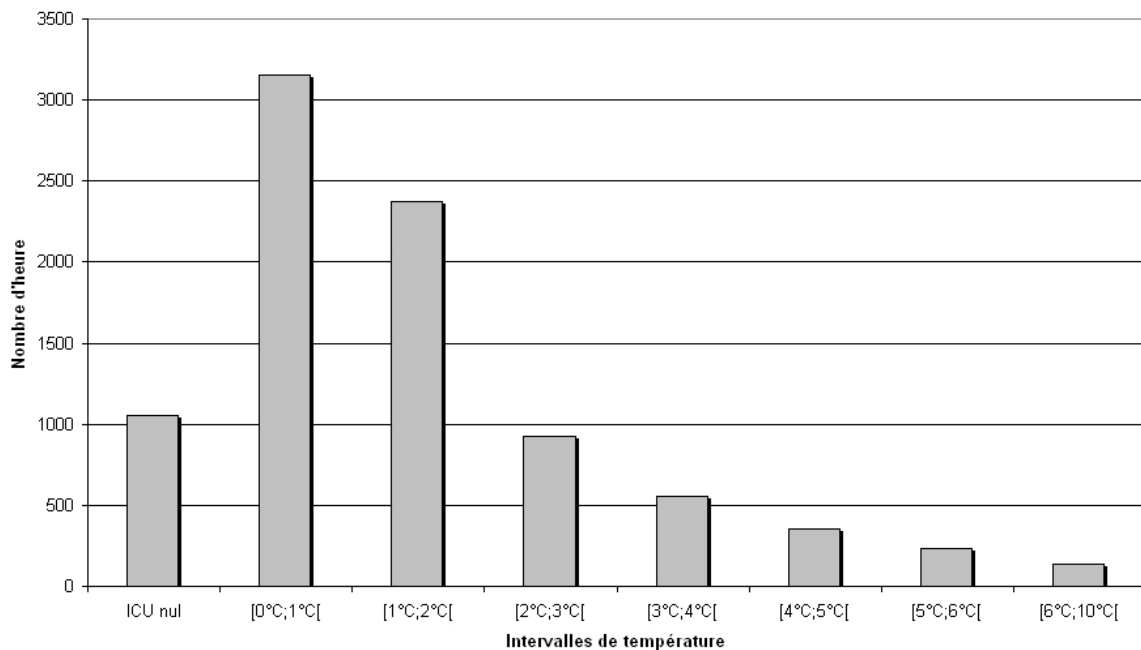


Figure 3 : répartition des heures en 2010 en fonction de l'intensité de l'ICU à Rennes.

Sur la figure 2, les trois mois avec l'écart des T_n les plus grands correspondent à l'alternance de types de temps favorables à l'ICU. Ainsi, selon Météo France, l'année 2010 a été particulièrement ensoleillée, notamment le mois d'avril qui a connu 273h d'ensoleillement alors que la normale de 1991-2000 est de 142h ce qui correspond à une longue période anticyclonique. Pour les mois de juillet et de septembre, on retrouve la même tendance : un ensoleillement abondant et une pluviométrie faible avec surtout une large période anticyclonique. A l'inverse, le mois de février possède un ICU moyen le plus faible de l'année quelque soit la méthode d'estimation. Malgré un ensoleillement relativement important, les périodes pluvieuses avec un vent soutenu sont fréquentes ce qui explique le faible ICU de ce mois.

Ces observations permettent de confirmer les tendances entre les types de temps et l'ICU à l'échelle mensuelle, cependant il est nécessaire de quantifier les situations qui régissent l'ICU afin de pouvoir déterminer le poids de chaque facteur sur l'ICU et à terme de proposer un modèle.

2.2 Relation entre les facteurs des types de temps et l'ICU

A partir des éléments définissant les types de temps, une relation significative apparaît à l'échelle d'une année. L'estimation de l'ICU est réalisée avec l'écart des t_n quotidiens car elle permet une comparaison rapide des situations. Ainsi en 2010, lors des jours de pluie l'ICU est en moyenne de $1,9^{\circ}\text{C}$ contre $2,9^{\circ}\text{C}$ pour les jours secs. De même indépendamment pour chaque facteur, en moyenne sur une année plus l'ensoleillement est fort et/ou plus les rafales quotidiennes sont faibles, plus l'ICU est important. La figure 5 représente chacun de ces facteurs pour trois classes d'intensité d'ICU différentes. Les jours de pluies ont été convertis en jours de pluies décadaires pour l'homogénéité des unités. On constate qu'en 2010 à Rennes, les trois classes d'ICU à Rennes suivent bien la logique : les temps calmes et clairs favorisent l'ICU. Au demeurant, pour la classe d'ICU « extrême » la moyenne d'ensoleillement est nettement plus importante : 8h soit 40% d'heure d'ensoleillement supplémentaire. Un « palier » correspondant à un minimum d'apport radiatif apparaît comme nécessaire pour un fort ICU. La pluie s'avère également un facteur limitant pour un ICU supérieur à 4°C , en moyenne il a plu plus d'un jour sur deux pour les journées avec un ICU compris entre 0 et 4°C . Cependant la pluie et l'ensoleillement sont deux facteurs en partie liés, ce qui explique cette similarité. Concernant les rafales, les valeurs restent relativement homogènes sauf pour un ICU faible [0°C ; 2°C] où la moyenne des rafales est supérieure de 2m/s .

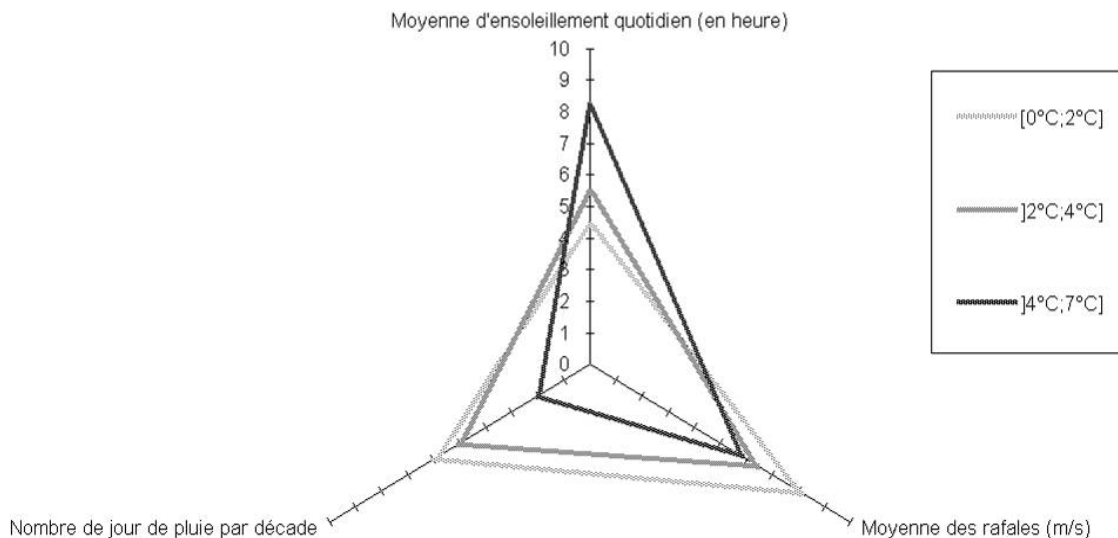


Figure 4 : distribution des différents facteurs quotidiens observés pour chaque intervalles d'ICU.

En comparant l'ensoleillement quotidien et l'ICU, on remarque une très grande dispersion des valeurs. De même pour les rafales moyennes quotidiennes en fonction de l'ICU, la dispersion des points suggère que ces facteurs indépendamment des uns des autres n'expliquent pas l'intensité de l'ICU. En revanche sur la figure 5, les moyennes mensuelles de ces deux facteurs pour l'année 2010 révèlent une bonne corrélation avec l'ICU. Une modélisation à partir de ces termes pour estimer l'ICU est donc envisageable, mais pour affiner le modèle d'autres éléments météorologiques non indépendants les uns des autres interviennent dans ce mécanisme complexe (Cantat, 2004).

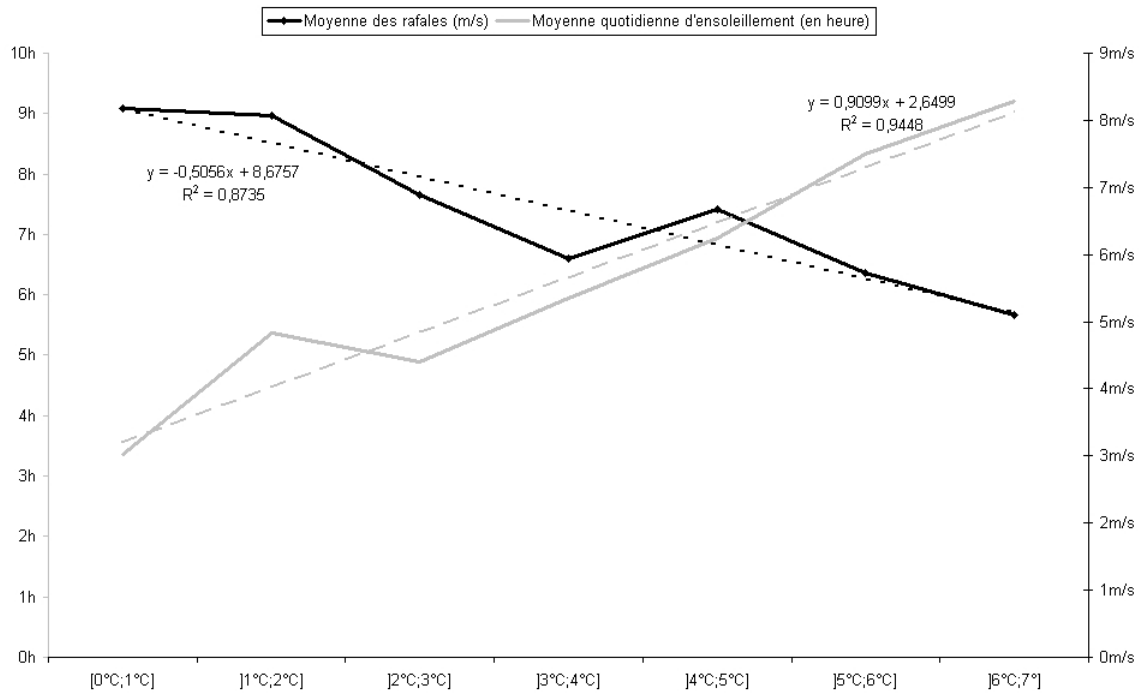


Figure 5 : distribution des classes d'ICU (en abscisse) selon l'ensoleillement et les rafales quotidiennes en 2010 à Rennes.

Conclusion

La mesure de l'ICU est un écart de température entre le centre et la périphérie, cependant le choix des heures/méthodes prises en compte pour le calculer fait fluctuer le résultat. La moyenne des écarts des Tn permet de comparer plus facilement l'ICU sur une année, tandis que la moyenne des écarts nets de température est plus proche de la réalité car elle inclue l'ensemble des écarts de la journée.

La relation avec les types de temps est réalisée avec l'ensoleillement, le nombre de jour de pluie et les rafales révèle une bonne corrélation avec les classes d'ICU à l'échelle d'une année. Ce résultat permet de pouvoir envisager un modèle à partir de ces éléments, dans le but de définir la tendance future de l'ICU à Rennes en exploitant les données issues du scénario A1B du changement climatique par le modèle ARPEGE.

Bibliographie

- Cantat O., 2004 : L'îlot de chaleur urbain parisien selon les 'types de temps'. *Norois*, 75-102.
- Carrega P., 1994 : Topoclimatologie et habitat. Analyse spatiale et appliquée. *Thèse de doctorat de l'Université de Nice-Sophia Antipolis, Rev. Géogr. du Lab. d'Analyse Spatiale R. Blanchard*, 408 p.
- Dubreuil V., Quénot H., Planchon O., Clergeau P., 2008 : Variabilité quotidienne et saisonnière de l'îlot de chaleur urbain à Rennes : premiers résultats du programme ECORURB. *Actes de l'Association Internationale de Climatologie*, 221-227.
- Oke T.R. 1987 : *Boundary layer Climates*. *Routledge*, 435 p.
- Quénot H., Dubreuil V., Mimet A., Pellissier, V., Aguejad R., Clergeau P., Bridier S., 2010 : Climat urbain et impact sur la phénologie printanière. *La Météorologie*, Série 8, N°68, 50-57.

INFLUENCE DE LA RESOLUTION SPATIALE SUR LA MODELISATION DU BILAN DE MASSE EN SURFACE DE LA CALOTTE GLACIAIRE DU GROENLAND A L'AIDE DU MODELE REGIONAL MAR

FRANCO B.¹, FETTWEIS X.¹, ERPICUM M.¹

¹ Laboratoire de Climatologie et Topoclimatologie, Université de Liège, Allée du 6 août, 2, 4000 Liège, Belgique. Email : bruno.franco@ulg.ac.be (Aspirant FNRS)

Résumé : Grâce au modèle régional du climat MAR (Modèle Atmosphérique Régional), nous avons simulé le bilan de masse en surface (SMB) de la calotte glaciaire du Groenland (GrIS) à 20, 25, 30, 40 et 50km de résolution, afin d'évaluer l'impact de la résolution spatiale. Dans le projet ICE2SEA, les sorties du modèle MAR à 25km de résolution sont utilisées comme champs de forçage pour des modèles de calotte, dans le but de produire des projections de la contribution de la GrIS à l'élévation du niveau de la mer sur les 200 prochaines années. Cependant, les modèles de calotte tournent à une résolution plus élevée (5-10km) que la résolution actuelle du MAR (25km). De telles simulations du MAR, sur le même domaine d'intégration, nécessitent un important surcoût en temps de calcul et ne sont pas réalisables jusqu'à présent. C'est pourquoi différentes méthodes avancées d'interpolation spatiale sont évaluées afin de réduire les biais lors de l'interpolation des sorties du MAR à plus haute résolution.

Mots clés : Groenland, modélisation, résolution spatiale, bilan de masse en surface

Abstract : *Impact of the spatial resolution on the Greenland ice sheet surface mass balance modelling using the regional climate model MAR*

By using the regional climate model MAR (Modèle Atmosphérique Régional), we have modelled the Greenland Ice Sheet (GrIS) Surface Mass Balance (SMB) at 20, 25, 30, 40 and 50km resolution to assess the impact of the spatial resolution. As part of the ICE2SEA project, the 25km-resolution SMB outputs of the MAR model are used as forcing fields for ice sheet models, in order to produce projections of the GrIS contribution to sea-level rise over the next 200 years. However, the ice sheet models often run at a higher resolution (typically 5-10km) than the current MAR resolution (25km). Such higher-resolution runs of the MAR model on the same integration domain generate a significant additional computing time and are not doable until now. That is why several enhanced SMB interpolations are tested here in order to reduce biases when interpolating the MAR outputs onto higher resolution, in the framework of the ICE2SEA project.

Keywords : Greenland, modelling, spatial resolution, surface mass balance

Introduction

Les récentes fluctuations du climat de l'Arctique ont un impact sur le volume global de glace au Groenland (Tedesco et al. 2008), et les variations actuelles du bilan de masse (défini comme la somme annuelle des masses de glace/neige perdues et gagnées) de la calotte glaciaire du Groenland se montrent d'un intérêt tout particulier. En effet, l'augmentation récente des apports en eau de fonte, associée à un réchauffement de surface, contribue à l'élévation du niveau moyen de mers et pourrait perturber la circulation thermohaline en modifiant le contraste de densité qui la dirige (Rahmstorf et al. 2005).

Dans ce travail, nous étudions tout d'abord le bilan de masse en surface de la calotte glaciaire du Groenland (le plus sensible au contexte de réchauffement climatique) à différentes résolutions spatiales, à l'aide du modèle régional du climat MAR (Modèle Atmosphérique Régional), déjà validé et optimisé pour le Groenland à 25km de résolution (Fettweis, 2007, Fettweis et al. 2010), et forcé toutes les 6 heures par les réanalyses ERA-INTERIM. Ensuite, afin de pouvoir forcer des modèles de calotte glaciaire tournant à très haute résolution (généralement 5-10km), nous interpolons les sorties du modèle MAR sur des grilles de résolution similaire, en réduisant les biais engendrés par cette interpolation grâce à des facteurs correctifs.

1. Influence de la résolution spatiale

Le Groenland présente une topographie fortement accidentée au niveau des régions côtières, caractérisées par des précipitations abondantes. De plus, la zone d'ablation, où se concentre le maximum de fonte durant les mois d'été, est située en marge de la calotte glaciaire et forme une bande relativement étroite de moins de 100km de large. Il est donc nécessaire de bien évaluer l'impact de la résolution spatiale des modèles régionaux sur la simulation du bilan de masse en surface de la calotte glaciaire. Pour ce faire, nous avons simulé le bilan de masse en surface à 20, 25, 30, 40 et 50km de résolution, sur la période 1990-2009, à l'aide du modèle MAR (Figure 1).

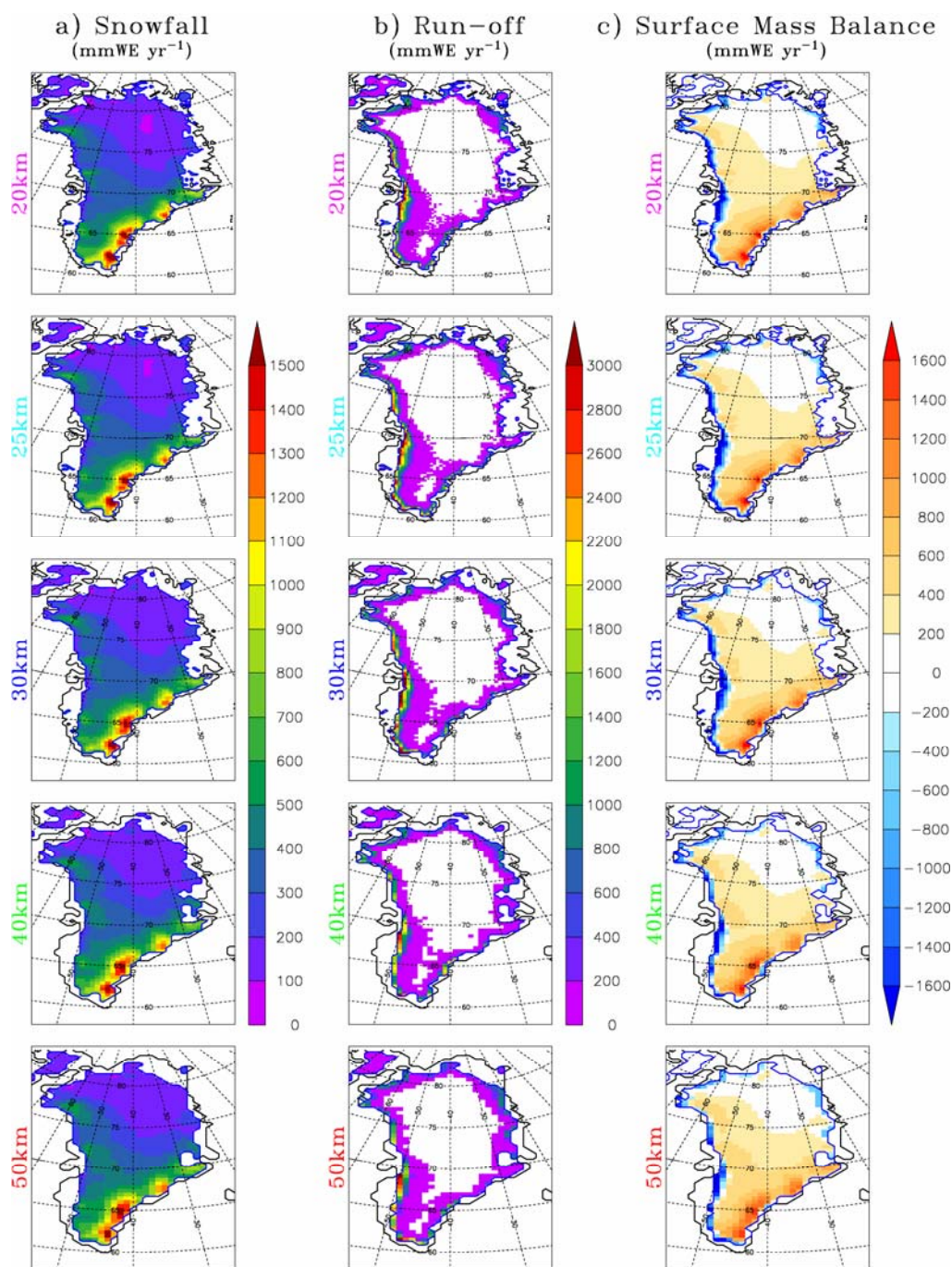


Figure 1 : a) Précipitations neigeuses annuelles (en mm d'équivalent eau, par an) (mmWE/yr), sur la période 1990-2009, simulées par le modèle MAR à 20, 25, 30, 40 et 50km de résolution. b) Même que (a) pour le run-off annuel (mmWE/yr). c) Même que (a) pour le bilan de masse en surface annuel (mmWE/yr).

D'après la Figure 1, nous pouvons observer l'apport d'une résolution plus fine sur la reconstruction du bilan de masse en surface de la calotte glaciaire du Groenland, ainsi que sur les deux principaux facteurs qui le définissent : les précipitations neigeuses et le run-off. Les simulations du MAR à haute résolution améliorent la représentation de la topographie du Groenland, et par conséquent le total des précipitations (principalement des chutes de neige) et le run-off d'eau de fonte (Figure 1), qui sont les deux composants principaux de l'équation du bilan de masse en surface. De plus, des simulations du MAR à haute résolution permettent de construire un masque de calotte glaciaire plus détaillé, et donc fournissent des sorties de bilan de masse en surface plus précises. Au contraire, à une résolution trop grossière, le modèle MAR sous-estime les précipitations neigeuses sur la côte sud-est du Groenland, ce qui limite le gain de masse simulé dans cette zone, et sous-estime la fonte et la perte de masse de la calotte glaciaire, principalement le long de la côte ouest du Groenland (Figure 1).

Afin de valider les résultats du MAR, nous comparons l'altitude de la surface de la calotte glaciaire du Groenland et les sorties de bilan de masse en surface, fournies par les simulations du MAR à 20, 25, ... km de résolution, avec les données des stations situées le long de Kangerlussuaq-transect (K-transect), à 67°N, sur la côte ouest du Groenland (van de Wall et al. 2005). Les différences entre les topographies du MAR et l'altitude des stations du K-transect sont généralement faibles, mais les simulations du MAR de 25 à 50km de résolution tendent à légèrement surestimer le run-off d'eau de fonte (Figure 2). Bien que la simulation du MAR à 20km de résolution ne soit pas suffisamment fine pour représenter le bilan de masse en surface dans le proche voisinage des marges de la calotte glaciaire, ces résultats correspondent très bien avec les données des stations du K-transect. (Figure 2).

2. Interpolation des sorties du modèle MAR

Dans le cadre du projet ICE2SEA, les sorties du bilan de masse en surface du modèle MAR à 25km de résolution sont utilisées comme champs de forçage dans des modèles de calotte glaciaire, afin d'obtenir des projections de la contribution de la calotte glaciaire du Groenland à l'élévation du niveau marin global sur les 200 prochaines années. Bien que la résolution spatiale actuelle du modèle régional MAR (25km) soit beaucoup plus élevée que celle des modèles globaux (150-300km), les modèles de calotte glaciaire tournent généralement à résolution encore plus élevée (typiquement à 5-10km de résolution). En effet, ces modèles doivent disposer d'une résolution suffisamment fine afin de représenter le plus fidèlement possible la topographie accidentée des régions côtières et l'étroitesse de la zone d'ablation de la calotte glaciaire du Groenland.

Toutefois, augmenter davantage la résolution spatiale du modèle MAR (par exemple de 25 à 5km) implique un surcoût considérable en temps de calcul (dans ce cas, équivalent à un facteur 5^3 sur les meilleures machines) pour le même domaine d'intégration, ce qui rend de telles simulations irréalisables à l'heure actuelle. Par ailleurs, les méthodes conventionnelles d'interpolation linéaire du bilan de masse en surface, sur une grille à plus haute résolution, s'avèrent peu fiables. En effet, de telles méthodes induisent des biais importants, principalement parce que les masques de glace de résolutions différentes ne correspondent pas, et que le bilan de masse en surface constitue une fonction très complexe de la résolution spatiale et de la topographie. C'est pourquoi des méthodes avancées d'interpolation spatiale sont nécessaires afin d'utiliser les sorties du modèle MAR à 25km de résolution dans des modèles de calotte, dans le cadre du projet ICE2SEA.

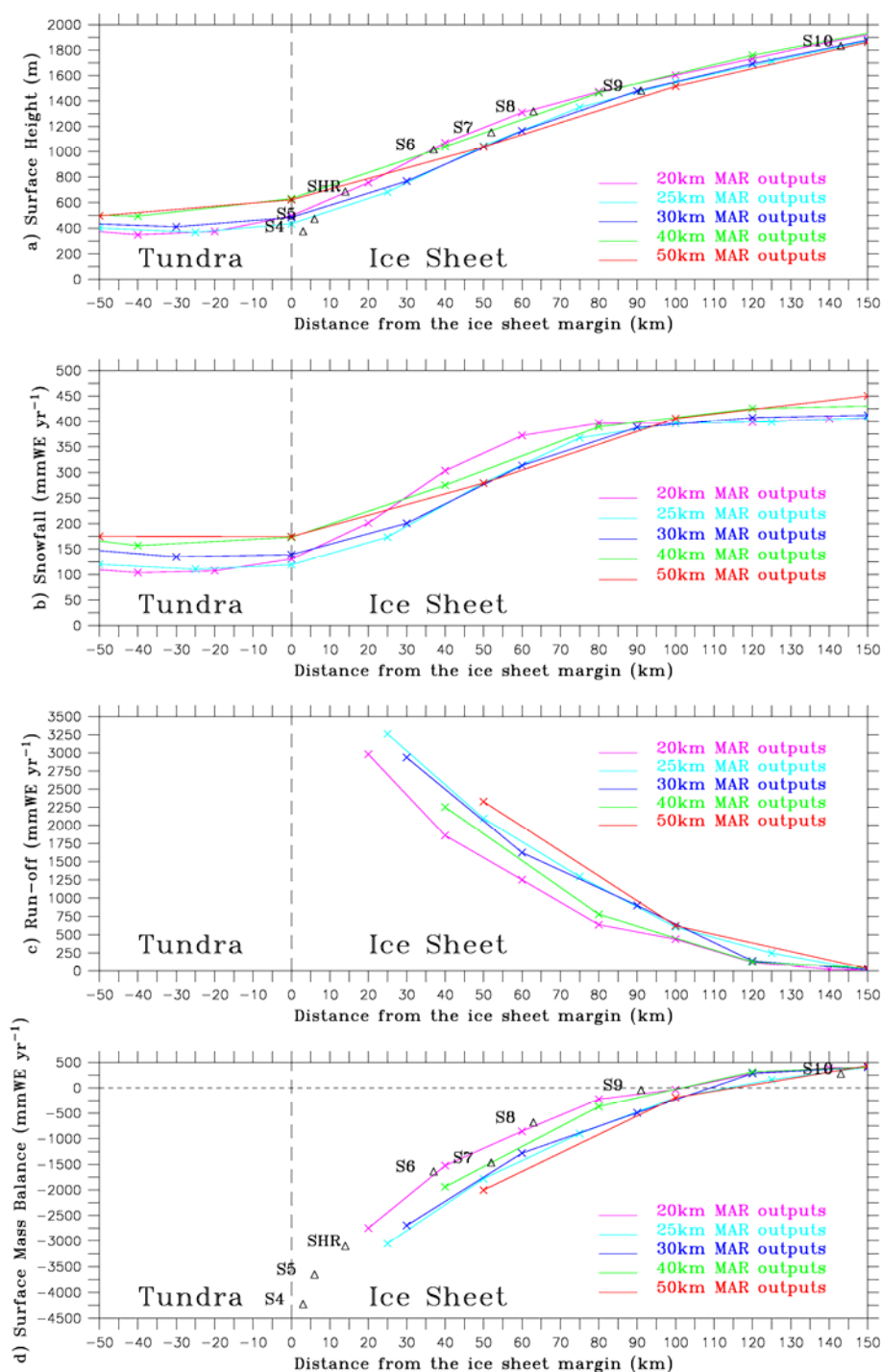


Figure 2 : a) Coupe transversale de la topographie (m) le long du K-transect pour les simulations du MAR à 20, 25, 30, 40 et 50km et relevés des stations du K-transect. b) Même que (a) pour les précipitations neigeuses annuelles (mmWE/yr) sur la période 1990-2009. c) Même que (b) pour le run-off (mmWE/yr). d) Même que (b) pour le bilan de masse en surface (mmWE/yr).

Dans ce travail, les sorties du modèle MAR à 20, 25, 30, 40 et 50km de résolution sont interpolées (dans ce cas-ci, par pondération inverse à la distance) sur la grille du MAR à 15km de résolution, et comparées avec les résultats issus de simulations du MAR effectuées directement à 15km de résolution. La Figure 3 montre que les résultats de cette interpolation présentent la même variabilité inter-annuelle, bien qu'elles proviennent de simulations du MAR à des résolutions spatiales différentes, et possèdent des tendances identiques.

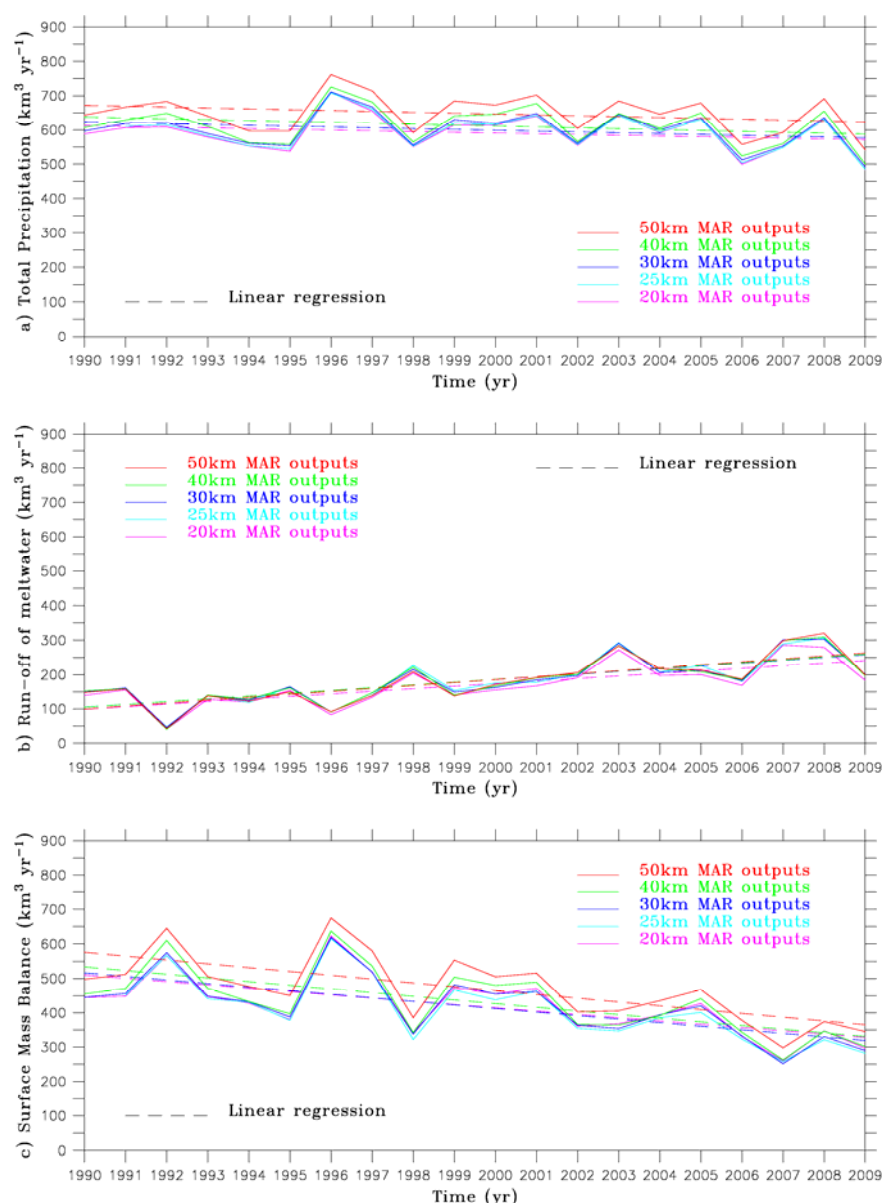


Figure 3 : a) Précipitations totales annuelles (km^3/yr) sur la calotte glaciaire du Groenland, simulées par le modèle MAR à 20, 25, 30, 40 et 50km de résolution et interpolées sur la grille à 15km du modèle MAR, pour le masque de glace commun à chaque simulation interpolée. b) Même que (a) pour le run-off (km^3/yr). c) Même que (a) pour le bilan de masse en surface (km^3/yr).

Cependant, après comparaison entre les sorties du MAR à 30km de résolution interpolées sur une grille à 20km, et les résultats du MAR provenant directement de simulations à 20km de résolution, nous remarquons certains biais le long des marges de la calotte glaciaire du Groenland (Figure 4), principalement en raison de la topographie fortement accidentée (jusqu'à $300\text{mmWE}/\text{yr}$ pour le run-off d'eau de fonte). C'est pourquoi nous développons un facteur correctif, appliqué à chaque point de grille, et basé sur la différence entre la topographie simulée à haute résolution par le MAR et la topographie de 30km interpolée sur la grille de 20km. La figure 4 présente un exemple de correction du run-off interpolé du MAR par un gradient local spécifique, calculé dans le voisinage direct de chaque point de grille. Cette méthode de correction permet d'atténuer de manière significative les biais provoqués par l'interpolation. Néanmoins, certaines améliorations sont encore nécessaires le long des marges de la calotte glaciaire, en raison des effets de bords.

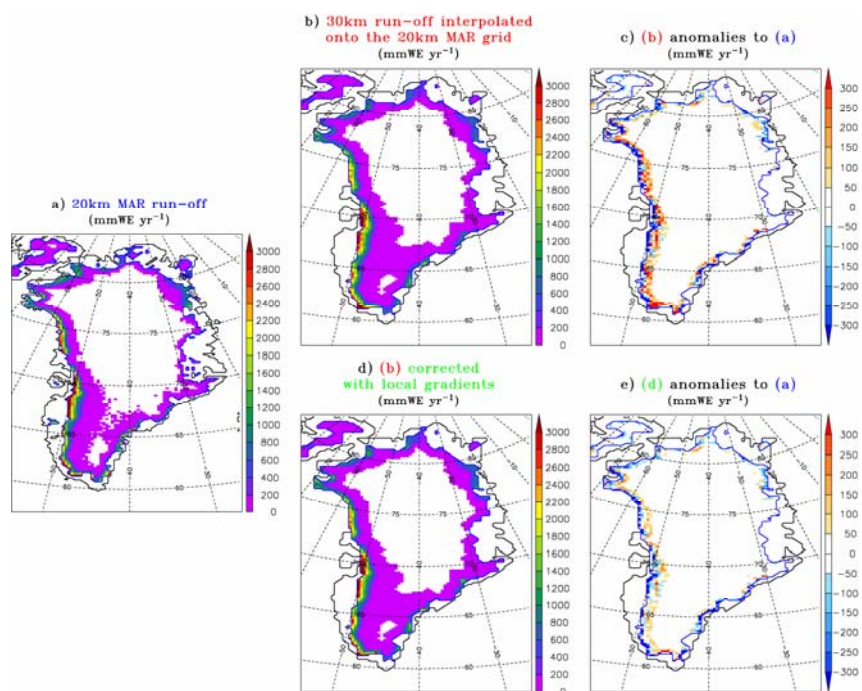


Figure 4 : a) Run-off annuel (mmWE/yr), simulé par le modèle MAR à 20km de résolution, sur la période 1990-2009. b) Run-off annuel (mmWE/yr), simulé par le modèle MAR à 30km de résolution, sur la période 1990-2009, et interpolé sur la grille 20km du modèle MAR. c) Anomalies (mmWE/yr) de (b) par rapport à (a). d) Run-off annuel (mmWE/yr), simulé par le modèle MAR à 30km de résolution, sur la période 1990-2009, interpolé sur la grille 20km du modèle MAR et corrigé par calcul de gradients locaux. e) Anomalies (mmWE/yr) de (d) par rapport à (a).

Conclusion

L'objectif de ce travail est tout d'abord d'évaluer la perte de précision engendrée par l'interpolation du bilan de masse en surface du modèle MAR sur une grille à plus haute résolution, en comparaison avec les résultats obtenus par des simulations du MAR à cette résolution. Nous tentons également de déterminer la résolution spatiale maximale requise afin de forcer efficacement un modèle de calotte glaciaire, au lieu d'employer les résultats de bilan de masse en surface provenant directement de simulations à très haute résolution, en tenant compte de l'important surcoût en temps de calcul que nécessitent de telles simulations à très haute résolution.

Bibliographie

Fettweis X (2007) Reconstruction of the 1979–2006 Greenland ice sheet surface mass balance using the regional climate model MAR. *The Cryosphere* **1**:21–40

Fettweis X, Tedesco M, van den Broeke M, Ettema J (2010) Melting trends over the Greenland ice sheet (1958–2009) from spaceborne microwave data and regional climate models. *The Cryosphere Discuss* **4** :2433–2473 doi:10.5194/tcd-4-2433-2010

Rahmstorf S, Crucifix M, Ganopolski A, Goosse H, Kamenkovich I, Knutti R, Lohmann G, Marsh R, Mysak LA, Wang Z, Weaver AJ (2005) Thermohaline circulation hysteresis: a model intercomparison. *Geophys Res Lett* **32**(23):L23605. doi:10.1029/2005GL023655

Tedesco M, Serreze M, Fettweis X (2008) Diagnosing the extreme surface melt event over southwestern Greenland in 2007. *The Cryosphere* **2**:159–166

Van de Wall RSW, Greuell W, van den Broeke MR, Reijmer CH, Oerlemans J (2005) Surface mass-balance observations and automatic weather station data along a transect near Kangerlussuaq, West Greenland. *Annals of Glaciology* **42**:311–316

PRÉCIPITATIONS NEIGEUSES, TYPES DE TEMPS ET SPORTS DANS LA VALLÉE DE SUSA (ITALIE): L'APPROFONDISSEMENT DE LA RELATION ENTRE CLIMAT ET TOURISME D'HIVER

FRATIANNI S.¹, ZAVATTINI J.A.²

¹ Dipartimento di Scienze della Terra - Università degli Studi di Torino, via Valperga Caluso 35 - 10125 Torino. E-mail: simona.fратиanni@unito.it

² Universidade Estadual Paulista, Departamento de Geografia, Avenida 24-A1515 -13506-900 Rio Claro/SP, Brésil, E-mail: zavattini@rc.unesp.br

Résumé : L'étude examine les conditions climatiques dans le Vallée de Susa pour interpréter les résultats liés au tourisme pendant la période 1990-2010. Le recours à la climatologie classique a permis d'identifier l'hiver avec les chutes de neige les plus abondantes dans l'année 2008/09. Simultanément, nous avons analysé les données mensuelles des arrivées et présences touristiques afin d'identifier une corrélation entre le développement nivo métrique et les flux touristiques. Du moment que la séquence des types de temps présents sur Piémont détermine fortement le cours des variables impliquées, nous avons utilisé la climatologie dynamique. Nous avons donc considéré, à l'échelle journalière, les principales variables météorologiques en identifiant, sur la base des cartes isobariques, la fréquence des principales masses d'air et des frontogènes, analyse qui nous a permis une meilleure interprétation du flux touristique.

Mots-clé : Vallée de Susa, neige, types de temps, tourisme.

Abstract : *Snowfall, weather types and sport in Susa valley (Italy): the further study on the relationship between climate and winter tourism.* The study examines the climate conditions in the Susa Valley with the aim of interpreting results linked to the tourist trend, from 1990 to 2010. We had recourse to classical climatology to individuate the most snowy winter season, that it is the 2008/09. Simultaneously, the monthly values of arrivals facilities, have been analysed in order to find a relation between nivometric and tourist flow trend. Given that the succession of weather types affecting Piedmont strongly determines the trend of variables involved, researchers had recourse to dynamic climatology. The latter considers every day, the main meteorological variables analysing their rate, that, alongside the reading of isobaric maps, allowed us to calculate the main air masses and the frontogenesis and interpret the tourist trend in a better way.

Key words : Susa Valley, snow, weather types, tourism.

1. Introduction

Le choix de la Vallée de Susa, située dans la partie nord-occidentale de l'Italie, en Piémont, est dû à l'intérêt d'approfondir l'étude que nous avons commencé en 2007. Cette Vallée, englobant des domaines skiables très importants, a une grande disponibilité de stations météorologiques de montagne. Notre étude est basée sur les données climatiques portant sur l'épaisseur du manteau neigeux, l'hauteur de la neige fraîche enregistrées par l'Agence Régionale pour l'Office Hydrographique et la Protection de l'Environnement (ARPA) Piémont, ainsi que sur les présences touristiques italiennes et étrangères dans les hôtels ou dans les structures extra-hôtelières (données fournies par la Province de Turin).

En effet, comme on a déjà vu dans un précédent travail (Fратиanni et Zavattini, 2007), la grande variabilité inter-saisonnière de la neige a des répercussions sur le flux touristique dans les diverses stations de sports d'hiver de la Vallée de Susa. Dans ledit travail nous avons analysé l'alternance des types de temps favorables ou défavorables au ski, en considérant deux saisons contrastantes (1999/2000 et 2001/2001). Maintenant, pour mieux approfondir la connaissance des variables en jeu, liées au climat et au tourisme, nous avons réalisé l'analyse rythmique (Monteiro, 1971) pour l'année 2008-09, la plus neigeuse de la période 1990-2010.

2. Méthode et résultats

Afin de mettre en évidence les conditions climatiques générales de la vallée de Suse, nous avons analysé les données météorologiques de 17 stations météo pendant la période 1990-2010 (Figure 1).

Ce sont les stations que nous avons déjà prises en compte dans l'étude précédente, auxquelles nous avons ajouté d'autres, plus récentes et représentatives pour les caractéristiques climatiques d'un domaine skiable (comme celle de Pranudin). Nous avons analysé l'épaisseur de la couche de neige, l'hauteur de la neige et le nombre de jours neigeux afin d'identifier la saison la plus enneigée des deux dernières décennies.

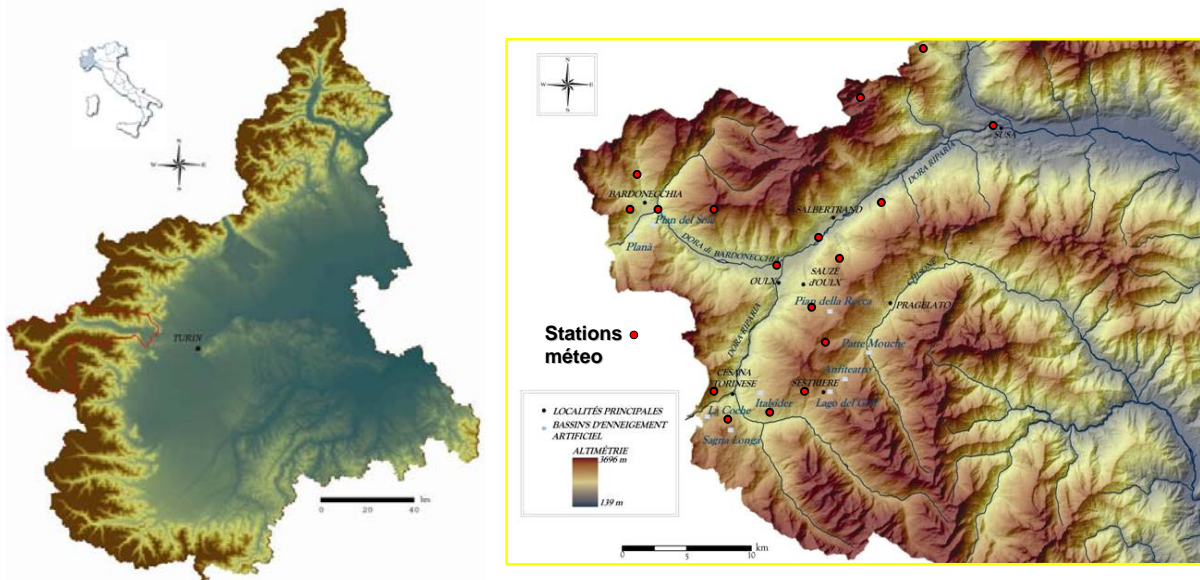


Figure 1 : Localisation géographique de la zone examinée et stations météorologiques étudiées.

La figure 2 présente la variabilité de l'enneigement (neige au sol et neige fraîche) à la station Rochemolles lac (située près de la commune de Bardonecchia), possédant une série longue et continue de données nivométriques de 1990 à 2010. Durant la période analysée, l'intervalle novembre-avril 2008/09 a eu le maximum de neige fraîche accumulée avec 506 cm, et 130 cm de neige moyenne au sol. Il est remarquable aussi l'épaisseur moyenne importante de la neige au sol en mai (40 cm), avec un maximum de 82 cm. Une deuxième saison comme importance nivométrique, a été celle de 1996/97, avec 439 cm de neige fraîche, mais une épaisseur réduite en mai (7 cm).

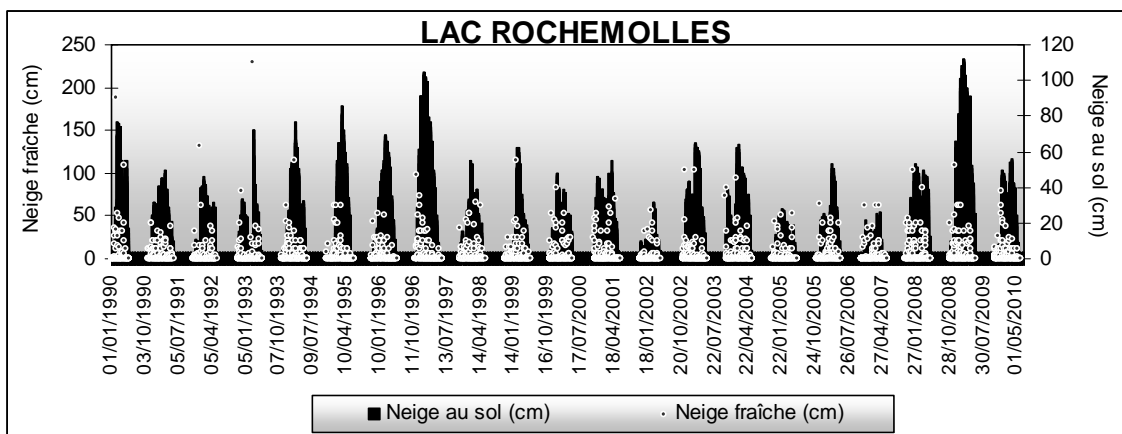


Figure 2 : Epaisseur du manteau neigeux et neige fraîche pour la station de Lac Rochemolles.

Afin d'analyser en détail les principales masses d'air et les types de temps qui ont agi sur le Piémont durant la période novembre-avril 2008/09, nous avons utilisé les cartes isobariques (www.wetterzentrale.de), à 00 et 12 UTC, élaborées sur la base du modèle ECMWF à 500 et 850 hPa, avec l'identification des fronts.

Durant ladite période il y a eu une situation d'intense frontogénèse (61,9%), bien plus élevée par rapport aux autres deux saisons d'hiver déjà considérés (49%) dans le précédent étude (1999/2000 et 2001/2001) (figure 3 et tableau 1). Mais pour mieux comprendre la différente dynamique atmosphérique agissant sur l'année 2008/09, il faut considérer le rythme. Donc, pour une analyse plus rigoureuse, nous avons considéré tous les éléments météorologiques disponibles (température, neige, humidité, pluie, rayonnement solaire, vent, pression), afin de réaliser l'analyse rythmique des stations les plus représentatives (Sorre, 1951; Monteiro, 1971; Zavattini, 2009).

Pour l'analyse du rythme, après un examen attentif à travers l'analyse climatique classique, la station Pranudin (2045 m, 45°06'23'' latitude N et 06°42'19'' longitude E), située dans la commune de Bardonecchia, a été retenue comme la plus représentative des conditions météorologiques pour la période 2008/09 en rapport aussi aux flux touristiques. A cette station, dans la période de Novembre à Avril 2008/09 il y avait 713 cm de neige au sol et la couverture neigeuse a duré jusqu'à la fin du mai, avec une épaisseur moyenne de 148 cm (figure 4).

La variabilité inter-saisonnière des paramètres nivométriques a des répercussions le flux touristique des diverses stations de sports d'hiver de la vallée de Susa. Le tourisme alpin est en fait strictement lié aux conditions météorologiques et aussi à l'exposition des versants et des zones skiabiles, ce qui crée souvent des fortes différences d'utilisation saisonnière. Pour mieux comprendre la possible relation entre climat et tourisme, nous avons analysé les données concernant les arrivées (personnes pour un séjour d'une journée) et les présences (personnes pour un séjour de plusieurs journées) touristiques italiennes et étrangères dans les hôtels ou dans les structures extra-hôtelières.

Syst. atm.	%	Syst. atm.	%
Pm	28,7	Ffq	0,8
Fqs	18,5	Fc dis	0,6
Fc	12,7	Ff dis	0,6
Ff	11,6	Pc	0,0
Li	9,9	Pm/Li	0,0
Am	7,7	Fs	0,0
Fo	2,8	Ffa	0,0
Fqs dis	2,2	Fca	0,0
Fqsq	2,2	Tm	0,0
Ac	1,7		

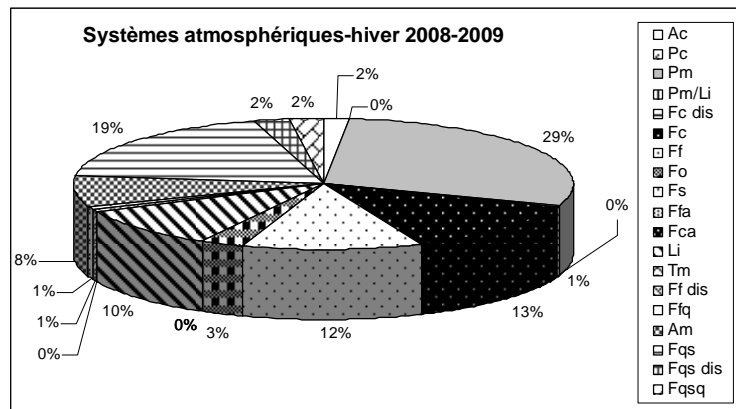


Tableau 1 et Figure 3 : Fréquence (en %) du nombre de jours des masses d'air et de la frontogénèse qui ont agi dans la vallée de Susa (novembre-avril 2008/09). Pm=Polaire maritime, Fqs=Front stationnaire, Fc=Front chaud, Ff=Front froid, Li=Ligne d'instabilité, Am=Arctique maritime, Fo=Front occlus, Fqs dis=Front stationnaire en dissipation, Fqsq= Front stationnaire en altitude, Ac=Arctique continental, Ffq= Front froid en altitude, Fc dis=Front chaud en dissipation, Ff dis= Front froid en dissipation, Pc=Polaire continental, Pm/Li=Polaire maritime/ligne d'instabilité, Fs= Front stationnaire, Ffa=Front froid en altitude, Fca=Front chaude en altitude, Tm=Tropical maritime.

Dans la Vallée de Susa il y a une alternance de types de temps favorables ou défavorables au ski influençant la qualité de la saison d'hiver du point de vue touristique.

La saison choisie (novembre-avril 2008/09) a été très favorable à la pratique du ski, grâce aux épaisseurs considérables de neige au sol qui a attiré les touristes. Pendant la saison d'hiver 2008/2009 le Piémont a été généralement affecté par des flux continus d'air d'origine polaire et par contre ne se sont pas vérifiés jours avec une masse d'air tropical comme cela

s'est produit à la fin de mars 2001 en provoquant la fonte du manteau neigeux et en compromettant la poursuite de la saison de ski.

Dans cette saison l'amplitude de la température a été constante grâce à la présence d'une haute nébulosité qui a empêché les températures maximales d'atteindre des valeurs trop élevées; par conséquent, elles sont restées autour de 0°C pour de longues périodes, et n'ont pas provoqué la fonte de la neige superficielle. Seulement dans le mois d'avril, à cause d'un rayonnement total plus élevé, l'amplitude a été plus importante et les températures nocturnes ont permis le regel des couches de neige superficielles en permettant au manteau neigeux de préserver son épaisseur (figure 4).

Les couches de neige se sont conservées parce qu'il y a eu une alternance marquée entre la frontogénèse et les masses d'air d'origine polaire maritime pendant toute la période considérée, à l'exception du mois de janvier où des masses d'air arctique maritime et arctique continentale sont intervenus. Il en a résulté une manque presque totale de précipitations liquides (exception la période du 5 au 12 novembre et celle de Noël), ce qui a favorisé la conservation du manteau neigeux.

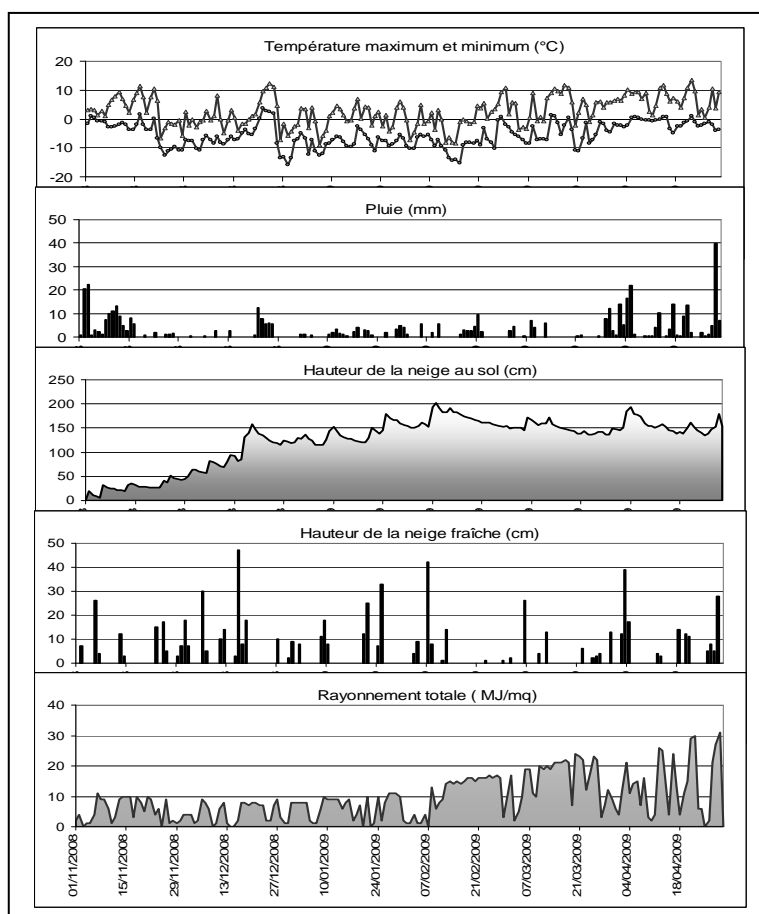


Figure 4 : Variabilité journalière des principaux paramètres analysés durant la saison froide 2008/09 près de la station Pranutin (Bardonecchia).

En ce qui concerne l'activité touristique, il convient de noter que durant la période 1990-2010, les présences des touristes ont été les plus importantes en 2006 à l'occasion de l'ouverture de deux hôtels, juste avant les Jeux Olympiques d'hiver (figure 5).

Le mois de février 2009 est caractérisé par de nombreuses arrivées italiennes (4.851). Pour trouver des valeurs semblables, il faut remonter 15 ans, dans la saison 1994/95. Cette situation favorable a été la conséquence d'une importante précipitation neigeuse qui s'est poursuivie les

11 premiers jours du mois quand ils sont tombés 78 cm de neige, avec 50 cm concentré dans les jours 6 (42 cm) et 7 (8 cm), deux jours de front occlus. En outre, de 16 au 28 février on a une persistance de masses d'air maritime qui, avec l'augmentation des valeurs de températures maximales et de l'irradiation, a facilité l'arrivée des touristes.

Pendant le mois d'avril 2009 il y a eu un fort flux touristique à Bardonecchia: les arrivées italiennes (6.337) sont les plus élevées de toute la période d'observation (1990-2009). Dans les trois premiers jours d'avril il y a eu une alternance de fronts chauds et froids qui ont provoqué une importante chute de neige (68 cm en total). Le manteau nival s'est bien conservé au sol grâce à la présence de la masse d'air polaire maritime pendant le 12 jours successives.

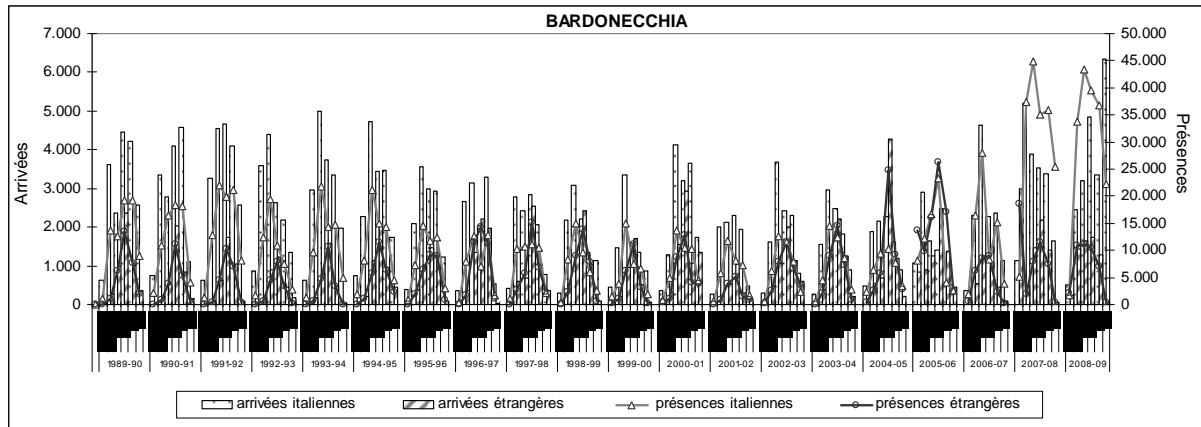


Figure 5 : Variabilité mensuelles (de novembre à avril) des arrivées italiennes et étrangères et présences italiennes et étrangères dans la période 1989-2009 pour la localité Bardonecchia).

3. Conclusion

L'analyse nivométrique effectuée pour les stations météorologiques de la Vallée de Susa dans la période 1990-2010, a donné la possibilité d'élargir la connaissance des conditions climatiques de ce territoire, grâce à l'application de techniques pour l'étude de la climatologie dynamique. L'analyse classique a été indispensable car elle a permis de choisir avec certitude les saisons d'hiver les plus importantes en termes de quantité et de qualité de la neige qui ont eu un impact sur le tourisme.

L'analyse dynamique, réalisée au niveau journalier, a permis de comprendre pourquoi l'hiver 2008/2009 a été le plus favorable au tourisme et a mis en évidence les causes de la conservation du manteau neigeux.

Toutefois, il convient de noter que pour le succès d'une destination touristique il ne suffit pas de tenir compte que des conditions météorologiques: la demande climatique-touristique ne devrait pas être isolée de son substratum socio-économique et culturel.

Bibliographie

Fратиани S., Zavattini J. A., 2007: *Neige et tourisme dans la vallée de Susa (NW Piémont-Italie)*. Actes du XX^e Colloque Internationale de Climatologie, Tunis, 265-270 pp.

Fратиани S., Zavattini J.A., 2009: *Il contributo della climatologia dinamica all'analisi nivometrica e risvolti turistici in val di Susa*. Memorie Società Geografica Italiana, **87** (I-II), 315-328 pp.

Monteiro C. A. de F., 1971: *Análise ritmica em climatologia: problemas da atualidade climática em São Paulo e achegas para um programa de trabalho*. São Paulo: USP/Instituto de Geografia, 21 p.

Sorre, M., 1951: Le Climat. Les fondements biologiques. In: *Les fondements de la Géographie Humaine*. Paris: Armand Colin, (Tome I, Chap. 5).

Zavattini J.A., 2009: *As Chuvas e as Massas de Ar no Estado de Mato Grosso do Sul*. Cultura Acadêmica, 214 p.

INTRODUCTION DE DONNEES D'ENNEIGEMENT ET DE DEBITS POUR ESTIMER LES PRECIPITATIONS EN MONTAGNE

GOTTARDI F¹., OBLED C²., PAQUET E¹., GAILHARD J.¹

¹EDF-DTG, 21 Avenue de l'Europe, BP41, 38040 Grenoble Cedex 9 (frederic.gottardi@edf.fr)

²INPG-Laboratoire LTHE, BP 53, 30041 Grenoble Cedex 9 (charles.obled@ujf-grenoble.fr)

Résumé : *L'objectif de cet article est de comparer des données d'enneigement à des estimations de précipitation issues d'une méthode utilisant seulement des pluviomètres journaliers ou totalisateurs (Gottardi et al. 2011). Ces données supplémentaires d'équivalent en eau de la neige permettent, à l'aide d'un simple modèle degré-jour simulant l'évolution du manteau, de valider en altitude ces premières estimations, puis de mettre en évidence et de corriger les biais de captation des appareils, surtout lors de précipitations solides. Cela nécessite une cartographie parallèle des températures. Enfin, en assimilant ces mesures de neige, les cartographies de ces précipitations corrigées sont sensiblement améliorées en altitude.*

Mots-clés : *cartographie des précipitations, déficit de captation, assimilation de données d'enneigement.*

Abstract : *Introducing snow water equivalent data to improve the estimation and mapping of daily precipitations in mountainous terrain. An existing method for mapping daily precipitation had been developed based on daily or totalizing precipitation gauges (Gottardi et al 2011). Supplementary data on snowpack water equivalent (SWE), with the help of a simple degree day model to simulate the evolution of the snowpack, allows the validation of these estimations, but also to detect and to correct the gauge catch deficit, specially in case of snow. But this requires in parallel the mapping of the temperature fields. Finally, the assimilation of these SWE data in the estimation process improves significantly the mapping at high elevations.*

Keywords : *precipitation mapping, gauge catch deficit, snow data assimilation.*

Introduction

Il existe différentes méthodes d'interpolation spatiale des précipitations à partir d'un ensemble de points de mesure au sol. Mais en zone de montagne, où la variabilité spatiale des phénomènes météorologiques est forte, les problèmes se concentrent plutôt dans l'extrapolation des précipitations vers les zones d'altitude, généralement mal instrumentées. Pour essayer de répondre à cette problématique, un modèle statistique d'estimation des précipitations en montagne a été développé, et présenté en détail dans Gottardi (2009) et Gottardi and Obled (2011). Il est relativement proche de la méthode PRISM (Daly et al.1994). Il s'appuie sur les appareils classiques de mesures des précipitations, pluviomètres journaliers et nivopluiomètres totalisateurs relevés à intervalles mensuels voire saisonniers.

En résumé, ce premier modèle propose une estimation des précipitations journalières sur une grille de maille 1 km pour un vaste quart sud-est de la France allant des Pyrénées aux Alpes Françaises. Outre le réseau d'observation au sol (cf. Figure 1), cette méthode utilise aussi une classification en type de temps, afin de tenir compte de la façon dont les flux atmosphériques et les systèmes précipitants abordent les reliefs. A l'aide d'un modèle regressif liant précipitation et altitude sur un voisinage optimisé, un champ moyen journalier interannuel, ou « ébauche », est obtenu pour chaque type de temps. Ensuite, pour chaque journée particulière, on détermine son type de temps et on adapte l'« ébauche » correspondante, à l'aide des données disponibles pour cette journée, afin d'estimer et cartographier l'ensemble du champ correspondant. L'intérêt d'une telle approche est de pouvoir valoriser dans les ébauches des données historiques issues de stations aujourd'hui abandonnées, indépendamment du réseau de mesure quotidien actuel. Nous avons pu valoriser ainsi un réseau de nivo-pluiomètres totalisateurs installés en altitude des années 50 à la fin des années 70 et qui apportent des informations très importante sur la répartition des cumuls de précipitation en montagne. La collecte irrégulière de ces mesures, cumulées sur plusieurs types de temps, a nécessité un algorithme particulier, décrit dans l'article cité, pour

identifier leurs contributions respectives à chaque ébauche. Optimisée sur des critères de validation croisée (capacité du modèle à reconstituer une observation qu'il n'a pas utilisée), cette méthode nous a permis de disposer d'une vaste réanalyse des précipitations à partir de l'année 1953 et jusqu'à aujourd'hui. Cependant si les critères de validation croisée confirment la capacité du modèle à interpoler des précipitations dans le périmètre du réseau utilisé, la question reste posée de ses performances en extrapolation, c'est-à-dire en zone de montagne où nous n'avons plus d'observations directes de précipitation pour le valider.

Cet article présente les validations indépendantes que nous avons mené sur ces estimations de précipitation à l'aide de mesures d'enneigement. Celle-ci ont pointé certaines faiblesses de nos estimations sur les massifs les plus hauts et nous conduisent à introduire les données d'enneigement dans nos estimations de précipitation, pour présenter au final de nouvelles estimations spatiales, cohérentes avec les mesures du manteau neigeux et des débits.



Figure 1 : les réseaux utilisés (pluviomètres à gauche, nivomètres et sondages à droite)

1. Validation sur données d'enneigement

EDF exploite depuis plus de 60 ans, un important réseau d'observation qui fournit l'équivalent en eau de la neige présente au sol sur environ trois cents sites d'observation situés en montagne (Figure 1). Cette mesure est journalière pour une quarantaine d'appareils automatiques (NRC nivomètres à rayonnement cosmique, antérieurement à rayonnement Gamma), mais l'essentiel reste constitué de sondages manuels, hebdomadaire ou mensuel, par carottage. A la différence des pluviomètres ou NPT, ces mesures ne posent pas de problème de captation de la précipitation à travers un orifice situé parfois bien au dessus du sol, mais elles restent sensibles au transport du manteau neigeux par le vent.

Ces mesures constituent d'excellents témoins des précipitation tombées en zone de montagne, à condition d'appréhender correctement les différents processus d'accumulation puis de fonte du manteau neigeux qui conduisent à l'équivalent en eau mesuré. En effet, ce dernier n'est pas le simple cumul des précipitations hivernales, mais le résultat d'une séquence d'événements -chutes de neige, de pluie, fusion partielle- qu'il faut essayer de reconstituer avant de pouvoir comparer cette mesure à une estimation de précipitation.

Nous avons développé pour cela un modèle de neige simple, de type « degré-jour », au pas de temps journalier, constitué de deux étages :

- un modèle d'accumulation qui estime la phase des précipitations, et donc les parts respectives des précipitations liquide et solide,
- un modèle de fonte qui simule la fusion journalière éventuelle.

Ce modèle est alimenté par les trois séries journalières de température minimale, maximale et de précipitation. L'objectif est de reconstituer une chronique d'enneigement au droit de chacune des stations de mesure, mais si nous disposons pour chacun de ces sites d'une première estimation de précipitations (basée pour le moment sur les seuls pluviomètres et NPT), nous ne disposons pas de séries de températures, et nous allons aussi devoir les estimer.

1.1 Estimation des champs de températures

Celle-ci pourrait à elle seule faire l'objet d'une étude spécifique (cf. par exemple Lhôtellier 2005). Nous nous contenterons de décrire succinctement la méthode d'estimation des températures utilisée (même domaine et même résolution de 1km que pour les précipitations). En s'appuyant sur un réseau d'observation de 666 postes (EDF et Météo France) répartis sur un grand quart Sud-Est de la France, les températures minimale et maximale journalières, disponibles sur la période 1953-2005 ont permis dans une première étape d'identifier des gradients altimétriques des températures minimale et maximale.

Les journées ont été rangées en deux saisons (*froide* : octobre à mai et *chaude*: mars à septembre), et suivant l'occurrence de précipitation (journées pluvieuses, non pluvieuses). Les gradients altimétriques de températures minimale et maximale sont identifiés pour chacune de ces classes (*chaud-sec*, *chaud-humide*, *froid-sec*, *froid-humide*), fournissant alors pour chaque pixel de 1×1km² de huit gradients altimétriques de précipitation :

- 4 gradients de température minimale (*chaud-sec*, *chaud-humide*, *froid-sec*, *froid-humide*),
- 4 gradients de température maximale (*chaud-sec*, *chaud-humide*, *froid-sec*, *froid-humide*).

Ces gradients sont ensuite appliqués au pas de temps journalier, pour l'ensemble de la période 1953-2005, sur un voisinage de stations propre à chaque pixel du domaine, donnant ainsi des champs de températures minimale et maximale journaliers à la résolution kilométrique. L'utilisation du découpage par saison et de l'occurrence pluie/non pluie, ainsi que la sélection des stations du voisinage ont été optimisées en validation croisée. Ces champs de température ont ensuite été testés sur des données indépendantes.

1.2 Détermination de la phase des précipitations

C'est une question délicate puisque l'on peut collecter dans une même journée des précipitations à la fois neigeuses et pluvieuses. Nous utilisons simplement la fonction de répartition pluie-neige proposée par l'US Corps of Engineers dans son Snow Studies Report de 1956 qui propose une fraction solide de précipitation en fonction de la température et nous l'utilisons au pas de temps journalier en utilisant la température moyenne journalière.

1.3 Modèle d'évolution et de fonte de la neige

Ce modèle repose sur une approche à degré-jour classique, améliorée par la prise en compte d'une température du stock de neige. Lorsqu'il fait froid, la précipitation estimée est sous forme de neige et s'accumule, tandis que la température (négative) du stock s'abaisse. Lorsque le nombre de degrés positifs apportés dépasse le nombre de degrés négatifs du stock de neige, la fusion se déclenche. Ce modèle comporte 5 paramètres, dont un coefficient multiplicateur de la précipitation (Cp) qui a pour but d'ajuster le bilan d'eau sur la période de fonte. Idéalement si l'estimation de précipitation est correcte, il devrait être égal à 1.0. Il vient s'appliquer à la précipitation hivernale estimée et il est calé pour reproduire le volume d'eau accumulé et mesuré par le sondage de neige. Il représente en fait 3 influences possibles :

- un effet de site propre au site de sondage ou au positionnement du nivomètre, qui pourrait accumuler plus que la valeur moyenne du km² environnant,
- un effet lié à la différence entre l'altitude réelle du poste de mesure et l'altitude moyenne du pixel, qui, dans des régions très accidentées, peut atteindre 200 m,
- ou un déficit systématique de notre première estimation.... Car même si celle-ci a été vérifiée par validation croisée, celle-ci repose majoritairement sur des pluviomètres situés à basse altitude et quelques NPT potentiellement déficitaires en cas de neige.

Les deux premières influences n'ont aucune raison d'être systématiques et devraient conduire, si elles intervenaient seules, à des valeurs de coefficient correcteur Cp en moyenne

proches de 1. Par contre, une correction systématiquement supérieure à 1 et croissante avec l'altitude conforterait l'hypothèse d'une première estimation de précipitation biaisée.

1.4 Résultats du modèle neige

L'évolution de l'équivalent en eau du manteau neigeux a ainsi été modélisée au droit de l'ensemble des postes de mesure d'enneigement. Nous constatons qu'un modèle degré-jour assez simple reproduit correctement l'évolution journalière de l'équivalent en eau pour une majorité de sites de mesure (Figure 2).

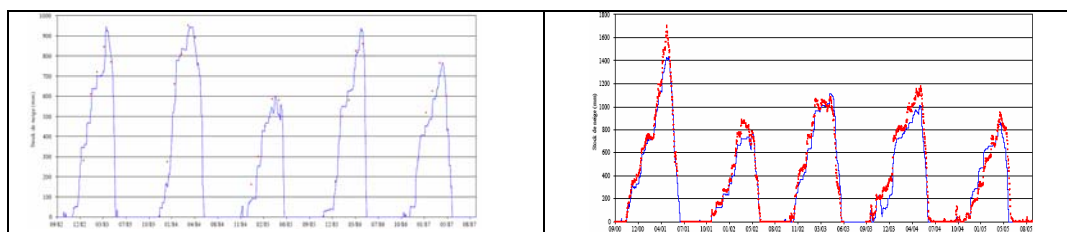


Figure 2 : Comparaison entre séries modélisées (en bleu) et observées (en points rouges) pour la perche de la Girotte (à gauche) et le NRC d'Agnelin (à droite)

Par contre, si le paramètre d'ajustement C_p , nécessaire à une bonne reconstitution, reste au voisinage de 1 pour les sites de basse altitude, il devient significativement supérieur à 1 et dépasse même parfois 2 pour les fortes altitudes des Alpes du Nord et des Pyrénées.

Cela signifie que nos premières estimations de précipitation, principalement basées sur les pluviomètres, et bien que prenant en compte l'altitude, ne suffisent pas à extrapoler vers les zones les plus hautes des bassins où est installé le réseau d'observation du manteau neigeux. L'introduction d'information complémentaire en altitude, comme les mesures d'enneigement, semble donc être le seul remède à cette sous estimation des précipitations en montagne.

2. Assimilation de données d'enneigement

Le travail de modélisation précédent va se révéler utile pour introduire les données d'enneigement dans nos estimations de précipitation. En effet, après recalage du paramètre C_p pour reproduire les mesures, même épisodiques, d'équivalent en eau, le modèle neige permet aussi, en partant des données journalières de températures et de précipitation (issues de notre première estimation, mais de plus corrigées par le C_p), d'estimer l'évolution de cet équivalent en eau. Ce modèle peut également être utilisé à l'envers: après correction par le C_p , il fournit, aux points de mesure d'enneigement, une bonne idée de la «vraie» précipitation journalière.

Ce travail permet au passage d'approcher le déficit de captation des précipitations par les appareils tels que les pluviomètres et les nivo-pluviomètres totalisateurs, et cela à l'aide de deux opérations très simples :

- en utilisant le modèle d'estimation avec les seuls pluviomètres et les mesures de neige, on peut alors proposer une estimation de précipitation au droit des NPT. Et comme on pouvait l'attendre, cette estimation est souvent supérieure à l'observation. Ceci est plus vérifié que l'appareil est en altitude, donc que la précipitation est souvent sous forme solide et que l'appareil est exposé au vent. Cette approche met en évidence un biais moyen de captation de l'ordre de 30% sur les nivo-pluviomètres, ce qui est l'ordre de grandeur proposé pour ce type d'appareil (Sevruk, 1986), et que nous allons donc chercher à corriger.

- en utilisant le modèle d'estimation cette fois avec toutes les données, nous pouvons effectuer une analyse en validation croisée sur les seuls pluviomètres. Là aussi un déficit systématique apparaît, plus marqué en altitude où les conditions de mesure sont plus difficiles

(neige, vent). Le biais moyen sur les pluviomètres, du fait de l'implantation majoritaire de ces stations en vallée, n'est que de 5% , et correspond là encore aux ordres de grandeur de la littérature traitant du sous-comptage des appareils de captation.

2.1 Hypothèses de correction

L'introduction des mesures d'enneigement dans l'estimation des précipitations met donc en évidence que, dans nos premières estimations, la sous-évaluation des gradients altimétriques n'est pas la seule cause de sous-estimation des précipitations en montagne. Les mesures des appareils par captation sont de fait affectées d'un biais qui augmente avec l'altitude dans la mesure où les précipitations sont plus souvent solides et où le vent est souvent plus fort, ce qui génèrent un déficit croissant de captation. Pour tenter une correction de ce biais, nous ferons l'hypothèse qu'il affecte principalement les précipitations solides, auxquelles nous appliquerons un coefficient correcteur. Ce coefficient correcteur devrait dépendre du vent local au droit de la station, très variable d'un jour à l'autre. Faute d'informations journalières suffisamment fine sur le vent, nous ne considèrerons donc ici qu'une correction moyenne, permettant de satisfaire au mieux la cohérence et les bilans annuels et interannuels au droit des appareils. Cette correction sera appliquée indifféremment sur les pluviomètres et les NPT, alors qu'elle dépend malgré tout de la surface de captation propre à chacun des appareils. Cependant, dans la suite, les précipitations utilisées désormais seront, pour chaque jour j , corrigées de la manière suivante :

$$P_j^c = (1 + 0.6 \times FS[Ta_j]) \times P_j$$

avec P_j^c la précipitation **corrigée** du jour j , P_j la précipitation **mesurée** du jour j , Ta_j la température moyenne du jour et $FS[Ta_j]$ la fraction solide de la précipitation du jour (en %).

La seule fraction solide de précipitation est ainsi majorée en moyenne de 60%. Dans les faits, cette majoration (nécessaire pour recoller aux valeurs d'enneigement) est variable d'une région à l'autre. Elle peut dépasser 100% sur les zones les plus hautes, et descendre à 20-30% sur des bassins versants moins hauts et protégés du vent. Une étape future serait de pouvoir régionaliser ce facteur correctif, voire de le moduler par des données proxy de vent...

2.2 Nouvelles estimation de précipitation

La démarche initiale d'estimation des précipitations (Gottardi et Obled 2011) peut alors être rejouée entièrement, en intégrant cette fois des mesures de pluviomètres corrigés, des mesures de nivo-pluviomètres corrigés et des mesures d'enneigement. De nouvelles ébauches de précipitation par type de temps peuvent alors être construites, comportant plus de postes en altitudes (les mesures d'enneigement) et ainsi de nouvelles estimations journalières de précipitation, s'appuyant sur les précipitations observées mais ensuite corrigées, peuvent être élaborées sur l'ensemble de notre domaine pour la période 1953-2005.

Celles-ci peuvent être en validées en reprenant le même modèle neige (sur les points de carottages) et en lui injectant en entrée ces nouvelles estimations de précipitations, tout en laissant libre le coefficient correcteur C_p . Les nouvelles valeurs de C_p ont alors sur l'ensemble de points d'enneigement une moyenne égale à 0.96 et un écart type de 0.18, à comparer avec une moyenne de 1.41 et un écart type de 0.36 quand on utilisait les premières estimations de précipitations. Cette moyenne proche de 1 n'a rien de surprenant (puisque les nouvelles estimations corrigées ont été mises en cohérence avec les données d'enneigement). Par contre la dispersion de la correction, i.e. son écart type, est lui divisé par 2, ce qui démontre une meilleure représentativité des nouvelles estimations par rapport aux anciennes.

Conclusions

L'estimation des précipitations en montagne reste encore un challenge quotidien pour les hydrologues qui étudient les bassins versants de montagne, comme pour les prévisionnistes qui ont en charge leur surveillance hydrométéorologique.

Le travail présenté montre que le réseau de pluviomètres de vallée n'est pas suffisant pour estimer convenablement la précipitation, et qu'un réel effort d'instrumentation est indispensable en haute montagne. Néanmoins, l'apport des mesures d'enneigement présente un apport indéniable dans l'évaluation des volumes de précipitations en montagne. Même si les corrections proposées ne sont valables au sens strict qu'en précipitation interannuelle et en moyenne sur l'ensemble des postes utilisés, les résultats sont déjà spectaculaires (Figure 3).

Par ailleurs, la cohérence de ces estimations de précipitation pourrait être validée indépendamment grâce aux écoulements mesurés aux exutoires de nombreux bassins versants, en vérifiant par exemple que leurs volumes annuels sont inférieurs aux précipitations, et que les déficits d'écoulement correspondent aux estimations annuelles généralement proposées dans la littérature.

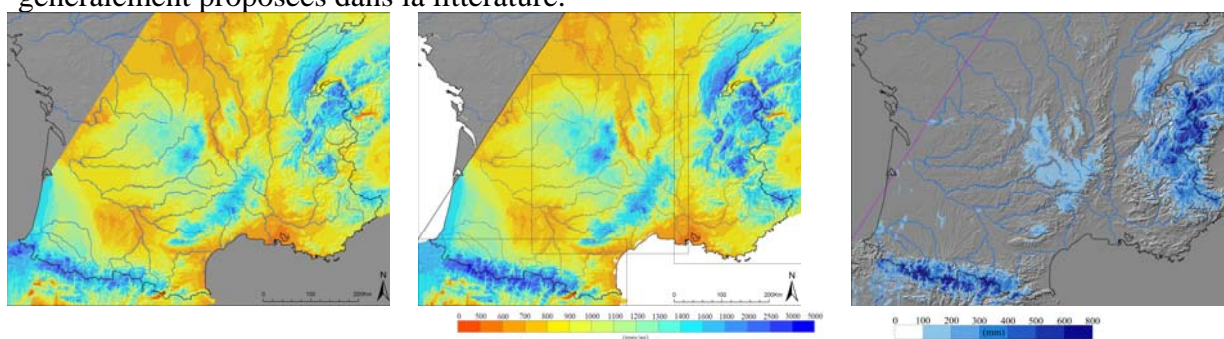


Figure 3 : Normales des précipitations 1971-2000, avant et après correction par les données d'enneigement, et cartographie des différences.

Dans son état actuel d'avancement, ce travail propose, sur la période 1953-2005 et sur un vaste quart Sud Est de la France, une réanalyse originale au pas d'espace de 1km des températures et des précipitations journalières, cohérente avec les différents réseaux au sol disponibles (mesure de température, précipitation, neige, et débit).

Néanmoins la chaîne de traitement utilisée pour réaliser ces réanalyses reste sujette à de nombreuses incertitudes, et des progrès restent évidemment à faire sur de nombreux points tout au long du traitement, comme par exemple la régionalisation de la correction du biais de captation des précipitations solides. Des travaux sont en cours en ce sens.

Remerciements : Cette étude a bénéficié d'un financement partiel du programme INTERREG IV-RiskNat-ALCOTRA-volet B5 « Crues des Rivières Alpes ».

Bibliographie

- Daly C., Neilson R.D., Philips A., 1994 : Statistical-topographic model for mapping climatological precipitation over mountainous terrain. *Journal of Applied Meteorology*, **33**, 140-158.
- Gottardi F., 2009 : Etude statistique et reanalyse des précipitations en montagne, Utilisation d'ébauches par types de temps et assimilation de données d'enneigement, Application aux grands massifs français. Thèse INPG, 261p.
- Gottardi F., Obled C., 2011 : Statistical reanalysis of precipitation fields over French mountains based on ground network data and weather patterns. *Journal of Hydrology* (accepted)
- Paquet E., 2004 : Evolution du modèle hydrologique morder, modélisation du stock nival à différentes altitudes. *La Houille Blanche*, **2**, 75-82.
- Sevruk B., 1986 : Correction of precipitation. *Zürcher Geographische Schriften*, 1986.

RELATIONS ENTRE LES ÉLÉMENTS CLIMATIQUES ET LES PROCESSUS GÉOMORPHOLOGIQUES DANS LES MONTAGNES DE FĂGĂRAȘ (CARPATES ROUMAINES)

GRECU F., CRISTEA M., TIȘCOVSCHI A. et IOANA-TOROIMAC G.

Université de Bucarest, Faculté de Géographie
Boulevard Nicolae Bălcescu N°1, sector 1, 010041, Bucarest, Roumanie
grecu@geo.unibuc.ro, tiscovschi@yahoo.com, gabriela_toroimac@yahoo.com

Résumé : *Le but de cet article est d'analyser les relations entre les principaux éléments climatiques et les processus géomorphologiques dans les Montagnes de Făgăraș (Carpates roumaines). Cette analyse est basée sur les données de six stations météorologiques, considérées démonstratives pour le secteur étudié (Mont Omu, Bălea Lac, Păltiniș, Predeal, Făgăraș et Sibiu) et sur des observations de terrain. Les données climatiques provenant de l'Administration Nationale de Météorologie sont la température moyenne annuelle, les cumuls annuels de précipitations, le nombre annuel de jours pluvieux et de jours neigeux, l'épaisseur moyenne annuelle de la couche de neige, et la vitesse et la fréquence moyennes annuelles du vent (période 1961-2000). Les résultats principaux indiquent l'existence des deux systèmes morphoclimatiques : périglaciaire et fluvial. Le système périglaciaire (étages alpins et subalpin) est influencé par le cycle gel - dégel, la couche de neige et la vitesse élevée du vent, qui manifestent leur influence sur les processus cryo-nivaux, les processus nivaux et sur l'éolisation. Le système fluvial est influencé par le rapport entre le nombre des jours neigeux et pluvieux, donc l'érosion fluviale est plus intense dans les étages plus bas (subalpin et forestier).*

Mots-clés : *paramètres climatiques, système morphoclimatique, les Carpates, montagnes de Făgăraș.*

Abstract : *Relationships between climatic elements and geomorphological processes in the Făgăraș Mountains (Romanian Carpathians) The aim of this paper is to analyse the relationships between the main climatic elements and the geomorphological processes in the Făgăraș Mountains (Romanian Carpathians). This analysis is based on the data from six meteorological stations considered representative for the studied area (Mount Omu, Bălea Lac, Păltiniș, Predeal, Făgăraș and Sibiu) and on the field observations. The climatic data coming from the National Meteorological Administration are: the mean annual temperature, the annual precipitation, the annual number of rainy days and of snowy days, the annual thickness of the snow cover and the annual wind and frequency speed (period 1961-2000). The main results indicate two morphoclimatic systems: periglacial and fluvial. The periglacial system (alpin and subalpin domains) is dominated by the cycle frost - thaw, the snow cover and the high wind speed, which manifest their influence on the cryonival and nival processes and on the eolisation. The fluvial system is influenced by the rapport between the snowy and rainy days, so the fluvial erosion is more intense in the lowest domains (subalpin and forester).*

Keywords : *climatic parameters, morphoclimatic system, the Carpathian Mountains, Făgăraș Mountains.*

Introduction

Le but de cette analyse est d'expliquer la genèse et la dynamique des processus géomorphologiques de montagne à partir des contraintes climatiques spécifiques. Elle porte sur l'exemple des montagnes de Făgăraș, l'unité naturelle la plus élevée de Roumanie (sommet de Moldoveanu : 2544 m d'altitude). Les montagnes de Făgăraș ont une position centrale en Roumanie (45°30'N ; 24°30'E ; figure 1A) et elles s'étendent sur 1500 km². Elles sont constituées d'une crête principale, orientée de l'ouest à l'est, ayant une longueur de 70 km. D'autres crêtes sont perpendiculaires, courtes et à pente forte sur le versant septentrional, et longues et à pente réduite sur le versant méridional. La crête principale a huit sommets qui dépassent 2500 m d'altitude, qui sont séparés par des cols qui descendent jusqu'à 2000 m d'altitude (Curmătura Zărnei : 1932 m). Etant donné leur altitude, les glaciations pléistocènes ont affectées ces montagnes, d'où les modelés d'origine glaciaire.

Cet article est structuré en deux parties. Dans un premier temps, il propose de mettre en évidence les caractéristiques climatiques des montagnes de Făgăraș à partir de l'analyse des données climatiques et en s'appuyant sur les références bibliographiques existantes. Dans un deuxième temps, il insiste sur le rôle de ces paramètres sur l'intensité des processus géomorphologiques.

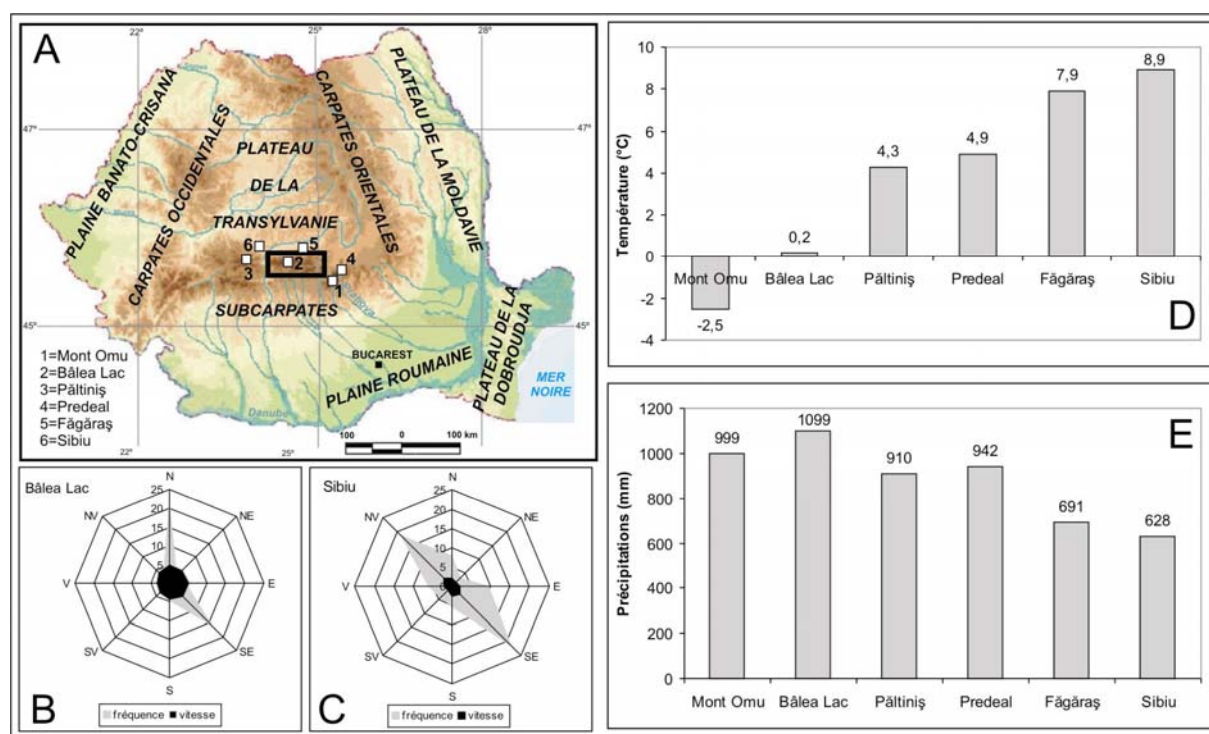


Figure 1 : Caractéristiques générales des montagnes de Făgăraș. **A**) Position géographique en Roumanie et position des stations météorologiques analysées ; **B**) Fréquence et vitesse moyennes annuelles du vent à la station de Bălea Lac (1961-2000) ; **C**) Fréquence et vitesse moyennes annuelles du vent à la station de Sibiu (1961-2000) ; **D**) Variations de la température moyenne annuelle aux stations météorologiques analysées (1961-2000) ; **E**) Variations des cumuls annuels de précipitations aux stations météorologiques analysées (1961-2000).

1. Données utilisées

Cette analyse repose sur l'interprétation des données climatiques de six stations météorologiques (figure 1A), données qui proviennent de l'Administration Nationale de Météorologie. Les stations météorologiques choisies dépassent le périmètre des montagnes de Făgăraș afin de couvrir tous les étages climatiques : Mont Omu (2505 m), Bălea Lac (2038 m), Păltiniș (1442 m), Predeal (1093 m), Făgăraș (429 m) et Sibiu (416 m). Les paramètres climatiques analysés sont la température moyenne annuelle, le cumul annuel de précipitations, le nombre annuel de jours pluvieux et de jours enneigés, l'épaisseur moyenne annuelle de la couche de neige, la vitesse et la fréquence moyennes annuelles du vent. La période d'analyse couvre 40 ans (1961-2000).

2. Variations des paramètres climatiques

La température moyenne annuelle de l'air descend de 8,9°C à Sibiu jusqu'à -2,5°C à Mont Omu (figure 1D). Le gradient thermique vertical du périmètre couvert par les stations météorologiques analysées est de 0,63 °C/100 m (Badea *et al.*, 1983). Le cumul annuel de précipitations augmente de 600-700 mm dans les bassins de Sibiu et Făgăraș, situés au nord, jusqu'à 1000-1100 mm sur les sommets de montagnes aux stations de Bălea Lac et de Mont Omu (figure 1E). Pourtant, le gradient pluviométrique n'est pas constant ; il varie entre 79-120 mm/100 m aux basses altitudes et 21-31 mm/100 m aux hautes altitudes (Badea *et al.*, 1983). Le nombre moyen des jours enneigés augmente de 57,7 jours à Sibiu, à 137 jours à Predeal, à 143,2 jours à Păltiniș et à 219,8 jours à Mont Omu. La date moyenne de la première couche de neige est le 20 septembre à Mont Omu, le 15 octobre à Păltiniș, le 26 octobre à Predeal et le 22 novembre à Sibiu. La date de la dernière couche de neige varie entre le 24

juin à Mont Omu, le 7 mai à Păltiniș, le 27 avril à Predeal et le 25 mars à Sibiu. Donc, la durée moyenne de la couche de neige est de 278 jours à Mont Omu, 205 jours à Păltiniș, 184 jours à Predeal et 124 jours à Sibiu. Les valeurs moyennes annuelles de la vitesse du vent augmentent d'environ 3 m/s dans le bassin de Sibiu, jusqu'à même 7-8 m/s sur les plus hauts sommets (figure 1B-C ; Administrația Națională de Meteorologie, 2008). Par conséquent, il est possible de conclure que les paramètres climatiques varient en fonction de l'altitude, d'où résulte un étagement vertical du climat dans les montagnes de Făgăraș.

L'orientation des crêtes et la pente influence la distribution de la quantité de chaleur en fonction de l'angle de l'incidence des rayons solaires. Ainsi, l'isotherme 6°C se trouve à 600 m d'altitude sur le versant méridional (à pente moyenne) et à 700 m d'altitude sur le versant septentrional (ombragé et à pente forte). De plus, des différences topoclimatiques importantes ont été remarquées et elles se reflètent dans le potentiel morphodynamique (Badea *et al.*, 1983).

3. Systèmes morphoclimatiques : des facteurs climatiques aux processus associés

Cette analyse part de l'idée que les montagnes de Făgăraș se caractérisent par deux systèmes morphoclimatiques, des processus et des modèles associés (Grecu et Comănescu, 2000 ; Grecu, 2009) : le système périglaciaire caractérisé par des processus cryo-nivaux et nivaux, avec des déplacements en masse et l'éolisation, et le système fluvial caractérisé par l'érosion fluviale. Ces processus morphogénétiques sont dépendants du climat, la température et les précipitations ayant un rôle important. Dans cette partie de l'article, ces deux éléments sont analysés ensemble, dans des relations statistiques, afin de pouvoir identifier l'intensité des processus morphogénétiques.

3.1. Les processus cryo-nivaux

Le système périglaciaire s'étend de la limite supérieure de la forêt, jusqu'aux plus hauts sommets des montagnes. Il correspond aux étages subalpin et alpin. Les processus cryo-nivaux et nivaux sont le résultat des contraintes climatiques (la température de l'air et la neige), des propriétés physiques et mécaniques des roches, de la couverture végétale.

Les températures réduites (autours de 0°C) constituent l'agent morphoclimatique principale qui est responsable du système périglaciaire avec la gélifraction, les modelés caractéristiques et les dépôts associés (Popescu et Ielenicz, 1981). Ce processus de gélifraction est plus intense aux hautes altitudes (figures 2A, 3 et 4). La désagrégation des roches est déterminée par l'ensoleillement et l'alternance des cycles gel - dégel ; l'intensité du processus varie en fonction de l'altitude (figure 3). Etant donné l'absence de végétation forestière, la durée de l'ensoleillement est élevée (270-290 jours/an ou 1500-1600 heures/an) conformément à Badea *et al.* (1983). Dans l'étage alpin, le cycle gel - dégel est plus important en avril-mai et en septembre-octobre, tandis que dans l'étage subalpin, c'est la période avril-mai et octobre-novembre, avec à la limite supérieure de la forêt, plutôt la période mars-avril et octobre-décembre.

Les processus nivaux sont favorisés par la stagnation de la neige (150-200 jours par an) dans les périmètres où il n'y a pas de forêt et surtout sur les versants septentrionaux ombragés. Le vent a un rôle important dans l'accumulation de la neige. Sur les versants d'est, du sud-est et du sud-ouest, son accumulation sous forme de corniche (épaisseur de la couche de neige supérieure à 2 m) favorise les avalanches dans les couloirs de vallée. Les avalanches se produisent au printemps, en été et parfois, dans la deuxième partie de la saison froide.

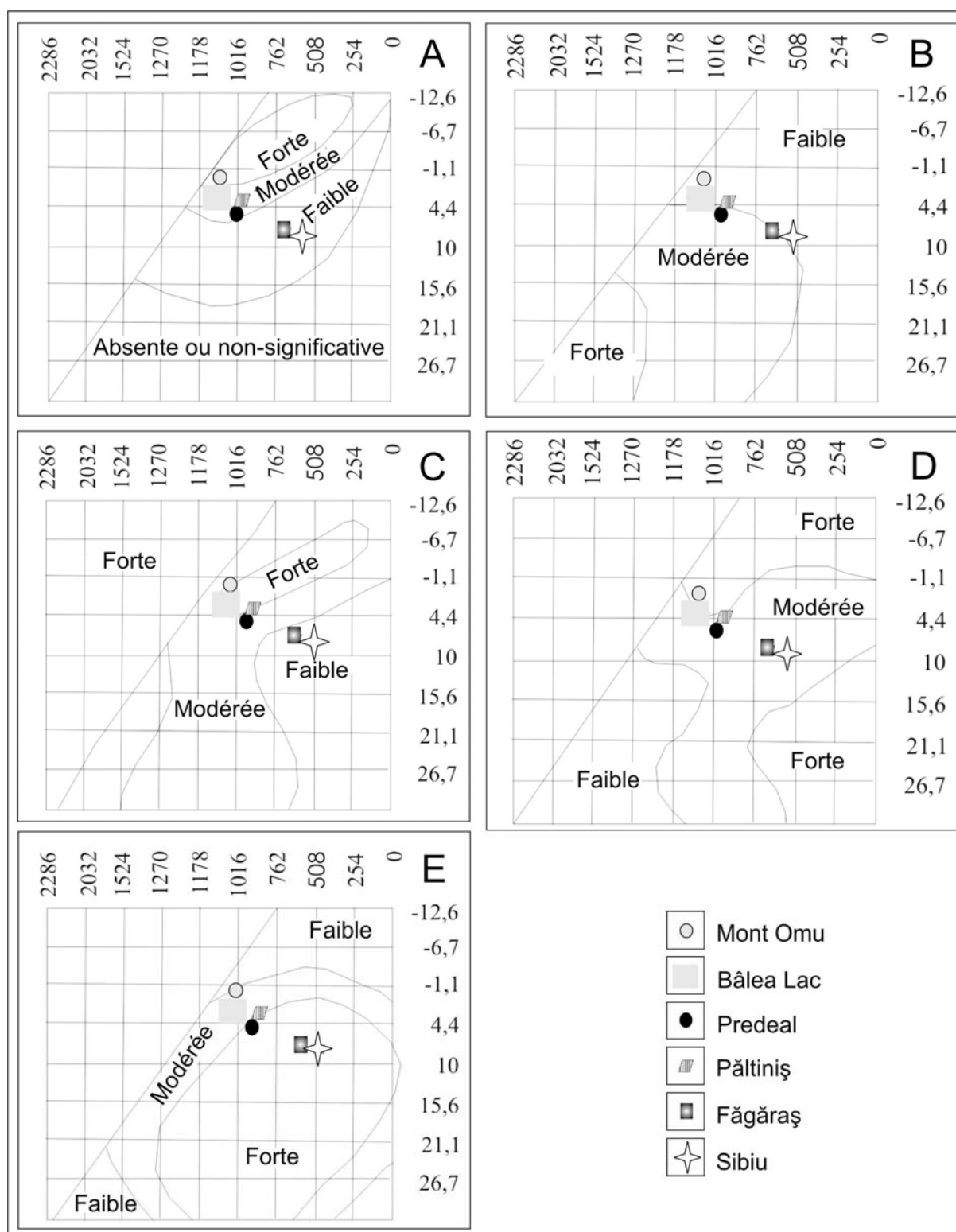


Figure 2 : Diagrammes Peltier - Relation entre précipitations moyennes annuelles (mm) (axe horizontal) et températures moyennes annuelles (t°C) (axe vertical) aux stations météorologiques analysées, qui met en évidence les processus de : A) gelifraction ; B) altération ; C) déplacements en masse ; D) éolisation ; E) érosion fluviale.

3.2. L'éolisation

Dans la région analysée, les vents dominants aux hautes altitudes viennent d'ouest / nord-ouest / nord. Etant donné leur position et leur altitude, les montagnes de Făgăraș ont un rôle

de barrière orographique devant les masses d'air qui se déplacent du sud et du sud-est vers le nord et le nord-ouest. Les masses d'air, qui montent sur le versant méridional et qui traversent les montagnes, descendent sur le versant septentrional ayant des températures plus élevée grâce au phénomène de foehn ; par conséquent, la neige fond parfois plus vite sur le versant nord que sur le versant sud (Bogdan, 2008). Etant donné la vitesse et la fréquence élevées du vent, le processus d'éolisation est plus intense aux hautes altitudes (figure 2D).



Figure 3 : Cirque glaciaire de Balea, un système morphoclimatique périglaciaire.



Figure 4 : La désagrégation des roches et des versants du Lac Balea.

3.3. Les déplacements en masse

Le rapport entre la température moyenne annuelle et le cumul de précipitations imprime une intensité modérée-maximale de ce processus dans les étages alpin et subalpin des montagnes de Făgăraș, et modérée au contact de l'étage subalpin avec l'étage forestier. L'intensité est minimale dans l'étage forestier (figure 2C).

3.4. Les processus fluviaux

Durant certaines saisons, la dynamique des processus fluviaux dépend du rapport entre le nombre annuel de jours enneigés et le nombre annuel des jours pluvieux. Cet indice est influencé par l'altitude et le régime thermique. Voiculescu (2002) a montré que les pluies représentent environ 73,2% du total à la périphérie du massif, 55,4% au contact du domaine forestier avec celui sous-alpin, 45,5% dans le domaine subalpin et 33,5% dans le domaine alpin. La plus importante variation de cet l'indice est au passage du domaine forestier au

domaine sous-alpin, quand le rapport change en faveur des précipitations solides : 1,2 dans le périmètre de la station Bâlea Lac et 1,9 dans le périmètre de la station de Mont Omu.

Etant donné le fait que les précipitations solides sont dominantes aux hautes altitudes, les processus fluviaux sont presque inactifs durant 7-8 mois par an. L'érosion fluviale est due aussi à l'absence de la couverture végétale dans l'étage alpin, où prédomine la désagrégation, le surpâturage et les défrichements étant fréquents. Dans les étages subalpin et forestier, l'érosion fluviale a des formes amples (figure 2E) ; en effet, beaucoup de vallons permanents ont leurs sources à 1600-1800 m d'altitude. Ils sont profonds, bien marqués dans le relief. Dans tous les étages, le processus d'érosion est plus intense au printemps, en même temps que la fonte des neiges et les pluies abondantes.

Conclusion

Cette étude portant sur la signification du facteur climatique dans la genèse et la dynamique des processus géomorphologique dans les montagnes de Făgăraș met en évidence le rôle important des variations thermiques, de la quantité et du type de précipitations, ainsi que du régime du vent sur la disposition altitudinale des systèmes morphoclimatiques (périglaciaire et fluvial). En même temps, il souligne la relation entre les étages bioclimatiques et les modelés, dans le même sens que Etlicher (1988) et Chardon (1989).

Bibliographie

- Administrația Națională de Meteorologie, 2008 : *Clima României*. Ed. Academiei Române, 365 p.
- Badea L., Gâstescu P., Velcea V. (Eds), 1983 : *Geografia României. I. Geografia fizică*. Editura Academiei Republicii Socialiste România, 664 p.
- Bogdan O., 2008 : *Carpații Meridionali – Clima, hazardele meteo-climatice și impactul lor asupra turismului*, Editura Academiei Române, 324 p.
- Chardon M., 1989 : Essai d'approche de la spécificité des milieux de la montagne alpine. *Revue de Géographie Alpine*, **76**, 15-28.
- Etlicher B., 1988 : Etagement des modelés en moyenne montagne. *Revue de Géographie Alpine*, **76**(3), 229-247.
- Greco F., 2009 : *Hazarde și riscuri naturale*. Ed. Universitară, București, 304 p.
- Greco F., Comănescu L., 2000 : *Surface formations on the Bucegi Mountains, Valea Cerbului – case study*. In *Geomorphology of the Carpatho – Balcanic Region*, Ed. Corint, 89-99.
- Popescu N., Ielenicz M., 1981 : Evolutia versantilor în regim periglaciari în partea centrală a Munților Făgăraș. *Analele Universității din București, Geografie*, Anul XXX, 79-87.
- Voiculescu M., 2002 : *Fenomene geografice de risc în Masivul Făgăraș*. Editura Brumar, 232 p.

L'ENVIRONNEMENT CLIMATIQUE DE L'ORANGERAIE DU CAP BON-TUNISIE

HAJRI J.

Département de géographie, Faculté des Lettres, des Arts et des Humanités, 2010 MANOUBA, Tunis, TUNISIE
Tél. 00216.97 159 186, E-mail : jamil_hajri@yahoo.fr

Résumé : *L'orangerie de la presqu'île du Cap Bon (Tunisie), dans son contexte du milieu naturel, bénéficie d'une localisation privilégiée, qui a fait de cette région le terroir de production agrumicole de la Tunisie. Sa position dans le paysage, et son étendue morphologique sur un secteur de plaine alluviale lui confèrent la forme d'une entité géographique bien distincte. Elle profite à la fois des multiples ouvertures sur la mer (Golfe de Tunis à l'Est, Golfe de Hammamet au Sud et le synclinal de Takelsa au Nord) qui lui assurent l'homogénéisation des températures, de l'humidité, de la circulation de l'air; et de la protection des vents dominants du Nord-Ouest à travers l'abri naturel formé par le massif montagneux de Djebel Korbous. L'étude s'intéresse essentiellement à ce contexte climatique particulier qui fait du Cap Bon, une région agrumicole exclusive surtout pour la Maltaise demi sanguine. En partant des besoins climatiques spécifiques surtout à cette variété, on essaye de révéler les particularités climatiques locales qui ont fait du Cap Bon le « Citrus Belt » tunisien.*

Mots-Clés : *environnement climatique, orangerie, Cap Bon, Tunisie.*

Abstract : *Climatic environment of the orange groves in Cape Bon – Tunisia. The orange groves of the Cap Bon (Tunisia), within its natural context, enjoy a privileged location which has made of the region the reservoir of citrus fruits production in Tunisia. Its location and morphological scope over a sector of alluvial plains make of it a very particular geographical entity. It benefits from multiples openings on the sea (Gulf of Tunis at on the East side and the Gulf of Hamammet to the South as well as the Tekelsa synclinal to the North), an aspect which ensures the homogenization of temperature, humidity and air circulation as well as the protection from North winds through a natural shelter in the form of the Djebel Korbous mountains. The study is focused essentially on the climatic context which makes the Cap Bon an exclusively citrus fruits farming region, especially the Half Sanguine Maltese oranges. Starting from climatic needs specific to this variety, we intend to emphasize the local climatic features which have made the Cap Bon the "Citrus Belt" of Tunisia.*

Keywords : *climatic environment, orange groves, Cap Bon, Tunisia.*

Introduction

En Tunisie, l'agrumiculture est centrée essentiellement dans la région du Cap Bon (nord-est de la Tunisie). Cette région est caractérisée par un climat typiquement méditerranéen. Cependant, des conditions locales ont déterminé l'individualisation d'un microclimat semi-aride supérieur, caractérisé par une variante à hiver « chaud », dominant la basse plaine, et une variante à hiver doux, sur les glacis environnant. L'aire agrumicole correspond essentiellement aux espaces à hivers « chauds » où les moyennes des minima du mois le plus froid (janvier) sont toujours supérieures à 7° C, les pluviométries moyennes annuelles oscillent entre 400 et 500 mm, la gelée est quasiment rare et les vents dominants du Nord-Ouest sont en partie barrés par la série montagneuse de Djebel Korbous, orientée Sud-ouest / Nord-est.

Cette étude porte sur ce contexte climatique particulier qui fait du Cap Bon une région agrumicole exclusive, notamment pour la Maltaise demi sanguine. En partant des besoins climatiques spécifiques, de cette variété, nous avons essayé de mettre en évidence les particularités climatiques locales qui ont fait du Cap Bon le « Citrus Belt » tunisien.

Trois points vont être évoqués:

- les exigences climatiques de l'agrumiculture ;
- l'aire agrumicole du Cap Bon: une entité géographique bien distincte ;
- les caractéristiques climatiques de l'aire agrumicole du Cap Bon.

Les données utilisées dans cette étude proviennent essentiellement de l'Institut National de la Météorologie (I.N.M) et des différents services s'intéressant à l'agrumiculture relevant du Ministère de l'Agriculture.

1. Les exigences climatiques de l'agrumiculture

L'extension remarquable des agrumes dans diverses zones et régions géographiques en dehors de leur aire d'origine (Sud Est asiatique), démontre leur grande capacité d'adaptation à des climats très divers. En effet, les agrumes peuvent être cultivés sans contraintes dans des régions à climat chaud et sec et dans des régions à hivers relativement froids où la température hivernale est clémente.

Autre que la température, la pluviométrie constitue aussi un facteur limitant ou favorisant l'agrumiculture. Rappelons dans ce cadre que les agrumes étaient originaires d'une région où la pluviométrie atteint, et peut même dépasser, 1200 mm/an. En dessous de cette quantité l'irrigation peut devenir une obligation. D'autres paramètres climatiques (humidité relative, insolation, vent...) interviennent à un degré moindre (Hajri, 2011).

1.1. Exigences thermiques

Généralement, la culture des agrumes est possible partout où la température moyenne annuelle est supérieure à **13°C** et inférieure à **39°C**. Dans la pratique, la variabilité thermique temporelle peut perturber cette délimitation. Il est important dans ce sens, de déterminer **les facultés de résistance** des agrumes à la température maximale et minimale et par conséquent, les exigences et les seuils de tolérance thermique.

Exigences et tolérances à la température maximale

Bien que la température maximale ne joue pas un rôle limitant à l'agrumiculture, elle peut cependant présenter une contrainte à l'activité végétative. En effet, si les agrumes peuvent supporter une température de 50°C (cas du sud de l'Iran), il semble que l'activité végétative cesse au-delà de 35°C. Par conséquent, on retient la température de 35°C comme un seuil de repos végétatif. C'est « la dormance d'été » qui se produit en jours longs et chauds. La température optimale de croissance est de 25 à 26°C. Au-delà de cet intervalle, la décroissance de l'activité végétative commence, pour stopper à partir d'environ 35° à 38°C.

A noter que la fréquence des températures dépassant 40°C dans la région du Cap Bon est faible. Cependant, notons aussi que dans le Kairouanais (Tunisie centrale), l'une des nouvelles régions agrumicoles, la fréquence des températures supérieures au seuil de dormance est plus élevée. Nous considérons que ce facteur constitue une des causes principales qui limitent l'extension de l'agrumiculture dans cette région.

Exigences et tolérances à la température minimale

Les agrumes sont des plantes qui craignent fortement le froid. Les basses températures hivernales et printanières sont souvent un facteur limitatif à l'extension de cette culture. Le seuil de résistance des agrumes au froid dépend du stade végétatif de l'arbre, de l'espèce, même de la variété et de la durée du froid.

Les grandes régions de l'agrumiculture s'étendent entre 30^{ème} et 43^{ème} degré de latitude Nord. Au-delà du la 43^{ème} latitude Nord, le froid contraint cette culture, tandis qu'en deçà de 30^{ème} degré, la rareté des pluies, de l'eau, et la rigueur du climat limitent l'extension de cette culture.

En Tunisie, le froid des altitudes du Nord Ouest est une des causes y limitant cette culture. La concentration des agrumes dans la région du Cap Bon semble profiter des caractéristiques climatiques typiques de la région.

Au total, la moyenne thermique du mois le plus frais ne doit pas être inférieure à 10°C. Les températures en dessous de 0° C doivent être exceptionnelles : les fruits gèlent à partir de -2°C à -3°C. Aux températures inférieures à -4°C, le feuillage, puis le bois sont affectés, surtout si ces températures persistent plusieurs jours. Les espèces les plus résistantes au froid

sont les Pomelos, les Mandariniers, ensuite les Clémentiniers, les Navels et les Valencia. Les Maltaises et les Citronniers sont les plus sensibles. Les Maltaises et les Cédrats ne poussent bien que dans les zones abritées et sans gelées.

Remarquons que les situations de gel au Cap Bon sont assez rares. Le gel radiatif est le plus remarqué, tandis que le gel par advection n'y est pas habituel.

Exigences du cycle végétatif : les températures de croissance

Notons d'abord que la basse température provoque le repos végétatif, et la dormance véritable dans le cas du froid excessif. Le seuil de l'arrêt de la croissance diffère selon les organes des plantes : selon Wallace (1945) nous retenons les seuils suivants :

- 12,2° C pour les racines ;
- 12,7° C pour les rameaux ;
- entre 7,2°C et 10°C pour le cambium (entrée en dormance).

Il est connu en agro-climatologie, que l'arrêt végétatif se termine par l'entrée de la plante en végétation, floraison et fructification. Donc, le cycle végétatif se trouve régularisé. Ajoutons que l'intervalle thermique entre 0 et 12°C a aussi ses effets sur la qualité des fruits (coloration de l'écorce et de jus, équilibre de sucre et de l'acidité).

Dans les conditions climatiques méditerranéennes, l'arbre d'agrumes manifeste annuellement trois vagues de croissance dont l'importance est déterminée par les caractéristiques variétales, la charge de l'arbre en fruits durant la précédente année et le contexte climatique du site. La principale vague produisant des pousses à la fois végétatives et fructifères parvient à la fin de l'hiver et au début du printemps (Garcia L. et all., 1995) ; les deux autres sont respectivement estivales et automnales et sont généralement végétatives, à pousses vigoureuses, faiblement garnies en bourgeons et à larges feuilles (Spiegel-Roy et Goldschmidt, 1995).

1.2. Exigences hydriques

A l'état spontané les agrumes se développent dans des aires géographiques où les précipitations dépassent 1200 mm/an. Ce seuil est considéré par plusieurs auteurs comme la quantité d'eau nécessaire pour qu'ils se développent à l'état sub-spontané. En Tunisie, à l'exception de l'extrême Nord Ouest, la pluviométrie annuelle est largement inférieure à ce seuil. Même dans cette région du Nord Ouest, la concentration des pluies (durant principalement la saison hivernale) rend l'irrigation une obligation. Partout en Tunisie, le climat est caractérisé par une alternance d'une saison humide et froide et d'une saison chaude et sèche. Or, cette dernière correspond à la période d'intense activité physiologique. La saison humide correspond par contre à la période du repos végétatif du fait des faibles températures. Donc, les pluies de l'hiver sont peu profitables aux agrumes. Cependant, elles peuvent constituer des réserves importantes dans le sol, exploitées dès la relance de l'activité végétative.

Notons d'un autre côté, que les pluies automnales des mois d'octobre et de novembre, surviennent simultanément avec la période de quiescence végétative des agrumes. Elles améliorent le calibre et la teneur en jus des fruits. Dans les détails, ces aspects ont été analysés dans une étude précédente (Hajri, 2006).

Parmi d'autres paramètres climatiques influençant dans une certaine mesure l'activité végétative des agrumes nous citons la lumière, dont le rôle est important notamment durant la maturité, en améliorant la qualité des fruits et en influençant la photosynthèse.

2. L'aire agrumicole du Cap Bon: une entité géographique bien distincte

Comme nous l'avons déjà dit, le secteur agrumicole de la région du Cap Bon appartient sur le plan climatique à l'étage semi-aride supérieur (Figure.1) (Bertoli, 1969). Il est marqué aussi par le passage de la parallèle de 36°N.

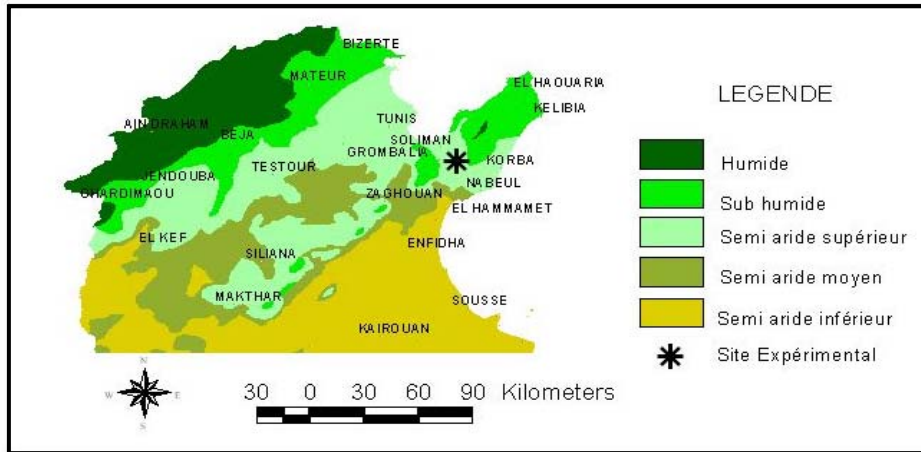


Figure 1 : L'orangerie du Cap Bon colonise l'étage semi-aride supérieur

Certes, l'association du facteur latitude et les facteurs géographiques particuliers, déterminent la concentration de cette plantation dans la région de Soliman, Menzel Bou Zelfa, Béni Khalled. Les agrumes occupent topographiquement les zones les plus basses au Cap Bon. La région est entourée, presque de tous les côtés, d'une série des collines qui constituent non seulement des barrières à l'extension de ce secteur, mais aussi des facteurs géographiques déterminant ses caractéristiques climatiques. Cette concentration s'explique par une certaine

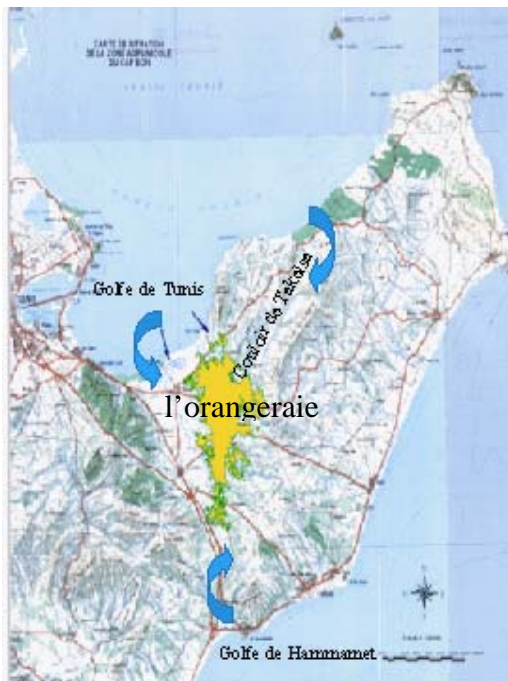


Figure 2 : Situation du secteur agrumicole au Cap Bon

« favorabilité » du milieu aux exigences climatiques de l'agrumiculture. En effet, l'orangerie de la presqu'île du Cap Bon, dans son contexte naturel, bénéficie d'une localisation privilégiée, qui a fait de cette région le terroir de production agrumicole de la Tunisie.

Sa position dans le paysage et son étendue morphologique sur un secteur de plaine alluviale lui confèrent la forme d'une entité géographique bien distincte. Cette entité profite à la fois des multiples ouvertures sur la mer (Golfe de Tunis à l'Est, Golfe de Hammamet au Sud et la vallée de Takelsa au Nord) (Figure. 2) déterminant un adoucissement des extrêmes thermiques, l'homogénéisation des températures, de l'humidité et de la circulation de l'air ; en plus, le massif montagneux de Djebel Korbous forme un abri naturel en projetant la région des vents dominants du Nord Ouest (Hammami, 2010).

3. Les caractéristiques climatiques de l'aire agrumicole du Cap Bon

3.1. Caractéristiques thermiques

A l'échelle de toute la région agrumicole, on retient les remarques suivantes :

- les températures moyennes annuelles sont autour de 17°C (plus au moins 1 à 2°C);
- le mois d'août est le mois le plus chaud et celui de février le plus frais, avec une moyenne de 26°C à 27°C et respectivement de 10°C à 11°C. Entre ces deux saisons, la courbe des températures monte et descend régulièrement. Des situations extrêmes sont toutefois enregistrées. La moyenne des minima quotidiens est comprise entre 5.5°C et 8.2°C. Les températures négatives ne sont pas inconnues; mais elles restent, tout comme le gel qui peut les accompagner, des phénomènes assez exceptionnels (I.N.M., 1961-2008).

Des mesures journalières effectuées par le CEDRAT de Nabeul (Centre d'Étude, du Diagnostic, de Recommandation Agro- Technique de Tunisie) de 2005 à 2007 à El Gobba (centre du secteur agrumicole) ont donné les caractéristiques thermiques mensuelles présentées dans le Tableau 1.

Tableau 1 : Températures moyennes mensuelles (°C) : station El Gobba- Béni Khaled (2005-2007)

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	An
2005	8.9	8.5	12.5	14.7	19.7	23.1	26.2	24.9	17.3	19.9	14.8	10.4	16.74
2006	9.0	10.3	13.1	17	20.7	22.9	26.4	25.9	22.5	20.8	15.3	11.9	17,98
2007	12.1	12.4	13.2	15.8	19.7	23.6	25.6	26.2	22.6	18.8	14.1	10.9	17,91

3.2. Le bilan climatique

Concernant le paramètre pluie (P) nous constatons que le secteur agrumicole du Cap Bon bénéficie d'un total annuel moyen variant entre 482 mm (Soliman) et 513 mm (Béni Khaled) (période 1961-2008). L'hiver collecte en moyenne plus de 40% des pluies annuelles. D'une année à une autre la quantité des pluies varie beaucoup. L'écart type annuel varie entre 150 et plus de 170 mm. En général, dans 50% des cas on enregistre une quantité inférieure à la moyenne (Hajri, 2006). Quant au paramètre évapotranspiration (ETP), sa moyenne annuelle est très forte (plus de 1300 mm). Elle a varié entre 1200 et 1500 mm (période 1961-2005). Plus de 40% du total moyen annuel est enregistré en été (Hajri; 2006).

Pour le bilan climatique mensuel (P-ETP), dont le calcul est basé sur les mesures journalières effectuées par CEDRAT, nous remarquons qu'il est négatif sur presque la totalité de l'année. Il n'est positif qu'exceptionnellement durant certains mois de la saison froide et le déficit hydrique s'accroît d'avantage durant la saison estivale (Figure 3).

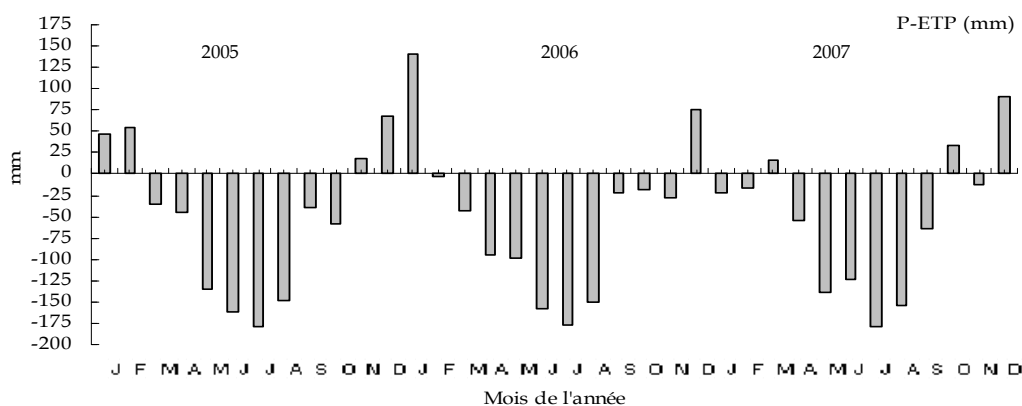


Figure 3 : Bilan climatique mensuel : Station El Gobba- Béni Khaled

3.3. D'autres paramètres climatiques

Toujours à El Gobba et pour la même période de mesure, les températures dans le sol (à 30 cm de profondeur) varient entre un minimum de 6,2°C en janvier, et un maximum de 29,5° C en juillet. Quant à l'humidité relative, les moyennes mensuelles et annuelles (durant la période de mesure) sont présentées dans le Tableau 2.

Tableau 2 : Humidités relatives moyennes mensuelles (%) : station El Gobba- Béni Khalled (2005-2007)

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	An
2005	84.0	81.6	79.0	79.4	64.3	66.1	60.3	65.3	70.5	80.8	78.6	78.5	74.03
2006	84.3	83.6	77.2	69.3	71.5	62.5	66.8	64.8	77.4	81.4	82.9	90.7	76.03
2007	85.1	84.1	80.0	82.3	66.4	70.7	61.6	69.5	74.2	88.3	92.1	86.3	78.38

Conclusion

L'aire géographique agrumicole du Cap Bon est dotée d'une périodicité des cycles des hautes et des basses températures. Cette périodicité est à l'origine du comportement cyclique rythmé de la fructification des citrus. En outre, les faibles humidités relatives constituent un important paramètre climatique influençant le potentiel physique régional de production agrumicole. En plus que ce paramètre est favorable pour le développement, la croissance et la fructification des agrumes, il offre les conditions idéales aux arbres de citrus pour supporter d'abondantes productions en fruits frais et d'excellente qualité. La Maltaise demi sanguine - Reine des oranges - en donne l'exemple le plus frappant.

Bibliographie

Bertoli, 1969: *Carte bio climatologique de la Tunisie*.

Garcia Luis, A.; M. Kanduser and J.L., Guardiola, 1995: The influence of fruiting on the bud sprouting and flower induction responses to chilling in Citrus trees. *J. Hort. Sci.*, **70**, 817-825.

Hajri J., 2006: Bilans hydriques agro-climatiques au Cap Bon (Tunisie) : Cas des agrumes l'automne. *Actes du 19 ème colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, 220-225.

Hajri J., 2011: L'agrumiculture en Tunisie : Évolution, potentialités géo climatiques et perspectives. *Pub. Centre de Publication Universitaire Tunis*. 255 p. (sous presse).

Hammami. A., 2010 : Fertigation des agrumes en milieu semi aride : effets de la nutrition azotée-potassique sur le rendement, la qualité des fruits et le statut nutritionnel du clémentier (*C.reticulata Osbeck*). *Thèse pour obtenir le grade de Docteur de l'Institut National Agronomique de Tunisie*, 236 p.

Spiegel-Roy, P. and Goldschmidt E.E., 1996: *Biology of Citrus*. Cambridge University Press, 230 p.

Wallace, R.R and Gardner F.E., 1945: Seasonal absorption of nutrient ions by orange trees in sand culture. *Proc. Fla. State Hort. Soc.*, **58**, 25-36.

LE RECHAUFFEMENT CLIMATIQUE : IMPACTS SUR LA PHENOLOGIE DE LA VIGNE ET DES VERGERS DU SUD DE LA FRANCE

HEBERT L¹ ; KERMADI S.² ; JACOB-ROUSSEAU N³.

¹ Université de Lyon, élève de l'Ecole Normale Supérieure (ENS) de Lyon (lila.hebert@univ-lyon2.fr)

² Université de Lyon, UMR 5600 EVS 18, rue Chevreul, F69364, Lyon cedex, France

³ UMR 5133 Archéorient, Maison de l'Orient et de la Méditerranée, 7 rue Raulin 69007 Lyon

Résumé : Ce travail a pour objectif d'étudier les évolutions climatiques dans le Sud de la France, et leurs conséquences sur le cycle végétatif de la vigne et des vergers. En utilisant les mesures de températures et de précipitations de neuf stations Météo-France, les dates de vendanges des vignes de la vallée du Rhône et les dates de floraison des vergers de la même région, nous avons réalisé diverses courbes d'évolution des variables climatiques et phénologiques. Les résultats mettent en évidence une hausse sensible des températures de 1970 à 2009. Cette augmentation, particulièrement marquée au cours de la décennie 1980, concerne toutes les saisons à l'exception de l'hiver. Elle a pour conséquences une avancée des dates de vendanges et de la maturité des fruits. Ainsi, les vendanges ont avancé d'environ un mois en cinquante ans, et la maturité des fruits d'une à deux semaines en trente ans, mais, à l'inverse, les dates de floraison des vergers ont peu évolué.

Mots-clés : Réchauffement du climat, phénologie, dates de vendanges, arbres fruitiers

Abstract : *Global warming : impact on phenology of vineyards and fruit trees in Southern France.* This work studies the evolution of climate in Southern France and their consequences on the vegetative cycle of vine and fruit trees. We have used the temperature and precipitation data from nine French meteorological stations as well as the dates of harvest of vine from the Rhône valley and orchard blossoming. Based on these different data sources we created temperature, precipitation and phenological graphs. The results show a noticeable temperature increase between 1970 and 2009. This warming is particularly important during the 1980's, in every season except winter. Due to this temperature increase, grape harvests take place about 30 days earlier than 50 years ago ; the ripening of fruit trees also takes place one or two weeks earlier than 30 years ago. However, the flowering dates do not show a significant trend towards precocity.

Keywords : Global warming, phenology, grape harvest, fruit trees

1. Introduction

1.1. Problématique et données

Ce travail s'inscrit dans le contexte de la préoccupation scientifique vis-à-vis de l'évolution du climat et de ses influences dans le domaine de la biologie. L'objectif de notre étude est d'analyser les tendances climatiques dans le Sud Est de la France, pour ensuite évaluer leurs effets sur la phénologie de la vigne et des vergers. Nous avons utilisé les données de neuf stations Météo-France de la région, sur les quarante années de 1970 à 2009. Ces stations appartiennent à trois ensembles géographiques différents : la moyenne montagne cévenole (Aubenas, Loubaresse et Joyeuse), la vallée du Rhône (Montélimar, Nîmes Garons et Courbessac), et le littoral méditerranéen (Marignane, Montpellier et Béziers). Ainsi, la région d'étude choisie s'inscrit dans une zone de climat méditerranéen, très intéressant du point de vue de ses amplitudes thermiques et pluviométriques. De plus, les

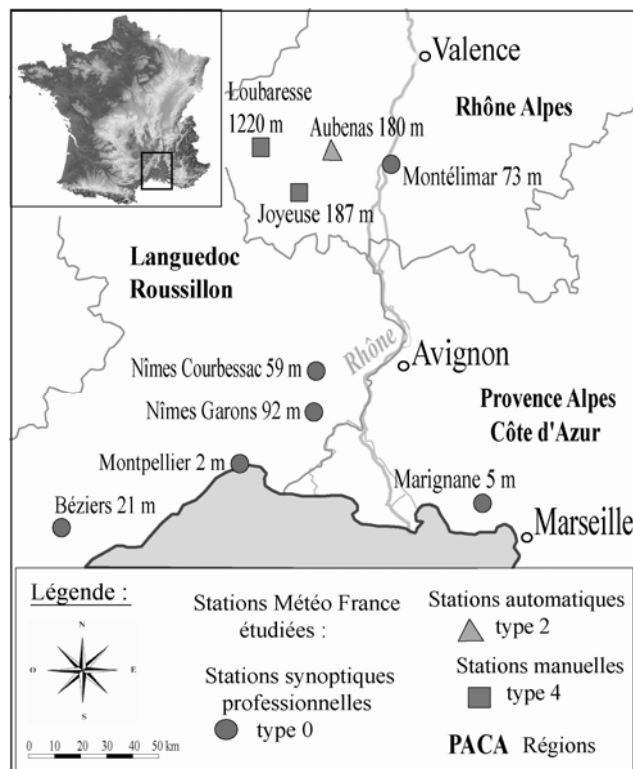


Figure 1 : Carte des stations météorologiques étudiées

stations sélectionnées expriment une assez grande diversité latitudinale et altitudinale (de 43°20 à 44°40 et de 5 mètres à 1220 mètres).

Les premières données phénologiques que nous avons étudiées sont les vendanges des appellations Tavel et Châteauneuf-du-Pape, dans les Côtes du Rhône, qui présentent le double intérêt de se référer à des crus au cahier des charges très précis, et dont les dates de vendanges ont été relevées, puis compilées par l'institut Inter Rhône sur une longue période (depuis 1951 pour le Tavel, et 1945 pour le Châteauneuf-du-Pape). Pour les vergers, nous avons utilisé les relevés de dates de floraison et de maturité de deux sites situés dans la vallée du Rhône : la SEFRA¹ d'Etoile-sur-Rhône, au Nord de Montélimar, et le CTIFL² de Balandran, au Sud de Nîmes. Pour ces données, les séries s'étendent sur 20 à 35 ans au maximum.

1.2. Méthode

Les données climatiques étudiées sont des mesures décennales des températures moyennes et des hauteurs pluviométriques cumulées. Pour chaque variable, nous disposons donc de 36 mesures par station et par an, à partir desquelles nous avons établi des moyennes annuelles des températures et des précipitations, ainsi que des courbes d'évolution. Afin de présenter des résultats synthétiques et généraux, les chiffres et les courbes cités par la suite renvoient systématiquement à la moyenne des neuf stations étudiées.

Les courbes phénologiques sont réalisées à partir des relevés annuels des dates de vendanges ou de floraison. Chaque graphique renvoie à une seule variété, cultivée sur un seul site.

2. L'évolution des variables climatiques

2.1. L'évolution du climat à l'échelle annuelle

L'évolution des températures annuelles moyennes révèle une tendance assez nette à la hausse : comprises surtout entre 12,5 et 12,7°C au cours de la décennie 1970, les moyennes annuelles de température dépassent 13°C pour la première fois en 1982 et 1983. La hausse des températures est maximale entre 1986 (quand les moyennes annuelles dépassent définitivement 13°C) et 1997. Les moyennes mobiles elles aussi dépassent définitivement 13°C en 1986, puis dépassent définitivement 14°C en 1997, soit 11 ans plus tard. Bien que la décennie 2000 connaisse un réchauffement plus lent, elle concentre les années les plus chaudes de la période d'étude. En effet, sur les cinq années les plus chaudes de notre période (températures $\geq 14,5^\circ\text{C}$), trois sont comprises dans les années 2000 (2003, 2006 et 2009), les deux autres étant 1994 et 1997. Pour évaluer la hausse moyenne des températures sur notre période d'étude, nous proposons de calculer la différence entre la première et la dernière des moyennes mobiles de la série : on obtient alors un écart de 1,4°C entre la moyenne mobile de 12,7°C sur la période 1970-1974, et celle de 14,1°C sur la période 2005-2009. Cette hausse considérable des températures contient sans doute une marge d'erreur, mais il semble que le Sud Est de la France se réchauffe plus rapidement que le reste du globe, pour lequel le GIEC a évalué le réchauffement moyen à environ 0,74°C pour tout le XX^e siècle (GIEC, 2007). D'autres études portant sur la même région concluent à une hausse des températures de 1 à 1,5°C entre 1951 et 2000 (Douguédroit et Bridier, 2007).

On remarque que les années 1987 à 1989 marquent une rupture dans le réchauffement. En effet, entre 1987 et 1988, la température moyenne annuelle des neuf stations connaît une hausse rapide de 13,1°C à 13,8°C. De plus, la normale des températures de 1970 à 1999, qui est égale à 13,2°C, est dépassée définitivement en 1988 (figure 2).

¹ SEFRA : Station d'expérimentation des fruits en Rhône-Alpes

² CTIFL : Centre technique interprofessionnel des fruits et légumes

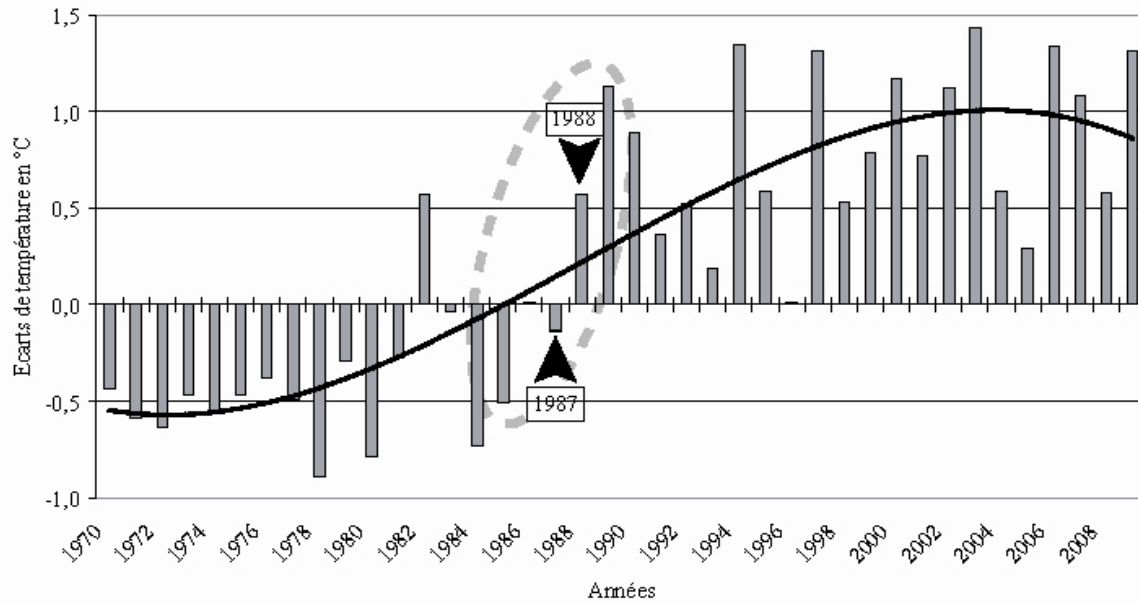


Figure 2 : Evolution des écarts à la normale des températures 1970-1999

Si l'évolution des températures annuelles met en évidence une hausse certaine, il est beaucoup plus difficile de dégager une tendance en ce qui concerne l'évolution des précipitations. En calculant la moyenne pluviométrique des neuf stations de l'étude, on remarque que la variabilité interannuelle est beaucoup plus forte que dans le domaine des températures. Quant à la différence entre la première et la dernière des moyennes mobiles sur cinq ans, elle se traduit par une baisse de 124 mm, soit 13% de diminution entre les 963 mm de précipitations annuelles moyennes sur la période 1970-1974 et les 839 mm de la période 2005-2009. Sans être négligeable, cette baisse n'est pas révélatrice d'une tendance durable, car il apparaît qu'après avoir diminué assez nettement au cours des années 1980, la pluviométrie a connu une hausse pendant la décennie 1990, puis une nouvelle baisse à la fin de notre période d'étude. Ainsi, l'évolution des précipitations révèle davantage des oscillations à l'échelle décennale qu'une tendance continue à la baisse.

2.2. L'évolution des températures aux échelles intra-annuelles

L'étude de l'évolution des températures annuelles moyennes nous a permis d'observer une hausse des températures assez continue, et particulièrement marquée au cours de la décennie 1980. Pour affiner cette analyse, il est nécessaire de dissocier les saisons et les mois afin de déterminer quelles sont les périodes de l'année les plus touchées par cette hausse thermique.

Nous avons appliqué à chaque saison la même méthode que celle utilisée pour calculer l'évolution des températures annuelles moyennes des neuf stations. Ainsi, pour le printemps, nous observons une augmentation très nette : les moyennes mobiles sur cinq ans sont passées de 11,8°C au cours de la période 1970-1974 à 13,8°C trente-cinq ans plus tard, soit une hausse de 2°C sur les quarante ans de la période d'étude. En été, la courbe des moyennes mobiles passe de 20,9 à 22,7°C entre les cinq premières et les cinq dernières années de la période, soit une augmentation de 1,8°C. La hausse des températures automnales apparaît aussi soutenue que celle des températures printanières, puisqu'on note un écart de 2°C entre la moyenne de la période 1970-1974, qui était de 12,9°C, et celle de 2005-2009, qui est montée à 14,9°C. L'hiver présente une évolution des températures radicalement différente : on n'observe aucun écart entre la première et la dernière des moyennes mobiles, qui sont toutes deux égales à 6,2°C. Toutefois, cela ne signifie pas que les températures hivernales soient restées stables durant toute la période d'étude : elles ont connu une hausse de la fin des années

1980 à la fin des années 1990, puis ont diminué de nouveau au cours de la décennie 2000. En somme, ces évolutions successives qui s'annulent nous empêchent de parler de tendance à propos de l'évolution des températures de l'hiver.

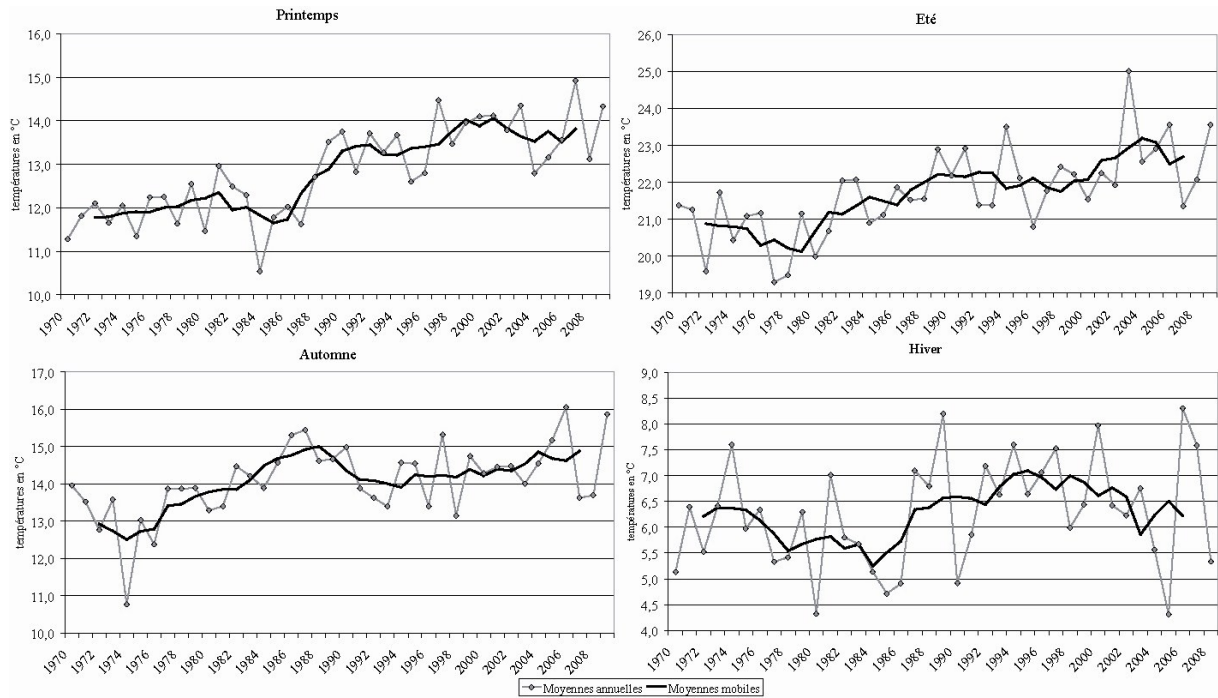


Figure 3 : Evolution des températures des quatre saisons année après année et pour la moyenne des stations

En conclusion de cette étude à l'échelle saisonnière, on observe que la hausse thermique la plus prononcée se produit pendant les saisons de transition. L'augmentation des températures estivales est également soutenue et régulière. Ainsi, du fait que l'hiver ne connaît pas de réchauffement, on assiste à un élargissement de l'écart entre les températures maximales et minimales à l'échelle annuelle.

Enfin, nous avons affiné notre analyse de l'évolution des températures à l'échelle mensuelle. La figure 4 présente les différences, pour chaque mois et pour la moyenne des neuf stations, entre la moyenne des températures des cinq premières et des cinq dernières années de la période d'étude. Il apparaît

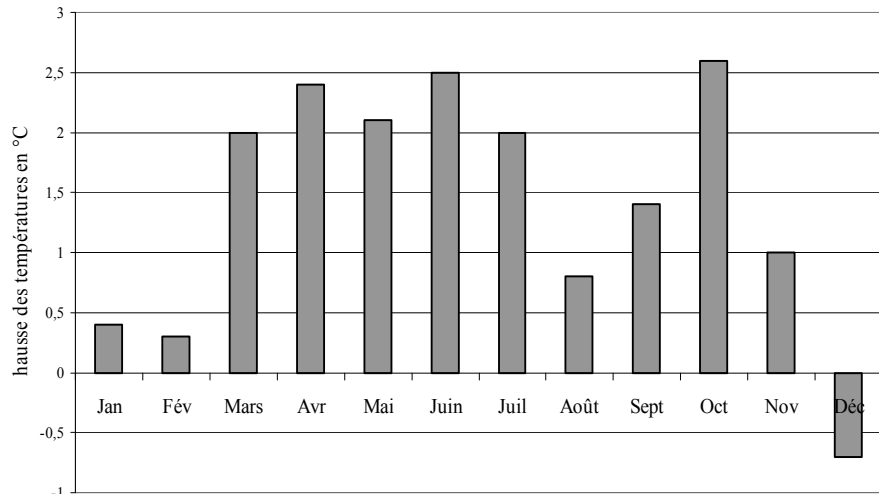


Figure 4 : Variations de la hausse des températures entre les 12 mois de l'année

sur cet histogramme que la période la plus marquée par la hausse des températures s'étend de mars à juillet, avec des écarts compris entre 2 et 2,5°C sur quarante ans. Toutefois, c'est au mois d'octobre que l'augmentation des températures est maximale (environ 2,6°C). A l'inverse, l'absence de hausse des températures hivernales est confirmée : + 0,4 et 0,3°C seulement en janvier et février, et -0,6°C en décembre.

Notre étude conclut donc à une hausse des températures du Sud Est de la France, mais révèle peu d'évolutions durables dans le domaine de la pluviométrie. Le réchauffement est considérable de mars à juillet et en octobre, mais il ne semble pas concerner les mois d'hiver.

3. Influences de la hausse des températures sur le cycle végétatif

3.1. Des dates de vendanges de plus en plus précoces

Les dates de vendanges représentent un indicateur très utile de l'évolution du climat. En effet, étant donné qu'elles interviennent à la fin de l'été, leur précocité ou leur retard rendent compte en grande partie des conditions climatiques qui ont dominé pendant toute la période de maturation du raisin (de mars à septembre). Des vendanges précoces indiquent une année chaude et ensoleillée, et des vendanges tardives un été frais et pluvieux ; les dates de vendanges sont d'ailleurs utilisées comme indicateur pour reconstituer l'évolution du climat des siècles passés (Le Roy Ladurie, 1967). Les appellations que nous avons étudiées sont celles de Tavel (figure 5) et Châteauneuf-du-Pape.

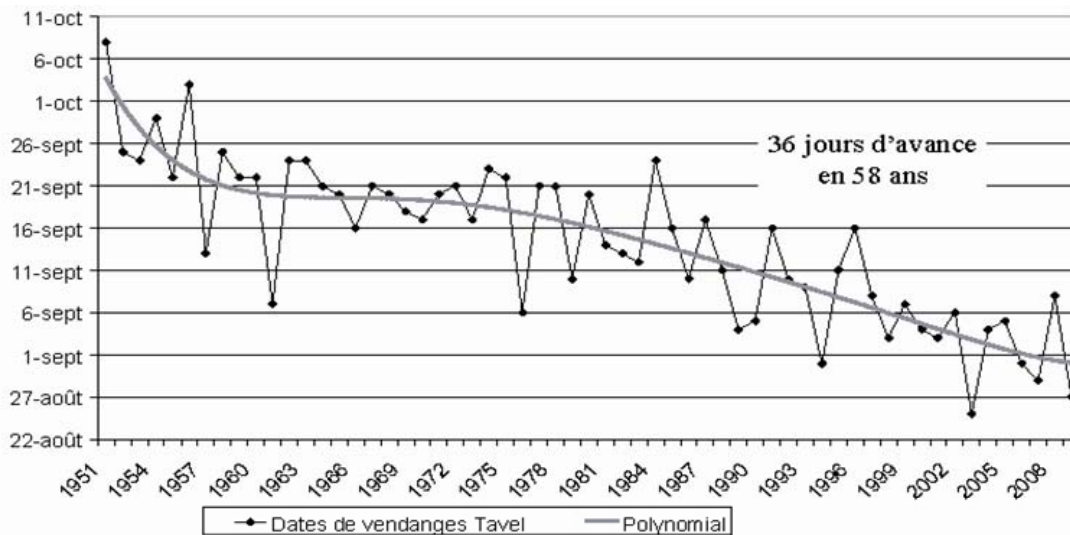


Figure 5 : Dates de vendange à Tavel depuis 1951 (Source : O. Roustang, Inter Rhône)

Ces longues séries révèlent une avancée très nette des dates de vendanges : elles auraient avancé d'environ 21 jours en 64 ans dans le cas de Châteauneuf du Pape (du 27 septembre en 1945 aux environs du 6 septembre aujourd'hui), et de 36 jours en 58 ans pour le Tavel. La courbe polynomiale (figure 5) montre en effet que les vendanges du Tavel, qui s'effectuaient aux alentours du 4 octobre en 1951, ont désormais lieu le 29 août environ. Cette avancée des vendanges peut s'expliquer par une accélération de la maturation des raisins, due à la hausse des températures du printemps et de l'été. Or, comme on l'a vu, le printemps et le début de l'été font partie des saisons qui connaissent un réchauffement suffisamment prononcé pour entraîner une telle avancée de la date des vendanges, en fin d'été. Cependant, la sélection des cépages est également susceptible d'avoir influencé l'évolution des dates de vendanges.

3.2. L'évolution du cycle végétatif des arbres fruitiers

Les relevés phénologiques des vergers de Balandran et Etoile-sur-Rhône fournissent plusieurs informations. Tout d'abord, l'étude des dates de floraison ne dégage pas de tendance très nette. Certaines séries, comme le pommier Golden à Balandran, révèlent une tendance à la précocité de 7 à 10 jours en trente ans. Cependant, d'autres fruitiers, comme les abricotiers ou les cerisiers, ont des dates de floraison qui fluctuent sans traduire de claire tendance à la précocité. A l'inverse, l'étude des dates de maturité montre que, quelle que soit l'espèce et la

variété étudiée, on observe une nette avancée au cours des trois dernières décennies. Le pêcher Alexandra à Balandran (figure 6) est symptomatique d'un décalage entre avancée des dates de maturité et stabilité des dates de floraison. Ce décalage entre l'évolution des deux phénomènes peut s'expliquer par les disparités de la hausse des températures entre les différentes périodes de l'année. L'hiver se réchauffant beaucoup moins rapidement que le printemps, il est cohérent que l'époque de floraison reste relativement stationnaire, alors que la maturité intervient à la fin du printemps, dont les températures ont connu une hausse sensible.

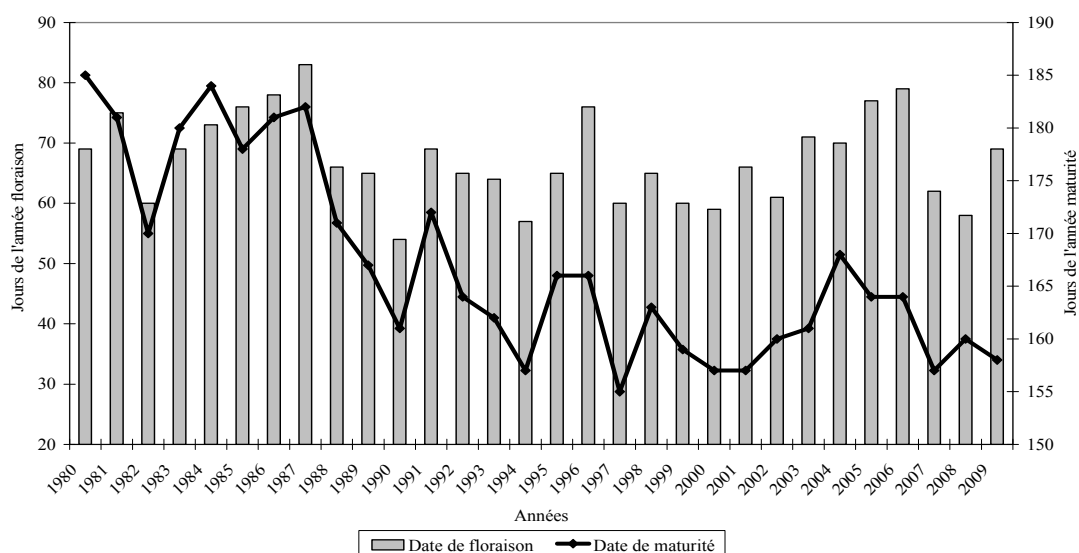


Figure 6 : Dates de floraison et de maturité du pêcher Alexandra à Balandran (Source : C. Hilaire, Ctifl)

Conclusion

Notre étude conclut à une hausse sensible des températures dans le Sud Est de la France (1,4°C en quarante ans). Très prononcée au printemps et au début de l'été, cette augmentation entraîne une avancée des dates de vendanges (environ un mois en cinquante ans) et de maturité des fruits (10 à 15 jours en trente ans).

A l'inverse, certaines variables ne présentent pas de tendance sensible : les températures hivernales demeurent assez stables, contribuant ainsi à la relative constance des dates de floraison des vergers.

Bibliographie :

Douguédroit A, Bridier S, 2007: *Le réchauffement climatique dans le Sud Est de la France (1951-2000)*, Conférence : Réchauffement climatique, quels impacts sur les vignobles ?, mars 2007, Dijon, 8p.

GIEC, 2007 : *Bilan 2007 des changements climatiques. Contribution des groupes de travail I, II et III [Equipe de rédaction principale Pachauri RK et Reisinger A]*, GIEC, 103p.

Le Roy Ladurie E, 1967 : *Histoire du climat depuis l'an mil*, Flammarion, 287 p.

Primack R, Higuchi H, Miller-Rushing A, 2009: The impact of climate change on cherry trees and other species in Japan, *Biological Conservation*, n°149, 1943-1949

Chabin JP, Madelin M, Bonnefoy C, 2007: *Les vignobles beaunois face au réchauffement climatique*, Conférence : Réchauffement climatique, quels impacts sur les vignobles ?, mars 2007, Dijon, 13p.

LA PLUVIOMETRIE DANS LES PLAINES ET BASSINS INTRATELLIENS EN TUNISIE: EVOLUTION RECENTE ET PROJECTION DANS LE FUTUR

HENIA. L * ; HLAOUI .Z**

Université de Tunis, Faculté des Sciences Humaines et Sociales, UR « GREVACHOT », 94, bd. Du 9 avril 1938, 1007, Tunis, Tunisie, E-mail : lhenia@yahoo.fr; **zouhaierhlaoui@yahoo.fr

Résumé : Cette étude traite la pluviométrie dans les plaines et bassins intratelliens où l'effet d'abri topographique se traduit par une diminution de la pluie et une augmentation de la variabilité par rapport aux topoclimats de sommets et de versants mieux exposés aux flux humides. La pluviométrie de ces plaines et bassins intratelliens, régions céréalières par excellence de la Tunisie, risque de subir les effets négatifs des changements climatiques (diminution des quantités et augmentation de la variabilité). Ce qui ne sera pas sans conséquences sur la production agricole en l'occurrence le produit céréalier.

Mots clés : Pluie, variabilité, bassins intratelliens, Tunisie

Abstract: *the rain in the intratelliens plains and basins in Tunisia: recent developments and future projection*
This study examines the rainfall in the intratelliens plains and basins, where the effect of topographic shelter results in a decrease of the rainfall and increase of the variability compared to topoclimates crown and slopes more exposed to wet stream. Rainfall in intratelliens plains and basins, the largest grain-producing regions of Tunisia, are susceptible to the adverse effects of climate change (decrease of the quantities and increase of the variability). This will not be without consequences on agricultural production.

Key words : rain, variability, basins intratelliens, Tunisia

Introduction

Le Tell, englobant le tiers septentrional du pays, séparé de la Tunisie centrale par les monts de la Dorsale (Fig. 1), se caractérise par un relief très varié qui juxtapose chaînons montagneux, collines, vallées, petites plaines et bassins. Sur le plan climatique, il correspond à la région la plus pluvieuse du pays (400 à 1500 mm/an). C'est la région la plus riche sur le plan agricole. C'est le domaine céréalier du pays par excellence. La céréaliculture y est pratiquée essentiellement en sec dans les petites plaines et bassins qui s'insèrent entre les chaînons montagneux et où le sol est épais et de bonne qualité. Mais si l'occupation humaine trouve dans la platitude et la pédologie de ces plaines et bassins un élément favorable par rapport au relief environnant, il n'en est pas toujours de même pour le climat et plus particulièrement pour la pluie. L'effet d'abri topographique est à l'origine d'une baisse et d'une plus grande variabilité de la pluie par rapport au relief environnant. Le secteur agricole de la région, voire même du pays, est très vulnérable à la variabilité de la pluie dans ces bassins et plaines intratelliens. Cette vulnérabilité risque de s'accroître avec les changements climatiques.

L'étude de la variabilité de la pluie, de son évolution observée au cours du dernier siècle et de son évolution future probable dans le cadre des changements climatiques est d'un grand intérêt pour l'élaboration d'une stratégie d'adaptation.

1. Données de base et méthode d'approche

Cette étude s'appuie sur des séries pluviométriques mensuelles, les plus fiables et les plus longues possibles au cours de la dernière séculaire. Les données retenues concernent une dizaine de stations représentatives de différents topoclimats des plaines et bassins intratelliens : Béja, Sejnane, Mateur, Ghar Dimaou, Jendouba, Mjez El Bab, Siliana, Pont du Fahs, El Aroussa et Gâafour (figure 1).

Notre démarche consiste à présenter d'abord l'effet de l'abri topographique sur la pluviométrie de ces stations, à déterminer ensuite la tendance de l'évolution de la pluie au

cours de la dernière période séculaire et des dernières décennies et sa projection future à l'échéance de 2050, en s'appuyant sur les projections du GIEC pour la Méditerranée et sur des adaptations des résultats des modèles globaux à l'échelle de la Tunisie.

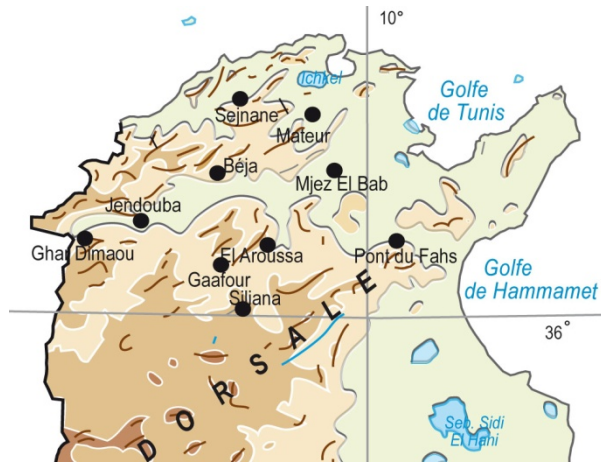


Figure 1 : Localisation

2. Résultats

2.1. Une pluviométrie marquée par l'effet d'abri

Des axes de relief orientés sud-ouest / nord-est, perpendiculairement à la direction des flux pluvieux dominants de direction nord-ouest, sont à l'origine de la situation d'abri de ces plaines et bassins intratelliens. Cet effet d'abri se traduit par :

- Une pluviométrie modeste ; sur une carte des moyennes annuelles de la pluie, les bassins intratelliens apparaissent sous forme de taches bien distinctes. Alors que les sommets et les versants exposés aux flux humides reçoivent en moyenne des quantités de 600 à plus de 1000 mm/an (1560 mm à Aïn Draham), la plupart des bassins intratelliens totalisent moins de 500, voire même, moins de 400 mm en moyenne par an (Figure 2).

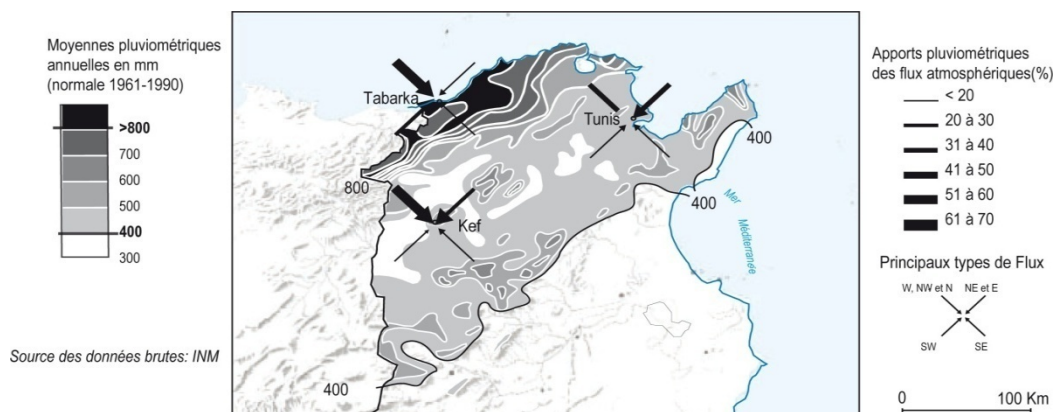


Figure 2 : Totaux pluviométriques annuels moyens du Tell (période 1901-2000) et apport des flux, d'après El Melki T. 2008

- Une grande variabilité des totaux pluviométriques ; les coefficients de variation pour les totaux annuels sont de 30 à 40%, contre des coefficients de 23 à 25 % pour les sites élevés. 40 % des années à Jendouba, 45% à Siliana et 65 % à El Aroussa ne totalisent pas 400 mm de pluie. Dans le cadre de cette variabilité, des sécheresses pluriannuelles avec des déficits pluviométriques intenses peuvent affecter ces plaines et bassins, comme on peut le constater sur les figures 3 et 4. Au cours du siècle dernier, dans la station de Béja, une station

représentative d'un grand domaine céréalier du nord de la vallée de Majerda, le total annuel de la pluie a varié entre 246 mm et 1060 mm ; 22% des années ont enregistré un déficit pluviométrique égal ou supérieur à 20 % de la moyenne ; pour 5 % d'entre elles le déficit était égal ou supérieur à 40 %. L'épisode déficitaire le plus long s'est étendu sur 6 années successives (entre 1943-1948). Un épisode plus récent, (de trois années) a été enregistré entre 1987 et 1990 ; aucune de ces dernières années n'a totalisé 60 % de la moyenne. A Jendouba, une station de la moyenne vallée de Majerda, les totaux annuels ont varié entre 246 mm et 805 mm ; 22% des années ont connu un déficit égal ou supérieur à 20 % de la moyenne et 4% d'entre elles ont enregistré moins de 60 % de la moyenne. A Siliana (une station du haut-Tell) la pluie annuelle a varié entre 185 mm et 782 mm ; 27 % des années n'ont pas totalisé 80 % de la moyenne et pour 9 % d'entre elles, la pluie a été inférieure à 60 % de la moyenne. Dans cette station, les années déficitaires apparaissent souvent regroupées en épisodes de 2 à 5 années successives. Siliana a enregistré entre 1976 et 1990 une série de 14 années à pluviométrie faible à médiocre (Fig. 4).

A l'échelle des saisons, la variabilité de la pluie est encore plus grande et elle est plus marquée pour les saisons intermédiaires que pour l'hiver. La pluie du printemps, indispensable pour la réussite de la campagne céréalière dans la région, est particulièrement affectée par la variabilité. Les coefficients de variation des totaux pluviométriques printaniers vont de 0,45 (à Béja) à 0,65 (à Gâafour). Ils dépassent 0,95, pour le mois de mars dans certains bassins et plaines intratelliens (El Aroussa, Pont-du-Fahs). Cette grande variabilité conditionne de près la production céréalière dans ces bassins.

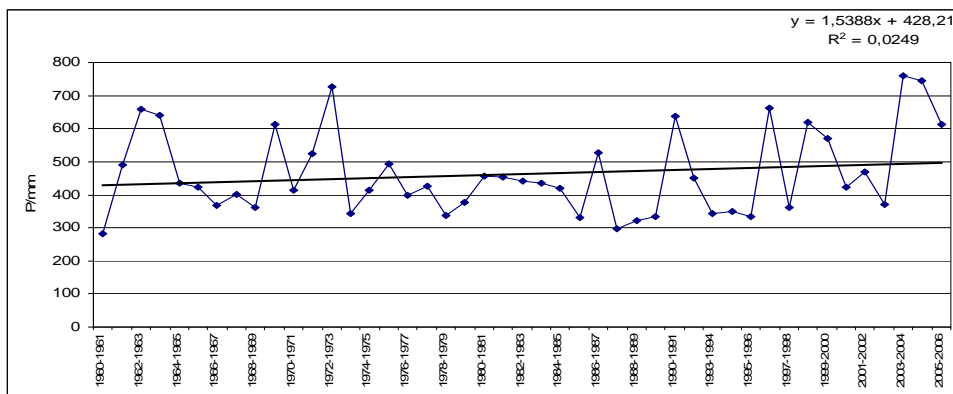


Figure 3 : Variation des totaux annuels des pluies à Jendouba

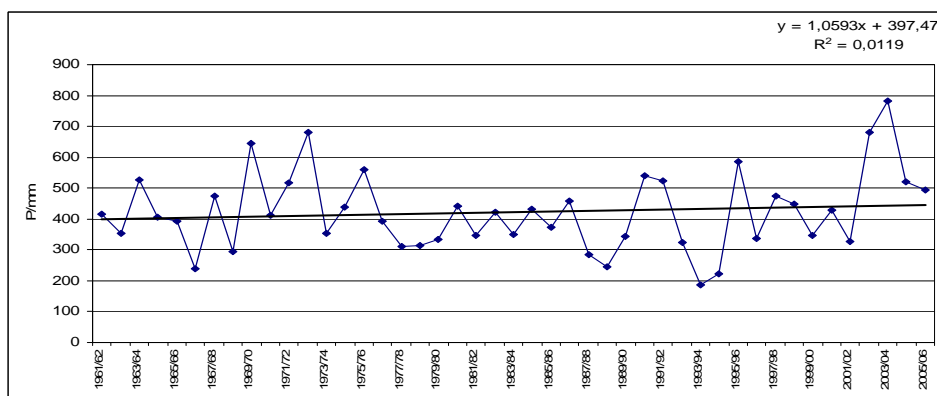


Figure 4 : Variation des totaux annuels des pluies à Siliana

Le rapport entre le rendement des céréales lors d'une année pluvieuse et celui d'une année sèche peut atteindre 5. C'est ainsi que, d'après les rapports du Ministère de l'Agriculture et des Ressources Hydrauliques, le rendement des céréales des superficies emblavées dans le

Tell était de 5,2 quintaux/hectare lors de l'année agricole 2002-2003 (année sèche) et de 24,5 quintaux / hectare lors de 2003-2004 (année pluvieuse).

2.2. Une évolution récente sans tendance significative ni à la hausse, ni à la baisse

Plusieurs études ont cherché à caractériser la tendance dans l'évolution récente de la pluie en Tunisie (voir entre autres, Sakiss N. et alt. 1994). Il s'en dégage que la pluie en Tunisie est affectée par une grande variabilité, que la tendance est variable selon les stations, mais aucune tendance, ni à la hausse, ni à la baisse, n'est significative sur le plan statistique. Pour les plaines et bassins intratelliens, nous avons essayé de chercher le terme tendanciel de l'évolution des précipitations à l'échelle de l'année, des saisons et des mois et ce en multipliant les stations représentatives de différents topoclimats et en retenant d'abord une période longue (1901-2000) puis uniquement les dernières décennies, dans le but de dégager la tendance la plus récente. Ceci nous a permis de constater qu'aussi bien les séries de données portant sur l'ensemble du XX^e siècle que celles portant sur les dernières décennies (Figures 3 et 4) n'indiquent, à l'échelle annuelle, une tendance statistiquement significative dans l'évolution récente de la pluie. A l'échelle saisonnière, certains auteurs (voir entre autres, Sakiss et alt. 1994 et Hlaoui Z. 2010) ont parlé d'une tendance à la baisse des pluies de l'hiver en Tunisie et d'une tendance à la hausse des pluies du printemps et de du début de l'automne. Nous avons voulu vérifié ce constat pour les bassins intratelliens. Les figures 5 et 6 portant sur l'évolution récente des valeurs maximales de la pluie des mois de septembre et de janvier montrent qu'on ne peut parler à ce niveau aussi d'une tendance dans l'évolution de ces valeurs, ni à la hausse, ni à la baisse, qui soit statistiquement significative.

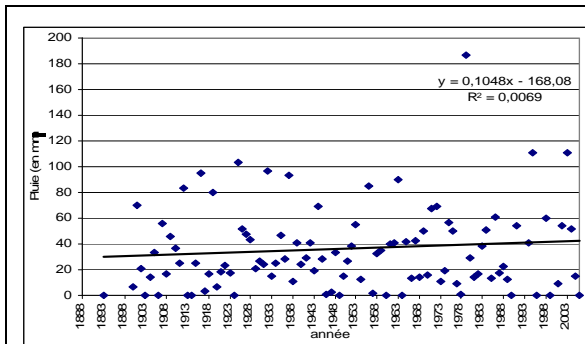


Figure 5 : Evolution du maximum pluviométrique de septembre à Béja (Hlaoui Z. 2010)

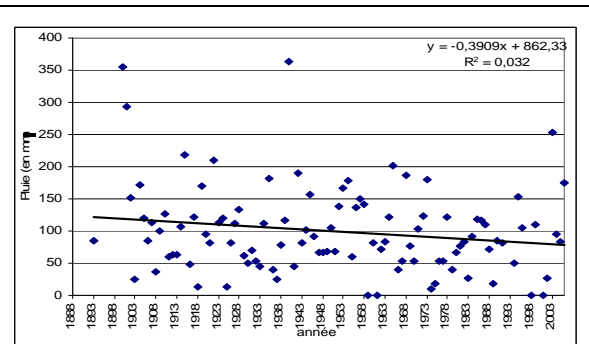


Figure 6 : Evolution du maximum pluviométrique de Janvier à Beja (Hlaoui Z. 2010)

2.3. Une pluviométrie qui évolue à la baisse avec les changements climatiques

Il est important de rappeler ici que les projections climatiques présentent déjà à l'échelle globale des limites. Les incertitudes sont encore plus marquées au niveau des résultats des projections à l'échelle régionale et à plus forte raison à l'échelle d'une petite région comme la Tunisie tellienne ou d'un topoclimat comme celui des bassins intratelliens.

Au niveau des projections climatiques la marge sud de la Méditerranée est incluse dans une zone définie par l'IPCC (AR4-WG1 2007): la zone Sud de l'Europe et la Méditerranée (SEM). Les projections de l'IPCC (AR4-WG1 2007) pour la Méditerranée laissent apparaître que les précipitations seront en baisse aussi bien à l'échelle de l'année que celle des saisons et ce pour une majorité de modèles. Mais ces derniers montrent une forte dispersion sur l'amplitude de la baisse des précipitations surtout au niveau des saisons. Les résultats sont parfois même de signes opposés. Une projection des changements climatiques fondée sur le modèle HadCM3 du Hadley Centre en Grande Bretagne, a été réalisée récemment, pour le cas de la Tunisie et ce dans le cadre de l'étude «*Stratégie nationale d'adaptation de l'agriculture*

tunisienne et des écosystèmes aux changements climatiques» (MARH et GTZ 2007). Le choix de ce modèle a été fondé sur une étude comparative des résultats de quatre modèles : le modèle canadien (CGCM2), le modèle australien (CSIROMk2), le modèle américain (DOEPCM) et le modèle britannique (HadCM3). C'est ce dernier qui a donné les résultats les plus plausibles. Ces résultats ont été validés sur un échantillon de données réelles s'étendant sur cinq ans. Les résultats de cette projection vont dans le sens d'une augmentation de la température et d'une diminution des précipitations. Le tableau 1 donne l'évolution de la température et de la pluie dans la Tunisie tellienne à l'horizon de 2050 à l'échelle de l'année. La période de référence est celle de la troisième période normale (1961- 1990).

L'augmentation de la température dans le cadre des changements climatiques se traduirait par une augmentation du pouvoir évaporant du climat et par la suite des besoins en eau des cultures. Le besoin en eaux du blé dans la Tunisie tellienne et dans les conditions actuelles de l'évapotranspiration potentielle est estimé à 500 mm. Le besoin optimal déterminé expérimentalement pour une culture de blé (variété Karim) est de 360 mm (Mougou R. et Hénia L. 1996). Le printemps, période la plus critique dans le cycle végétatif des cultures céréalières en Tunisie, verra sa température augmenter de 1,2 à 2,2°C à l'horizon de 2050 (MARH et GTZ 2007)

Tableau 1: Evolution prévue de la température et des précipitations à l'échelle de l'année dans la Tunisie tellienne (MARH et GTZ 2007)

	Evolution	Horizon 2050
Température	A la hausse	+ 1,6 à +1,8°C
Précipitation	A la baisse	-10 % à - 15 %

Les totaux annuels de la pluie quant à eux connaîtraient, avec les changements climatiques, une baisse qui serait dans les plaines et bassins intratelliens de 60 à 90 mm/an en 2050. Les changements climatiques se traduiraient donc par une augmentation des besoins en eau des cultures et une baisse de la pluviométrie ce qui aura comme conséquence l'intensification du déficit hydrique agroclimatique dans les plaines et bassins céréaliers du Tell. L'intensification de la variabilité de la pluie viendra compliquer la situation surtout que d'après les projections (MARH et GTZ 2007, cahier n°3), elle affectera plus particulièrement la pluviométrie du printemps. La baisse de la pluie affectera plus les saisons intermédiaires que l'hiver. Le printemps verra ses quantités de pluie diminuer de 6 à 12 % à l'horizon de 2050.

Conclusion

La pluviométrie des plaines et bassins intratelliens est marquée par l'effet d'abri topographique qui se traduit par une indigence et une plus grande variabilité des quantités de pluie par rapport aux topoclimats des sommets et des versants exposés aux flux pluvieux. D'après des projections climatiques fondées sur l'adaptation des modèles globaux à l'échelle de la Tunisie, cette indigence et cette variabilité de la pluie risquent de s'accroître avec les changements climatiques. Ce qui affectera la production céréalière de ces régions considérées comme «le grenier à blé» de la Tunisie. L'élaboration d'une stratégie d'adaptation de la céréaliculture aux changements climatiques apparaît donc aujourd'hui comme une nécessité urgente. Les études sur le secteur céréalier du pays montrent l'intérêt de l'irrigation d'appoint pour les céréales en vue de pallier au problème de la variabilité de la pluie pendant les périodes critiques du cycle végétatif. Mais est-ce la bonne solution, dans une région où les pluies devraient diminuer dans le cadre des changements climatiques ? Il est intéressant de noter ici que même lors des années très bonnes sur le plan pluviométrique, les rendements des

cultures céréalières en Tunisie restent bien inférieurs aux rendements de ces cultures sur la marge nord de la Méditerranée. Ceci prouve qu'à côté de l'apport d'eau, il reste beaucoup à faire en matière d'amélioration des techniques agricoles pour augmenter le rendement et régulariser la production. L'amélioration des techniques agricoles devrait constituer une priorité dans la stratégie d'adaptation de la céréaliculture tunisienne aux changements climatiques. Elle est d'autant plus indiquée que les ressources en eau du pays sont très modestes et très dépendantes du climat donc très irrégulières et que les besoins en eau devraient augmenter alors que les pluies devraient diminuer avec les changements climatiques.

Bibliographie

El Melki T. 2008 : Pluie annuelle et apports des flux atmosphériques, *Atlas de l'eau en Tunisie*, (sous la direction de Latifa HENIA), Université de Tunis, FSHS, U.R « GREVACHOT », p. 16.

AR4-WG1 2007 : *Bilan 2007 des changements climatiques. Contribution des Groupes de travail I, II et III au quatrième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat* : Équipe de rédaction principale, Pachauri, R.K. et Reisinger, A. (publié sous la direction de). GIEC, Genève, Suisse, 103 p.

Hénia L. 1980 : *Les précipitations pluvieuses dans la Tunisie tellienne*, Publication de l'Université de Tunis, 262p.

Hénia L. 2002 : Les grandes sécheresses en Tunisie, *Eau et Environnement, Tunisie et milieux méditerranéens*, ENS Editions, p. 25-36 ;

Hlaoui Z. 2010 : Evolution du régime pluviométrique au cours du 20^{ème} siècle en Tunisie dans un contexte du changement climatique, *Actes du 23^{ème} colloque de l'Association Internationale de Climatologie (AIC)*, Rennes, France, p273-278.

Larbi L. 1973 : *La pluviométrie dans les bassins intratelliens*, Mémoire de CAR, Université de Tunis, FLSH, 100 p.

MARH et GTZ, 2007 : *Stratégie nationale d'adaptation de l'agriculture tunisienne et des écosystèmes aux changements climatiques*, Cahier 1 à 6. 2007

Mougou R. et Hénia L. 1996 : La sécheresse agroclimatique en Tunisie : cas de la culture du blé, *Variabilité du climat et stratégies d'adaptation humaines en Tunisie*, publication de l'université de Tunis I, FSHST, série colloque 7è, vol. VI, p. 231- 248.

Sakiss N., Ennabli N., Slimani M.S. et Baccor H. 1994 : *La pluviométrie en Tunisie a-t-elle- changé depuis 2000 ans ? Recherche de tendances et de cycles pluviométriques*. INM, INAT, ANPE, Tunis, 283 p.

DIFFERENCIATIONS IMPOSEES PAR LA DIRECTION DE LA CIRCULATION ATMOSPHERIQUE DANS LE REGIME DES PRECIPITATIONS DANS LES MONTAGNES APUSENI ET LES REGIONS ENVIRONNANTES

HOLOBĂCĂ I. H., MOLDOVAN F., CROITORU A.E.

Université «Babeş-Bolyai», Faculté de Géographie, 5-7, rue Clinicilor, 400006 Cluj-Napoca, Roumanie
holobaca@geografie.ubbcluj.ro, moldovan@geografie.ubbcluj.ro, croitoru@geografie.ubbcluj.ro

Résumé : L'objectif principal de cette étude est d'identifier les influences du vent géostrophique sur le régime et la répartition géographique des précipitations atmosphériques dans la région des Monts Apuseni. On a analysé les précipitations journalières pour 10 stations météorologiques et le vent à 500 hPa, mesurées à la station aérologique de Cluj - Napoca, dans la période 1970 - 1979. Les plus grandes quantités des précipitations (50 - 59 %) correspondent aux directions les plus fréquentes du vent à 500 hPa (SO + O = 45 %). Par contre, pour les directions les moins fréquentes (NE + N = 15%) les quantités de précipitations sont de seulement 2 - 4 % du total. La direction du vent à 500 hPa peut être un critère objectif pour la discrimination entre un type de circulation atmosphérique sec et un type humide.

Mots-clés : précipitations, circulation atmosphérique, Monts Apuseni, différenciations

Abstract : Differences in precipitation regimes imposed by atmospheric circulation in Apuseni Mountains area. The main goal of this paper is to detect the influences imposed by geostrophic wind in precipitation regimes and spatial repartition in the Apuseni Mountains area. The daily datasets of precipitation from 10 weather stations and 500 hPa wind from up air station of Cluj-Napoca has been used in this study (1970-1979). The biggest quantities of precipitation (50 - 59%) have been observed for most frequent wind directions (SW + W = 45%). In opposite way, for less frequent wind direction (NE + N = 15%) the precipitation quantities are only 2 - 4% from total amount. The 500 hPa wind direction may be an objective criterion in the discrimination process between dry and wet circulation type.

Keywords : precipitation, atmospheric circulation, Apuseni Mountains, differences

Introduction

L'objectif principal de cette étude est d'identifier les influences du vent géostrophique sur le régime et la répartition géographique des précipitations atmosphériques dans la région des Monts Apuseni. Cette démarche s'inscrit dans notre tentative de créer un schéma objectif de classification des types du temps à partir d'une classification manuelle, plutôt qualitative (Moldovan, 1986). La direction et la vitesse du vent d'altitude seront parmi des autres paramètres (type de masse d'air, présence des fronts atmosphériques etc.) des données d'entrées (input) dans un schéma de classification automatique des types de temps.

Les classifications automatiques des types de circulation atmosphérique, basées sur les données quantitatives, sont objectives (Kutiel *et al.*, 1996) et le traitement numérique des données facilite l'utilisation d'un grand volume de données nécessaires à une telle étude. Le développement des schémas objectifs de classification des types du temps à partir d'une classification manuelle a été utilisé avec succès en Grand Bretagne (Jones *et al.*, 1993), Portugal (Trigo et Da Camara 2000), Roumanie (Holobaca, 2003) en utilisant la classification de Lamb, et en Grèce par Maheras (2000) qui utilise sa propre classification manuelle.

Dans notre travail nous confrontons les fréquences du vent à 500 hPa avec les taux de précipitations pour 8 directions du vent pour identifier le rôle du vent géostrophique dans la genèse des précipitations dans la région étudiée.

1. Données et méthodes

Les Montagnes Apuseni constituent une chaîne qui fait partie des Carpates Occidentales. Le sommet le plus haut est Cucurbăta Mare (1 849 mètres) et l'altitude moyenne des monts Apuseni tourne autour de 1 000 mètres. Les chaînes ont une disposition radiale, partant du

centre vers la périphérie. Elles pénètrent la Plaine de l'Ouest formant des grandes dépressions et ferme à l'Ouest la dépression de la Transylvanie (figure 1).

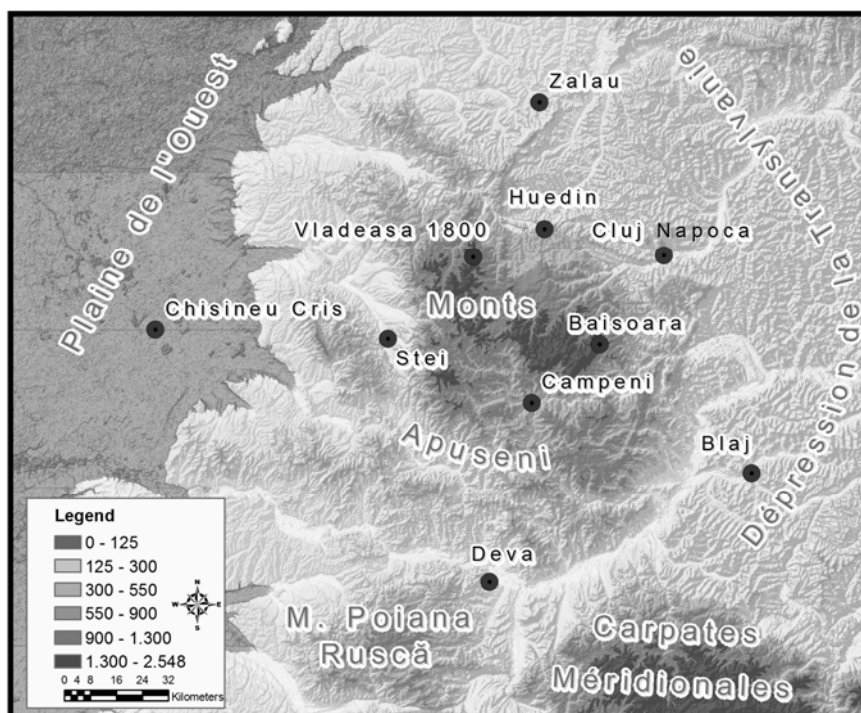


Figure 1 : Position géographique des stations météorologiques retenues pour l'analyse des précipitations

On a analysé les précipitations journalières pour 10 stations météorologiques, dans la période 1970-1979. Les données pluviométriques ont été comparées avec la direction et la vitesse du vent à 500 hPa, mesurées à la station aérologique de Cluj-Napoca .

On a choisi des stations représentatives qui couvrent les topoclimats de montagne: interfluves (Vlădeasa 1837 m), versants (Băișoara 1356 m), dépressions (Câmpeni 592 m, Zalău 296 m, Ștei 279 m, Huedin 561 m) et couloirs et vallées (Cluj 410 m, Blaj 338 m, Deva 240 m, Chișineu Criș 91 m) (fig. 1).

2. Résultats et discussions

Pour chaque topo climat nous avons calculé la quantité moyenne de précipitations. Aussi, pour chaque station météorologique nous avons calculé des roses pluviométriques saisonnières et pluriannuelles. Seulement les jours avec précipitations ont été retenus pour le calcul des fréquences du vent à 500 hPa. Ensuite, les fréquences ont été comparées avec les taux de précipitations pour chaque direction du vent.

2.1 Répartition spatiale des précipitations

L'influence de la chaîne montagneuse sur la répartition spatiale des précipitations est conditionnée par l'altitude, exposition face à la circulation dominante et la convergence des masses d'air sur les vallées transversales.

Ainsi, sur les crêtes et les versants situés à plus de 1000 m d'altitude, la quantité moyenne de précipitations est de 1433.5 mm (Moldovan, 1986). Dans les dépressions intra montagnardes et les interfluves et versants à moins de 1000 m d'altitude, les précipitations moyennes sont de environ 759.6 mm (tableau 1).

Tableau 1 : Les quantités moyennes des précipitations dans la région étudiée (après Moldovan, 1986)

Topoclimat	Quantité moyenne de précipitations
Crêtes et versants situés à plus de 1000 m	1433.5 mm
Dépressions intra montagneuses et les interfluves et versants à moins de 1000 m	759.6 mm
Dépressions ouverts situées à l'Ouest de la chaîne montagneuse	725.3 mm
Couloires et vallées situés dans l'ombre pluviométrique à l'Est de la chaîne montagneuse	563.3 mm
La vallée transversale de Mureş située au Sud	610.0 mm
La vallée transversale de Someş et la dépression de Huedin situées au Nord et Nord-Est	670.0 mm

Dans les dépressions ouvertes vers la circulations dominante situées à l'Ouest de la chaîne montagneuse la quantité moyenne de précipitations est de 725.3 mm. Par contre, dans les couloirs et les vallées situés à l'abri des Monts Apuseni, la moyenne est de seulement 563.3 mm. Aussi, dans les vallées transversales et les dépressions du Nord, Nord-Est et Sud, les précipitations moyennes sont comprises entre 610 et 670 mm.

2.2 Les taux de précipitations par directions du vent

L'analyse de la fréquence des directions du vent à 500 hPa à Cluj-Napoca montre la prédominance du vent provenant du secteur Ouest. La fréquence maximale correspond à la direction SO (22,4 %) suivi par O (22,3 %) et NO (20,4 %). Par contre, pour le secteur Est la fréquence ne dépasse pas 7,5 % et pour les direction Nord et Sud les valeurs sont comprises entre 8 et 10 % (figure 2).

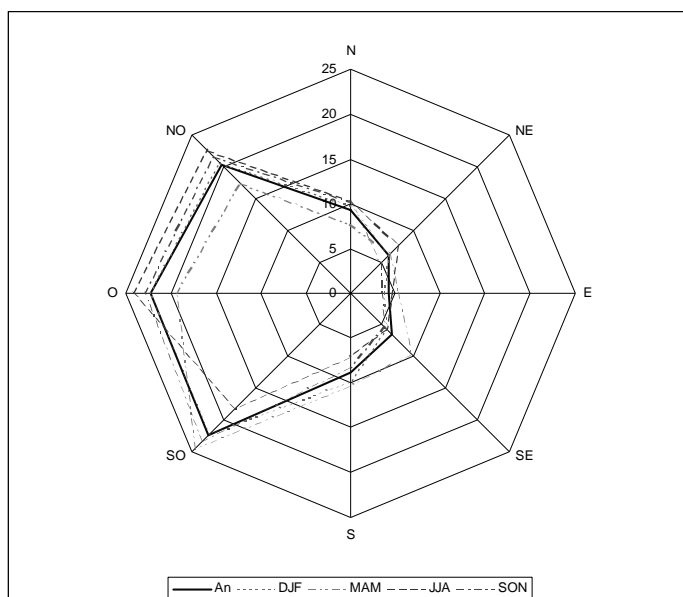


Figure 2 : Fréquence des directions du vent à 500 hPa (%) (An - pluriannuelle, hiver - DJF, printemps - MAM, été - JJA, automne - SON)

Les fréquences saisonnières des directions du vent sont très proches des valeurs annuelles pour l'hiver et automne, mais on observe une augmentation de la fréquence pour la direction SO (24,5 %) pendant le printemps. Pendant l'été le vent dominant s'oriente vers la direction Ouest (24,5 %) avec une diminution sensible de la fréquence du vent pour la direction Sud-Ouest (18,2 %).

La direction dominante de vent dans les jours avec précipitations est Sud-Ouest et dépasse sans exceptions 25 %, et pour certaines stations 30 % (figure 3). On remarque que pour cette direction la fréquence est plus élevée par rapport à la valeur moyenne pluriannuelle. La même situation est observée pour la direction Ouest, où les valeurs dépassent 22 %. Par contre, la fréquence pour la direction Nord-Ouest a des valeurs plus petites que la moyenne (13 - 17 %).

Pour les secteurs Est et Nord on remarque aussi une diminution de la fréquence par rapport à la moyenne. Dans ce cas, le vent est moins fréquent pour les directions Nord-Est ou Est et ne dépasse pas 5 %.

Les taux de précipitations sont les plus élevés par flux de Sud-Ouest (28 - 35 %). Par flux d'ouest, les taux de précipitations sont compris entre 18,3 % et 25,2 %. La fréquence de jours avec précipitations est plus élevée par flux de sud que par flux de nord-ouest. La seule exception est observée à la station météorologique de Vlădeasa (1837 m). Les plus faibles taux de précipitations sont observés par flux de nord, nord-est et est avec des valeurs comprises entre 2,8 et 5,6 %.

D'une manière générale, on peut remarquer des taux de précipitations plus importants que les valeurs de la fréquence du vent pour le secteur Sud (les directions Sud-Est, Sud et Sud-Ouest) avec un maximum par flux de sud-ouest et des taux de précipitations plus faibles pour toutes les autres directions avec un minimum par flux de nord-ouest. Les stations météorologiques situées à des altitudes de plus de 1000 m ont de taux de précipitations plus élevés que les fréquences du vent aussi pour des autres directions (Vlădeasa par flux d'ouest et d'est et Băișoara par flux de nord et nord-est).

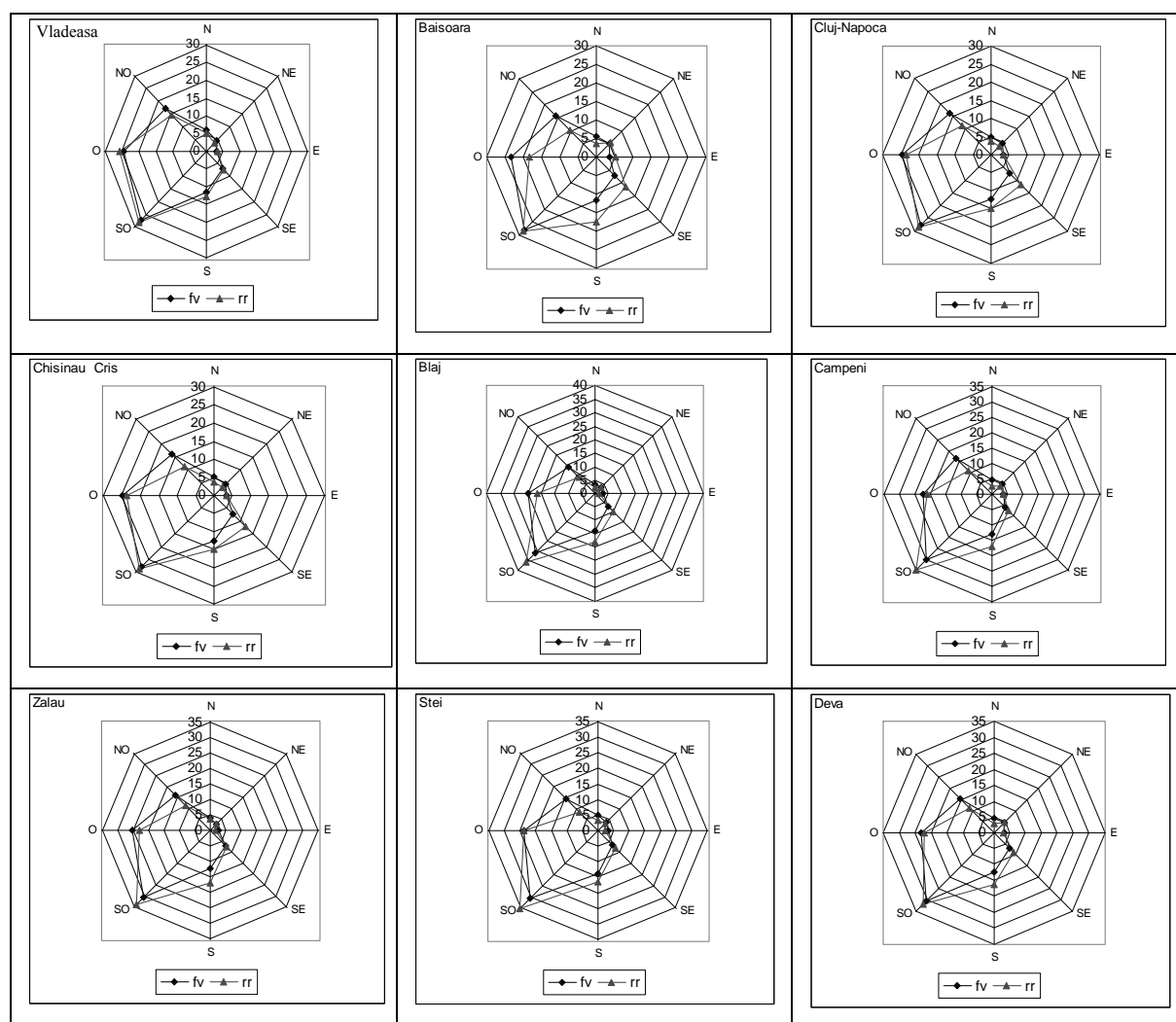


Figure 3 : Fréquences des directions du vent à 500 hPa (fv %) et les taux de précipitations (rr %)

L'analyse des différences entre les fréquences des directions du vent et les taux de précipitations pour les directions du vent (fig. 4) montre que pour toutes les stations météorologiques analysées les valeurs positives sont observées pour le secteur Sud. A l'exception de Vlădeasa, où les différences sont petites (1,0 - 1,2 %) pour toutes les autres stations météorologiques les différences sont comprises entre 4,0 et 6,1 %. La différence maximale est enregistrée pour Vlădeasa et Băisoara par flux de sud, Cluj-Napoca, Chişineu Criş et Zalău par flux de sud-est, et de sud-ouest pour les autres stations météorologiques, sans observer des groupements sur des critères régionaux. Les différences négatives sont enregistrées pour toutes les autres directions avec les exceptions mentionnées ci-dessus. Elles sont généralement faibles, mais on remarque la direction Nord-Ouest pour laquelle les différences sont comprises entre - 3,2 et -6,1 %.

Les différences calculées pour les données saisonnières ont une variation généralement semblable à la situation annuelle. Une différence significative a été observée pendant l'hiver quand les différences demeurent positives pour le secteur Est. En automne, les différences ne restent positives que par flux de sud et de sud-ouest.

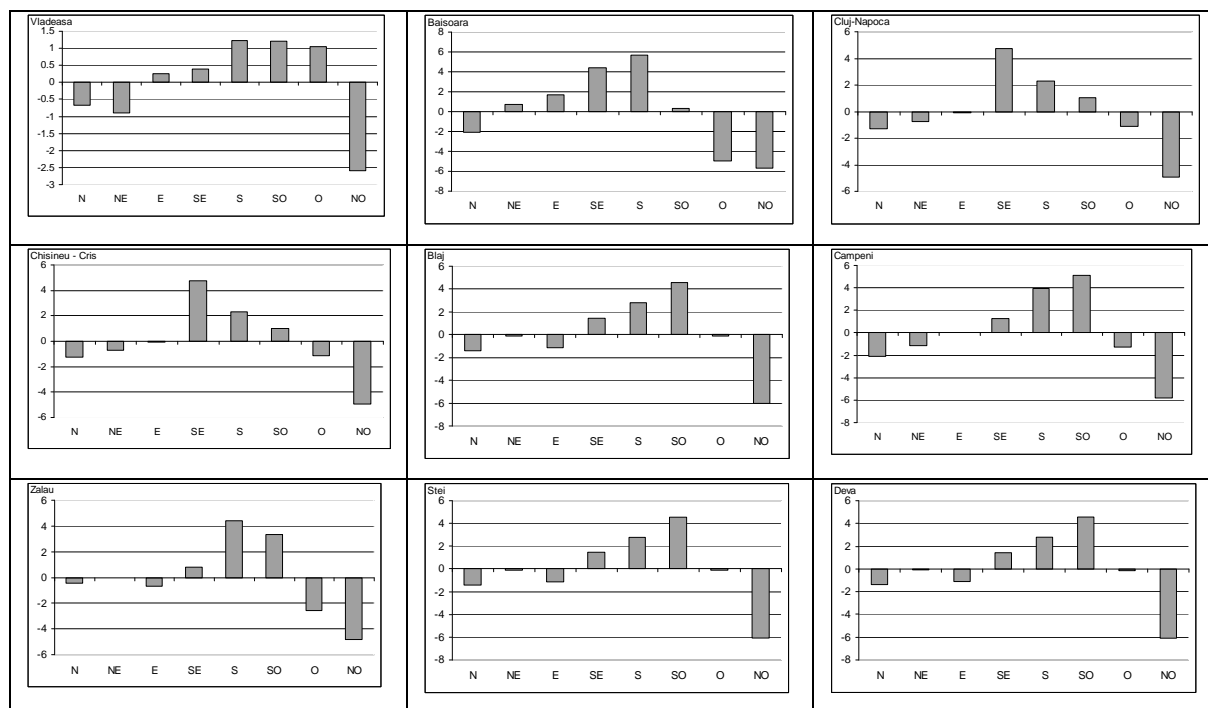


Figure 4 : Différence entre la fréquence des directions du vent et le taux de précipitations (%)

Conclusion

L'influence de Monts Apuseni sur la répartition spatiale de précipitations est conditionnée par l'altitude, exposition face à la circulation dominante et la convergence des masses d'air sur les vallées transversales. On remarque la croissance des quantités moyennes de précipitations avec l'altitude et l'effet d'abri à l'est de la chaîne montagneuse. Les précipitations sont associées le plus fréquemment aux flux d'ouest et le moins fréquemment aux flux d'est. L'analyse des différences entre les fréquences du vent et les taux de précipitations nous a permis de discriminer entre un secteur Sud d'où viennent le plus fréquemment des masses d'air humide et un secteur Nord d'où viennent le plus fréquemment des masses d'air sec, par rapport à la fréquence du vent.

Bibliographie

- Jones P.D., Hulme M., Briffa K.R., 1993: A comparison of Lamb circulation types with an objective classification scheme. *International Journal of Climatology*, **13**, 655 – 663
- Kutiél H., Maheras P., Guika S., 1996: Circulation and extreme rainfall conditions in the Eastern Mediterranean during the last century. *International Journal of Climatology*, **16**, 79 - 92
- Maheras P., Patrikas I., Karacostas Th., Anagnostopoulou Chr., 2000: Automatic classification of circulation types in Greece: methodology, description, frequency, variability and trend analysis. *Theoretical and Applied Climatology*, 205 - 223
- Moldovan F., 1986: *Rolul Munților Apuseni în diferențierea climatică regională a părții de NV a României : studiu de climatologie dinamică*. Facultatea de Geografie și Geologie, București, [s.n.]
- Trigo M.R., Dacamara C.C., 2000: Circulation weather types and their influence on the precipitation regime in Portugal, *International Journal of Climatology*, **20**, 1559 – 1581

ANALYSE DES EVENEMENTS HYDROCATASTROPHIQUES AU BENIN EN 2009-2010

HOUNDENOU C., AMOUSSOU E., & BOKO M.

Laboratoire Pierre PAGNEY, Climat, Eau, Ecosystèmes et Développement (LACEEDE)

03 BP1122 Cotonou (Bénin), Tél (00229) 90 03 65 98 / 95 06 47 46 / 97 08 11 06

constant500@yahoo.fr, constant.houndenou@undp.org, ajernest@yahoo.fr & bokomichel@gmail.com

Résumé : Le Bénin, pays du golfe de Guinée, a connu au cours de la dernière décennie de fortes d'inondations au même titre que d'autres pays côtiers ouest africains. Les hydrocatastrophes des années 2009 et 2010 ont été graves pour les populations du Bénin (du nord au sud) en causant d'importantes pertes en vies humaines. Les travaux de terrain, les quelques données pluviométriques, hygrométriques ont permis d'apprécier l'importance des inondations au cours de ces deux années. Les photos prises dans différentes régions du Bénin illustrent mieux l'ampleur de catastrophes causées par les événements hydroclimatiques extrêmes. Les résultats ont montré que les pluies de mousson sont réparties sur de courtes durées, les crues de cette année ont été exceptionnelles avec des conséquences perceptibles (envahissement des routes, champs et concessions d'eau) obligeant l'évacuation des populations.

Mots clés : Bénin, événements hydro catastrophiques, crues

Abstract : The Benin, one country of the gulf of Guinea, knew during the last decade strong floods as well as other African western coastal countries. However, the hydrocatastrophes of years 2009 and 2010 were more worsening for the populations of Benin (from north to south), causing significant losses in human lives. The work done on areas flooded and the analyse of the few rainfall and hygrometrical records made it possible to appreciate the importance of the floods during these two years. The photographs taken in different regions of Benin illustrate better the width of catastrophes caused by the extreme hydroclimatic events. The results showed that the rains of monsoon are distributed over short durations, the risings of this year were exceptional with perceptible consequences (invasion of the roads, water fields and concessions) obliging the evacuation of the populations.

Key words : Benin, events hydrocatastrophes, raw, flood

Introduction

Depuis plusieurs décennies, de nombreuses études portant sur la variabilité climatique en Afrique tropicale (Mahé, 1993 ; Houndénou, 1999 ; Liénou *et al*, 2008) ont été réalisées montrant la sécheresse qui affecte les cultures et les ressources en eau de surface de cette partie du monde. Mais depuis la fin des années 1990, une tendance à la reprise pluviométrique a été observée (Amoussou, 2010). De surcroît, des inondations récurrentes ont été enregistrées ces dernières années en Afrique de l'Ouest en général, au Bénin en particulier, avec pour conséquence une perturbation de la vie socio-économique des peuples.

La légère reprise des lames d'eau précipitées ajoutée à la dégradation du couvert végétal, des bassins-versants du Bénin et l'installation humaine ou des champs dans les lits des cours d'eau augmentent les risques associés aux crues. Cette situation changeante de l'état de l'environnement interpelle de nos jours l'implication de plusieurs acteurs pour sa gestion. A cet effet, il s'agit d'étudier à partir des données de pluie et de débit la variabilité pluviométrique et hydrologique des années 2009 et 2010.

Le Bénin, situé dans le golfe de Guinée et plus précisément entre 6° 30' et 12° 30' de latitude nord et entre 1° et 3°40' de longitude est (figure 1) couvre une superficie de 114 763 km² dont plus du tiers a été confronté aux problèmes d'inondation ces deux dernières années (2009-2010). Il est drainé par plusieurs cours d'eau (Sota, Mékrou, Alibori, Ouémé, Pendjari, Mono, Couffo) à fonctionnements hydrologiques différents et dont les écoulements se font du nord au sud.

La dynamique atmosphérique et la circulation océanique définissent les différents types de climat du Bénin. Ainsi deux grands domaines climatiques sont enregistrés :

- le subéquatorial caractérisé par deux saisons sèches et deux saisons pluvieuses alternées ;
- et le tropical humide avec une saison pluvieuse et une saison sèche, responsable pour la plupart des écoulements dans les différents bassins-versants.

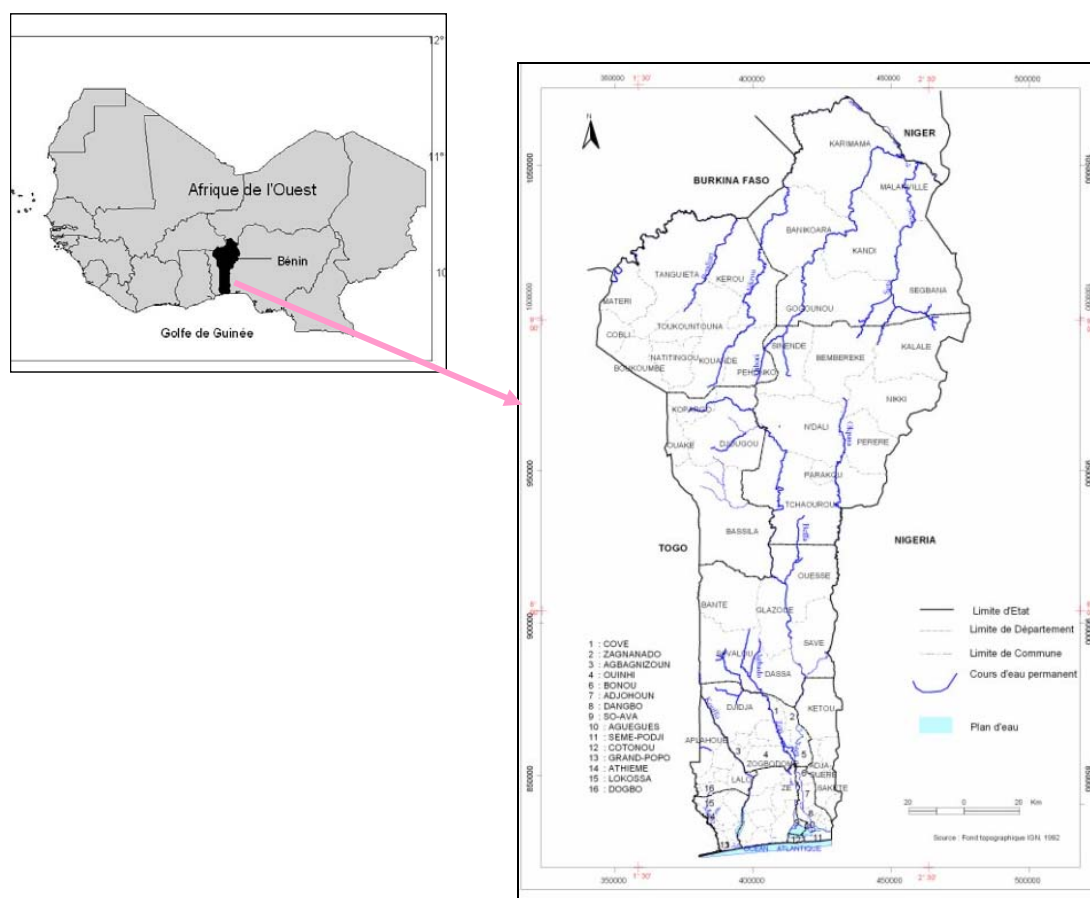


Figure 1 : Localisation du secteur d'étude

Le territoire béninois est installé sur deux formations géologiques dont sur le socle cristallin, le ruissellement prend le part sur l'infiltration surtout en absence du couvert végétal, quel que soit la pente. Mais sur le bassin sédimentaire, avec la présence des sols ferrallitiques, hydro morphes et vertisols, l'infiltration est plus importante que sur le socle cristallin.

1. Données et méthodes

Cette étude s'appuie sur les données pluviométriques des années 2009 et 2010 pour analyser la variation mensuelle ou saisonnière des pluies au Bénin au cours des deux années et sur les écoulements de surface. Mais faute de données de débits de ces deux années, les années 1999 et 2007 ont aussi été utilisées pour confronter l'évolution des écoulements à celle des lames d'eau précipitées afin d'en déduire celle des écoulements des années 2009 et 2010 surtout que ces deux années (1999 et 2007) étaient aussi des années de fortes crues et donc d'inondation au Bénin. Dans cette étude, en plus des données spatiales des zones sinistrées au Bénin en 2010, les données pluviométriques des stations synoptiques sont utilisées pour apprécier l'évolution des pluies. La relation pluie/débit des années 2006 et 2007 permet d'apprécier la réponse des bassins-versants aux lames d'eau précipitées.

Elle est aussi fondée sur des travaux de terrain afin d'apprécier les dégâts engendrés par les

inondations ces deux dernières années et d'identifier les communes sinistrées.

2. Résultats et discussion

Il s'agit d'analyser l'évolution spatio-temporelle des précipitations d'une part et son influence sur le cycle hydrologique d'autre part. Cette étude permet de mettre en parallèle également les résultats de l'analyse de la variabilité pluviométrique avec les risques hydrocatastrophes enregistrés.

2.1. Evolution des lames d'eau précipitées en 2009 et 2010

La figure 2 traduit l'évolution des pluies dans les six stations synoptiques du Bénin en 2009 et 2010. L'année 2009 a été plus arrosée que l'année 2010. Cependant, les stations de Bohicon et de Savè, qui se situent dans le plus grand bassin-versant du Bénin (bassin du fleuve Ouémé), ont enregistré de fortes pluviométries en 2010 (1500 mm). Les fortes lames d'eau précipitées dans un environnement de plus en plus dégradé occasionnent un fort écoulement au détriment de l'infiltration. Avec des lits des cours d'eau de plus en plus envasés ou comblés, les eaux débordent les lits et occupent les terres fermes créant ainsi des zones sinistrées (figure 3).

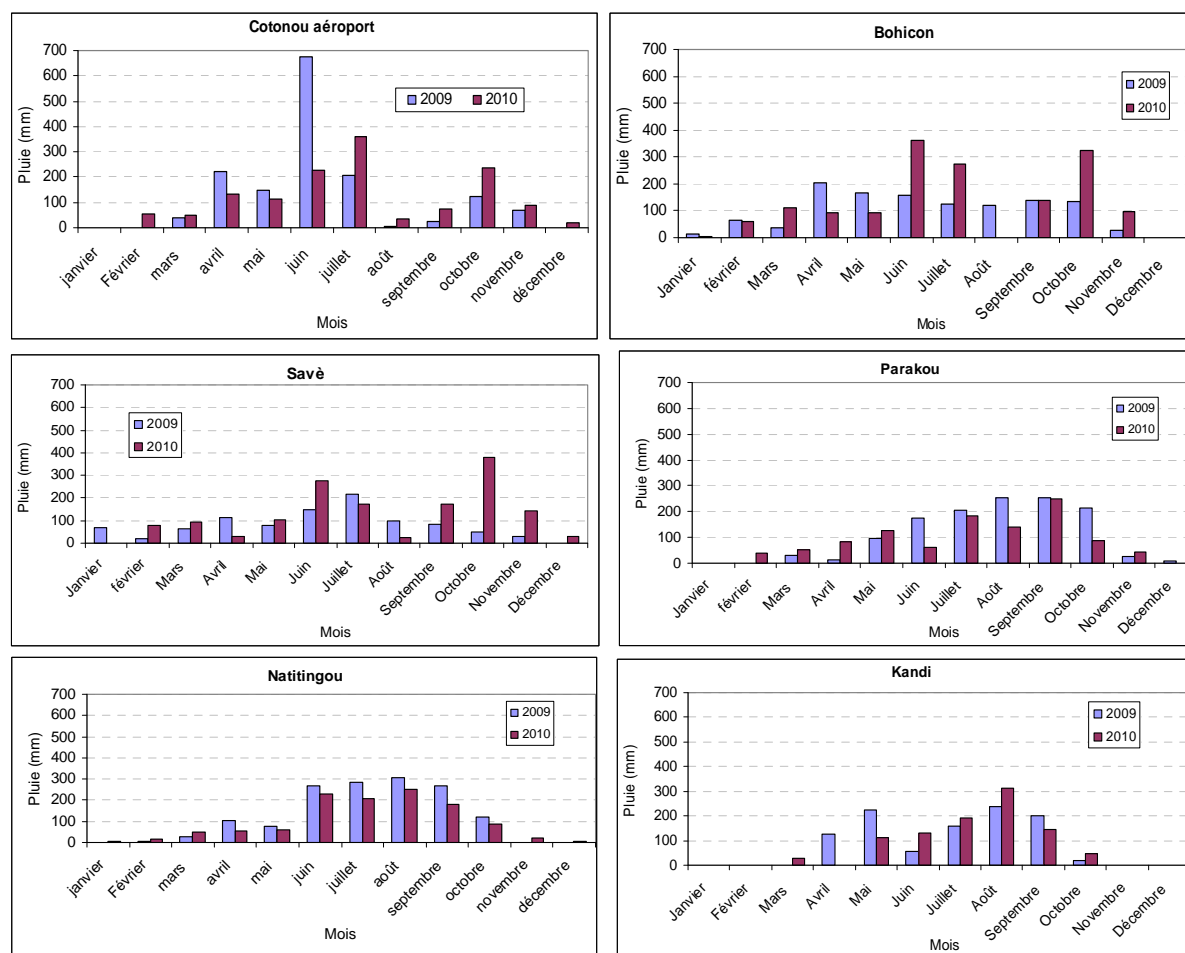


Figure 2 : Régime mensuel des précipitations en 2009 et 2010 dans les stations synoptiques du Bénin

La figure 3 confirme que les communes sinistrées sont pour la plupart celles parcourues par un cours d'eau. Ainsi, les communes les plus sinistrées sont autour des fleuves Mono, Ouémé, Pendjari, Sota, Mékrou et Alibori. Mais celles qui enregistrent les dégâts les plus importants en 2010 (75 morts, habitations humaines, infrastructures communautaires, les

cultures agricoles, etc.) sont celles drainées par le fleuve Ouémé, alors qu'en 2009, ce sont les communes du fleuve Mono qui ont connu les dégâts les plus importants.

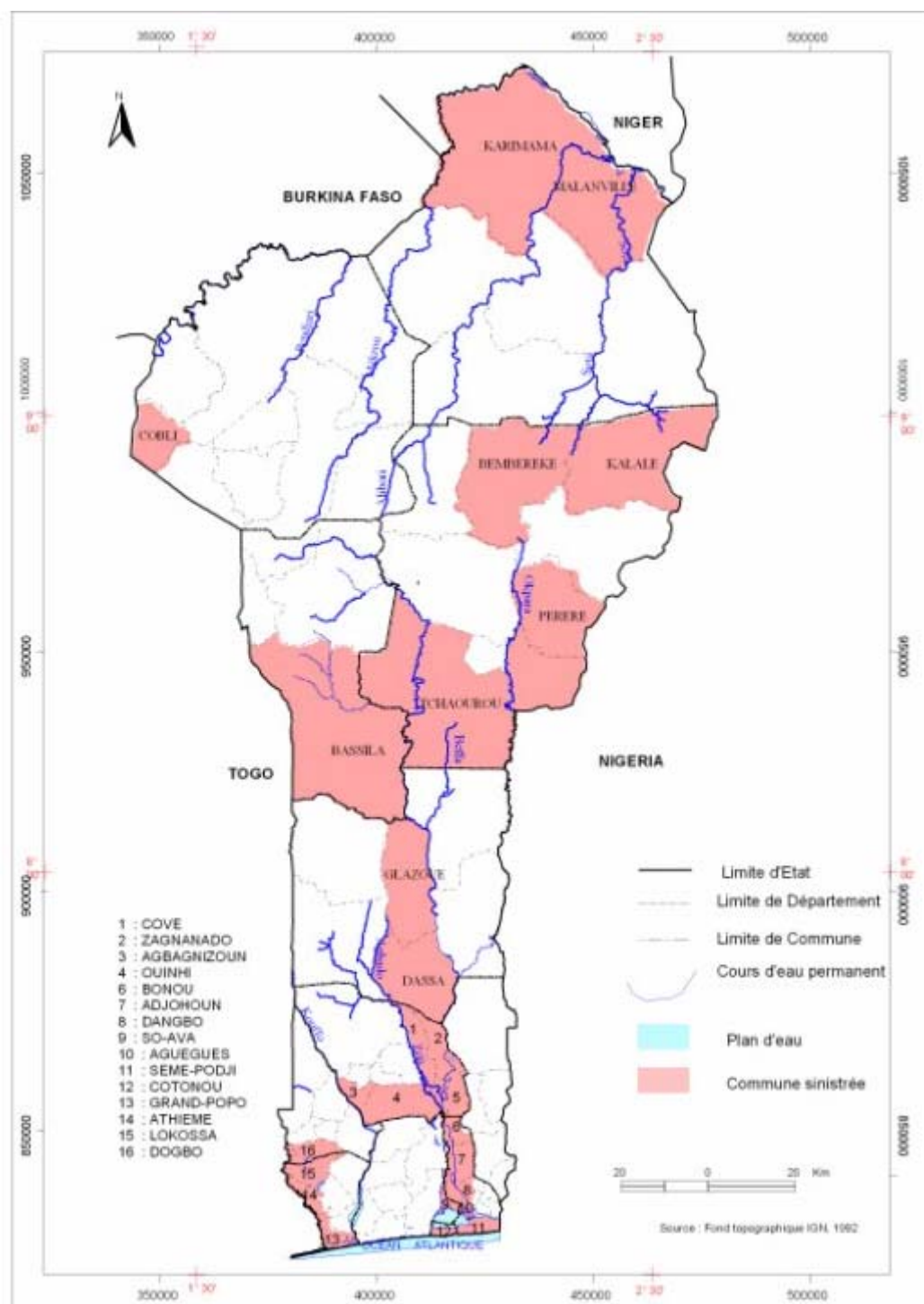


Figure 3 : Cartographie des communes sinistrées au Bénin en 2010

L'étude des relations pluie-débit permet de confirmer l'importance des événements hydrocatastrophes observés au Bénin ces dernières années.

2.2. Relation pluie/débit des années 1999 et 2007

La figure 4 illustre la relation pluie/débit sur quelques grands bassins-versants du Bénin. Notons que les données de précipitation utilisées ici sont celles issues de la spatialisation des

champs de pluie en amont de chaque station hydrométrique. Ces champs de pluies sont obtenus à partir des coordonnées géographiques et de l'altitude.

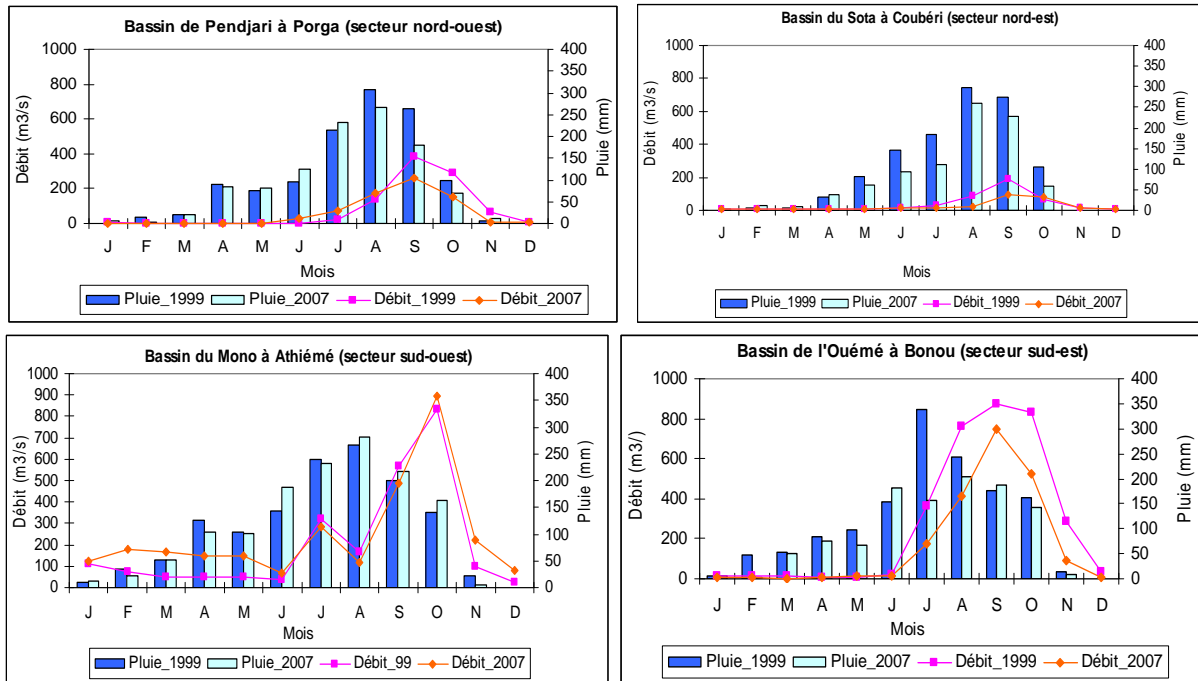


Figure 4 : Relation pluie-débit des années 1999 et 2007 sur quatre bassins-versants du territoire béninois

Il ressort de l'analyse de cette figure 4, que les crues surviennent un à deux mois après les maxima pluviométriques. Ainsi, plus les pluies augmentent dans un environnement dégradé avec une occupation humaine des lits, plus les inondations vont augmenter causant d'énormes dégâts à la population riveraine comme le montre la photo 1. Cette parfaite relation pluie/débit montre l'effet hydrocatastrophes engendré par l'augmentation des pluies et débit dans un environnement où le ruissellement prend le dessus sur l'infiltration.



Photo 1 : Quelques exemples des effets d'inondation dans partie sud du Bénin en 2009 et 2010 Clichés Amoussou, 2009 et 2010

Ces photos illustrent les dégâts causés par les inondations au Bénin ces dernières années. De nos jours, elles occasionnent des déplacements saisonniers des populations et parfois avec leurs animaux. En 2010, par exemple, la rentrée scolaire a été retardée d'un à deux mois dans certaines écoles des communes de Sô-Ava et d'Aguégoué : écoles et collèges étaient complètement inondés. Le niveau habituel de l'eau qui posait déjà de problèmes aux riverains a presque doublé (selon les observations et les interviews de terrain).

Conclusion

Au terme de cette étude, il ressort une augmentation des précipitations ces dernières années. Ceci a entraîné une augmentation des écoulements. Ces facteurs hydroclimatiques associés à la dégradation du couvert végétal pour des fins agricoles, à l'occupation anarchique des populations dans les lits ou sur les versants immédiats engendrent une déstabilisation du milieu avec un fort taux de ruissellement favorisant les inondations engendrant d'importants dégâts. Face une telle situation, l'élaboration d'un système d'alerte des crues s'avère nécessaire, afin de réduire leurs effets néfastes sur les populations riveraines.

Référence bibliographique

Amoussou E., 2010. Variabilité pluviométrique et dynamique hydro-sédimentaire du bassin-versant du complexe fluvio-lagunaire Mono-Ahémé-Couffo (Afrique de l'Ouest). *Thèse de Doctorat unique*, Université de Bourgogne, Dijon, CRC – CNRS- UMR5210, 313 p.

Houndénou C., 1999. Variabilité climatique et maïsiculture en milieu tropical humide : L'exemple du Bénin, diagnostic et modélisation. *Thèse de Doctorat*, Université de Bourgogne, Dijon. 390 p.

Liéno, G., Mahé G., Patrel J.E., Servat E., Sighomnou D., Ecodeck G.E., Dezetter A. et Dieulin C., 2008. Changements des régimes hydrologiques en région équatoriale camerounaise : un impact du changement climatique en Afrique équatoriale ? *Hydrological Sciences Journal*, **53**(2), 479-484.

Mahé G., 1993. Les écoulements fluviaux sur la façade atlantique de l'Afrique. Etude des éléments du bilan hydrique et variabilité interannuelle, analyse de situations hydroclimatiques moyennes et extrêmes. ORSTOM, eds. *Coll. Etudes et Thèses*, Paris, 438 p.

TYPE DE TEMPS ET SANTE DES POPULATIONS DANS DEPARTEMENT DU MONO (BENIN, AFRIQUE DE L'OUEST)

HOUSSOU C. S.¹, VISSIN E. W.^{1 et 2} et BOKO M.¹

(1) Laboratoire Pierre Pagney : Climat, Eau, Ecosystèmes et Développement (LACEEDE), Université d'Abomey-Calavi, 03-BP 1122, Cotonou-03, Bénin.

Email : christpasse@yahoo.fr, exlaure@yahoo.fr ; moichel.boko@gmail.com

(2) Centre de Recherche de Climatologie, Université de Bourgogne, 6, boulevard Gabriel, 21 000 Dijon.

Résumé : *le type de temps favorise la prolifération de différents types de vecteurs responsables de diverses pathologies affectant l'organisme humain. Ainsi, les éléments climatiques du département du Mono créent un bioclimat très contraignant. L'analyse des contraintes à partir des indices bioclimatiques (THI, K, T_{vap} et HR) montre que les populations vivent dans une ambiance « peu confortable » voire « très pénible ». Cet environnement épuise l'organisme humain en même temps qu'il favorise le développement des germes pathogènes et exalte leur virulence. Il existerait des liens de dépendance entre les éléments du climat et les maladies diarrhéiques et le paludisme. L'étude des corrélations a fait ressortir la caractère saisonnier de ces affections et déterminé leur période d'occurrence.*

Mot Clés : Département du Mono, indices bioclimatiques, paludisme, maladies diarrhéiques

Abstract : *The climate variability supports the proliferation of various types of vectors responsible for various pathologies affecting the human organism. Thus, the climatic elements of the department of Mono create a very constraining bioclimatic. The analysis of the constraints starting from the bioclimatic indices (FR, K, T_{vap} and HR) shows that the populations even live in a «not very comfortable " environment " very painful ". This environment exhausts the human organism at the same time as it supports the development of the pathogenic germs and exalte their virulence. There would be bonds of dependence between the elements of the climate and the diseases diarrheal and paludism. The study of the correlations emphasized the character seasonal of these affections and determined their period of occurrence.*

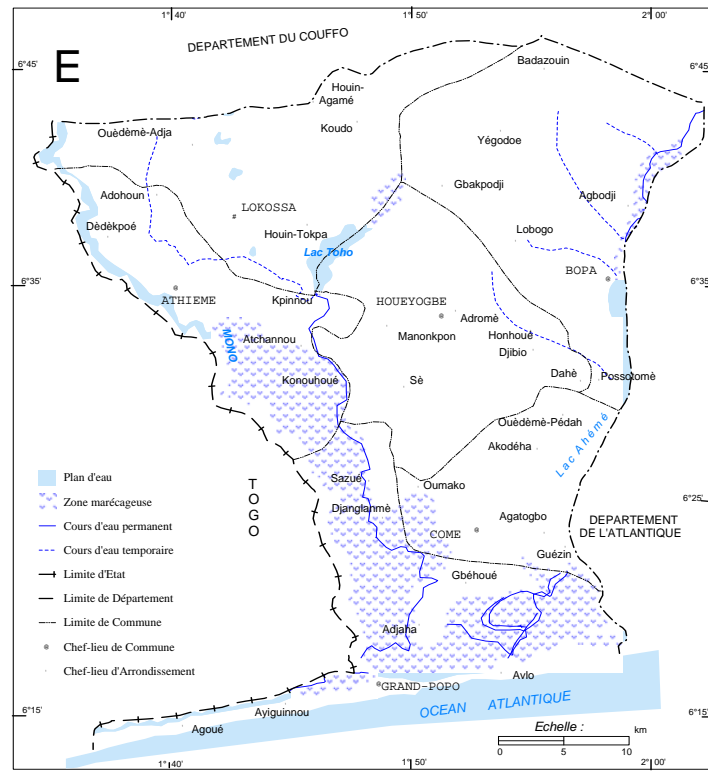
Keywords : Mono, bioclimatic indices, paludism, diseases diarrheal

Introduction

La variabilité climatique a un impact sur l'Homme et son milieu. A l'interface Homme/milieu, certains facteurs du milieu sont pathogènes et peuvent être considérés comme des facteurs de la « précarité de l'établissement humain ». Vu l'intérêt que suscite l'écologie humaine, cette étude a pour objectif de montrer les rapports entre certains paramètres climatiques et la santé des populations dans le département de Mono.

Situé au Sud-Ouest de la République du Bénin, le département couvre une superficie de 1605 km² et est composé de six (06) communes: Athiémé, Bopa, Comé, Grand-Popo, Houéyogbé et Lokossa. Le climat est de type subéquatorial avec une succession de quatre saisons, avec une pluviométrie variant entre 850 et 1160mm, des températures pouvant atteindre 27,9°C et une insolation annuelle moyenne de 2024 h / an.

Au troisième Recensement Général de la Population et de l'Habitation(RGPH)₃ de Février 2002, le nombre de personnes recensées est 360.037 habitants dont 174.977 hommes et 185.060 femmes. La densité est de 224,3 habitants au km² ; elle varie entre communes (140 habitants au km² à Grand-Popo, 358 habitants au km² à Comè)



Carte du bassin inférieur du Mono

Figure 1 : Localisation du Mono

1. Données et Méthodes

Les données climatologiques ont été fournies par le Service National de climatologie (SNC) de l'ASECNA et les statistiques de certaines pathologies ont été recueillies à la Direction Départementale (DDS) de la Santé du Mono-Couffo .

Les données climatologiques sont la température minimale et maximale, l'humidité relative maximale, minimale et moyenne, l'insolation et la vitesse du vent de 1990 à 2003 avec la station synoptique de Cotonou. Les données des pathologies concernent le nombre de cas de paludisme et d'affections intestinales (maladies diarrhéiques).

Ces données sont traitées à travers le calcul de l'indice bioclimatique du pouvoir réfrigérant d'air (K) dans l'évaluation des ambiances thermiques auxquelles les hommes sont confrontés (Sutour, 1995).

Cet indice se compose de la manière suivante :

$$K = (10,45 - v + 10\sqrt{v})(33 - T) \quad \text{où } v : \text{vitesse du vent en m/s}$$

$$T : \text{température sèche mesurée en } ^\circ\text{C}$$

L'indice est indiqué en Kcal/m² ou en Watt/m² tel que 1 Kcal/m²/h = 1,16W/m²

La plage d'ambiances définie par les auteurs se présente de la manière suivante :

- K > 600 Kcal (696W/m²) : Ambiance froide.
- 300 < K < 600 Kcal (348W/m²) : ambiance confortable,
- 150 < K < 300Kcal : ambiance chaude plus ou moins supportable,

- $0 < K < 150$ Kcal : ambiance très chaude inconfortable.
- $K < 0$ Kcal : ambiance torride.

Nous avons choisi de considérer qu'avec un seuil inférieur à $150 \text{ Kcal/m}^2/\text{h}$ soit 174 W/m^2 , l'inconfort est total et l'air ambiant n'est plus favorable pour l'Homme. Dans cette étude, des corrélations entre certains paramètres climatiques (pluie, température, humidité) et les pathologies dominantes de la localité ont été réalisées.

3. Présentation des résultats et analyse

3.1. Variabilité des paramètres climatiques

Les figures 2a et 2c montrent que les précipitations et la température ont une évolution bimodale. La pluie et l'humidité (figures 2a et b) présentent leurs valeurs maximales respectivement en juin et juillet. A partir du mois de mars, l'humidité relative commence à augmenter pour atteindre ses valeurs maximales en juin, juillet et août-septembre. Les valeurs les plus faibles sont atteintes en janvier, février, novembre et décembre, caractéristique du temps d'harmattan, période de difficulté respiratoire. L'humidité relative a une incidence très sensible sur l'écologie de certains agents pathogènes (Houssou, 1994).

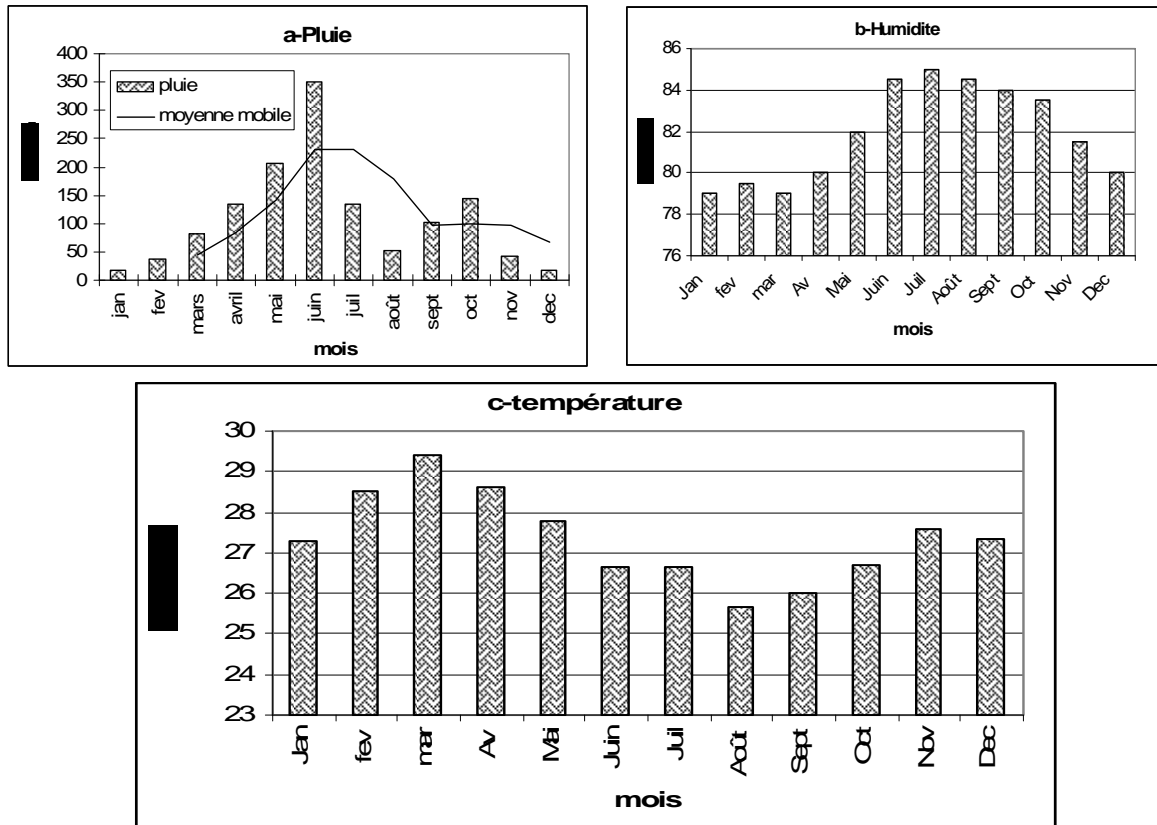


Figure 2 : Variabilité saisonnière des paramètres climatiques

La figure 3 montre le pouvoir réfrigérant de l'air à l'heure du minimum thermique (dans la matinée) dans le Mono. Cela montre que même si les températures sont élevées, la chaleur est supportable pour l'organisme.

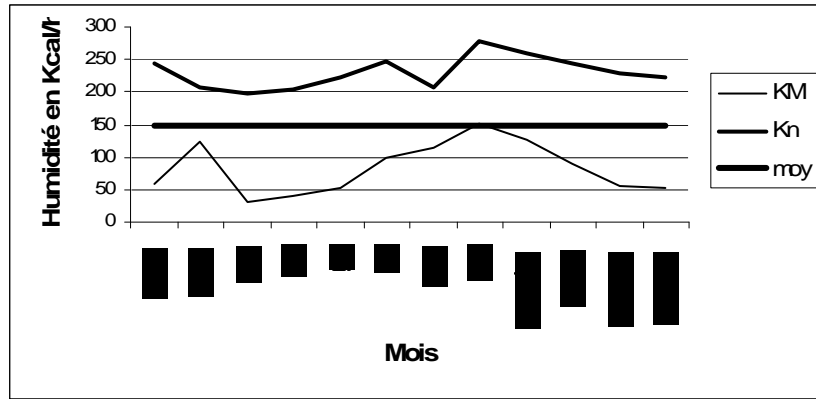


Figure 3 : Pouvoir réfrigérant de l'air à l'heure du minimum et du maximum thermique au Mono

3.2. Relations entre paramètres climatiques et pathologies

Le paludisme est une affection dont les agents pathogènes sont multiples. Il s'agit dans cette étude de trois principaux paramètres : la température, l'humidité relative, l'eau stagnante.

L'analyse de la figure 4a présentant l'évolution des hauteurs de pluie et paludisme sur la période 1990-2003 montre que le nombre de cas de paludisme le plus élevé est enregistré pendant la saison des pluies. Ainsi, avec le démarrage des pluies, on constate une augmentation progressive des cas de paludisme qui atteignent leurs maxima en juin. Ces cas régressent lorsque la pluie diminue. L'augmentation du nombre de cas en période de pluies serait due à la multiplication des sources larvaires de moustiques en raison de la quantité d'eau tombée entraînant la prolifération des moustiques dont l'*anophèle* femelle (Boko, 1997).

Les maladies diarrhéiques ne se concentrent pas au cœur de la saison des pluies, elles sont plus développées pendant la saison sèche où les eaux sont concentrées (figure 4b).

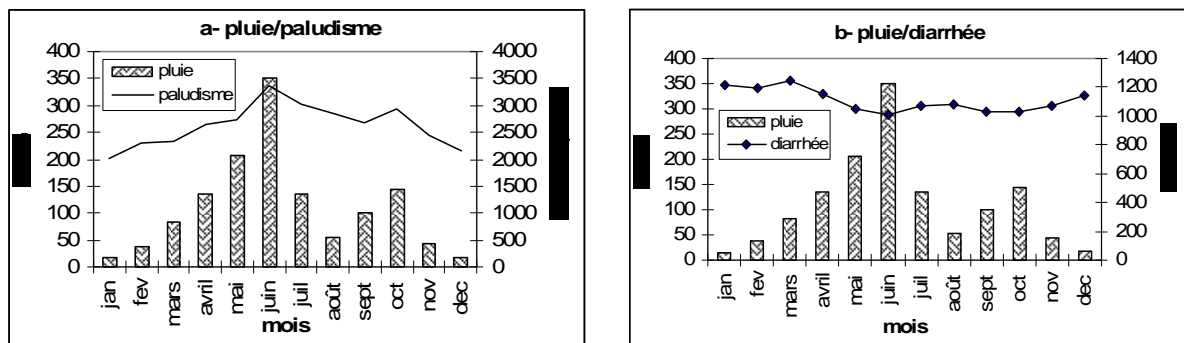


Figure 4 : Evolution pluie/paludisme et pluie/maladies diarrhéiques

Le nombre de cas paludisme n'a pas de lien direct avec la température comme le montre la figure 5a. Mais, la température ne se révèle pas le meilleur agent de la prolifération des sources de moustiques. Toutefois, les basses températures participent au développement des germes responsables de l'affection, car elles leur offre les conditions écologiques nécessaires à leur multiplication.

De l'analyse des courbes de l'évolution de la température et des maladies diarrhéiques (figure 5b), il ressort clairement que le nombre de cas de maladies diarrhéiques augmente avec la hausse thermique et atteint son maximum en mai. Ces affections se développent

beaucoup plus en saison sèche. Les périodes de hausse thermique seraient des périodes d'occurrence des maladies diarrhéiques (Houssou, 1994).

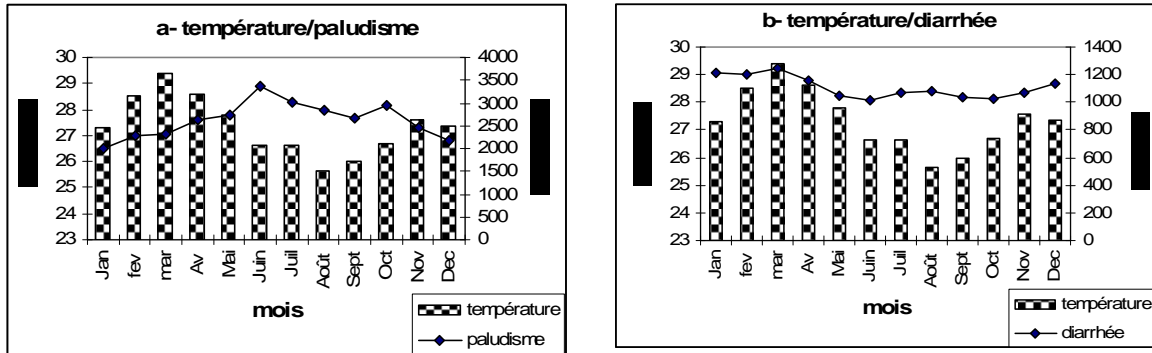


Figure 5 : Evolution température/paludisme et température/maladies diarrhéiques

L'observation de la courbe de l'évolution de l'humidité et du nombre de cas de paludisme (figure 6a) montre que les valeurs les plus élevées de l'humidité se concentrent au cœur de la saison des pluies, de même que le nombre important de cas de paludisme. C'est dire que, du point de vue hygrométrique, cette période est favorable aux conditions de reproduction de l'anophèle. Elle est donc favorable à l'augmentation des cas de paludisme.

La figure 6b met en évidence l'augmentation du nombre de cas des maladies diarrhéiques au cœur de la saison sèche où, les valeurs de l'humidité relative ne sont pas élevées.

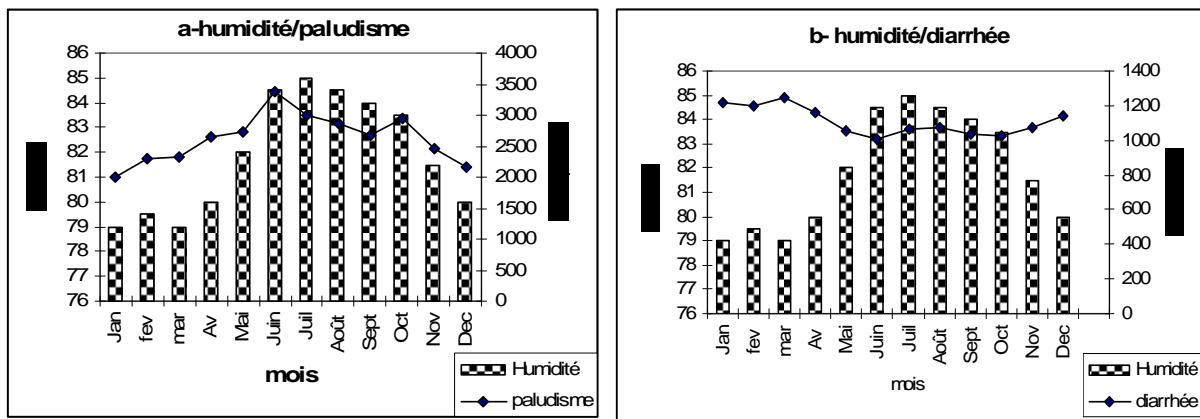


Figure 6 : Evolution humidité/paludisme et humidité/maladies diarrhéiques

L'étude des corrélations précipitations/paludisme, précipitations/maladies diarrhéiques, température/paludisme, température/maladies diarrhéiques, humidité/paludisme et humidité/maladies diarrhéiques (tableau 1) montre que les taux élevés de paludisme observés pendant la saison des pluies sont la résultante des effets des importantes précipitations, de la hausse hygrométrique et de la baisse thermique relatives à cette période. Ce que confirment les valeurs des coefficients de corrélation.

Les valeurs négatives des corrélations précipitations/maladies diarrhéiques et humidité/maladies diarrhéiques traduisent des corrélations inverses. Cela signifie qu'à la baisse de la pluviométrie et de l'humidité correspond une hausse de l'effectif des maladies diarrhéiques. On peut donc dire que plusieurs autres éléments géographiques et sociologiques pourraient expliquer ces faibles corrélations. Il s'agit du manque d'hygiène et de l'insalubrité. Les valeurs positives (cas de la corrélation température/maladies diarrhéiques), traduisent une évolution normale des deux facteurs avec une corrélation très significative (Boko, 1989).

Tableau 1 : Etude de corrélation des principaux paramètres climatiques et de quelques affections

	Température	Humidité	Pluie
Paludisme	-0,50417322	0,8664968	0,8246747
Maladies diarrhéiques	0,73179956	-0,8856625	-0,596698

Conclusion

Ce travail montre l'influence du climat sur l'apparition des affections dans le département du Mono.

Par son action directe, il fragilise l'organisme humain et le rend vulnérable aux attaques des agents pathogènes en réduisant ses capacités de défense immunitaire. Il favorise également la prolifération des germes et vecteurs pathogènes et accroît ainsi leur virulence. Ce faisant, il est indirectement responsable de plusieurs affections. C'est donc de cette double action du climat que découle le caractère saisonnier des deux affections étudiées.

On peut retenir que les maladies diarrhéiques s'établissent pendant la saison sèche et au début de la saison des pluies et que le paludisme quant à lui caractérise la saison pluvieuse.

Bibliographie

- BOKO M., 1997. La sensation de temps lourd dans le Golf de Guinée (Afrique occidentale). *Climat et santé*, **6** Dijon Faculté de médecine, 101 – 113.
- BOKO M., 1989. Première approche des bioclimats humains. *Climat et santé*, **1**, 147 – 158.
- HOUSSOU C. S., 1994. Réflexions sur les sensations des populations et sur le choix des indices bioclimatiques en zone Tropical pluvieuse : L'exemple de Natitingou (Atacora / Bénin). *Climat et Santé*, **11**, 41-53.
- SUTOUR F., 1995. La relativité des indices en bioclimatologie humaine. *Climat, pollution santé hommage à Gisèle ESCOURROU Dijon GIR climat et santé*, 97 – 114.

CHANGEMENT CLIMATIQUE ET GRADIENT THERMIQUE EN MONTAGNE: UNE PREMIERE APPROCHE POUR RECONSTITUER LA TEMPERATURE LE LONG D'UN VERSANT DU BRIANÇONNAIS

HUARD F.

INRA-AgroClim, Domaine Saint Paul, Site Agroparc, 84914 Avignon Cedex 9 – FRANCE
huard@avignon.inra.fr

Résumé : *Les équipes de recherches forestières qui analysent les rôles respectifs de la plasticité phénotypique et de l'adaptation locale dans la réponse des forêts de Mélèze au changement climatique dans la région de Briançon ont besoin d'une reconstitution des conditions thermiques sur le versant étudié. Le traitement statistique d'enregistrements de température réalisés à l'intérieur de forêts de Mélèze permet de caractériser des gradients thermiques de 1300 à 2300 mètres d'altitude à travers différentes méthodes. En utilisant des données climatiques passées issues de postes en vallée, on peut reconstituer le climat des 40 dernières années le long du versant. De même, la régionalisation des données du modèle climatique ARPEGE de Météo-France à partir de la méthode des Quantiles-Quantiles pour le scénario SRES A1B, puis l'application de méthodes statistiques d'estimation des gradients thermiques, permettent d'envisager l'évolution des conditions thermiques le long du versant jusqu'en 2100.*

Mots-clés : *Changement climatique, mélèze, gradient thermique, types de temps.*

Abstract : *Forest research teams that analyze the part of phenotypic plasticity and local adaptation of the response of larch forests to climatic change need a reconstitution of thermic conditions along the study slope. Statistic treatment of temperature records inside the larch forest allow to characterize the thermic gradient from 1300 to 2300 metres above sea level with several methods using past climatic data. It is possible to reconstitute climate of the last 40 years along the slope. The downscaling of ARPEGE climatic model data with Quantiles-Quantiles methods on SRES A1B scenario and application of statistical methods for estimation of thermic gradients allow to consider thermic conditions along the slope until 2100.*

Keywords : *Climate change, larch, thermic, weather types.*

Introduction

Le projet GICC « Mesure du potentiel d'adaptation des arbres forestiers au changement climatique » vise à identifier les impacts du changement climatique sur la croissance et la régénération des forêts, et à analyser les espèces et les niveaux altitudinaux pour lesquels des impacts sont à considérer, en évaluant les potentiels d'adaptation des espèces. Dans ce dernier cas, l'adaptation est l'ensemble des mécanismes naturels d'ajustement permettant aux individus et aux populations de mieux fonctionner dans un environnement changeant. Elle peut être le résultat d'une modification génétique et peut aussi résulter de la plasticité phénotypique, c'est-à-dire de la capacité des individus à modifier leur phénotype en réaction aux changements de leur milieu. Dans ces conditions, il est nécessaire d'avoir à disposition des données climatiques passées et futures aux différentes altitudes pour pouvoir les croiser avec les observations de croissance des arbres. Comme il n'existe que très peu d'enregistrements météorologiques en altitude, l'objectif de ce travail est de proposer, à partir de dispositifs expérimentaux installés le long d'un versant dans la région de Briançon, des méthodes de reconstitution des conditions climatiques passées et futures et, en particulier, la température, à différentes altitudes du versant.

1. Les principales caractéristiques thermiques

1.1. Site d'étude et données disponibles

L'étude entreprise est localisée dans les Alpes du Sud de la France, à Villar-Saint-Pancrace, à proximité immédiate de Briançon (Figure 1). Le site s'articule le long d'un versant ubac, à l'intérieur d'une forêt de mélèze, mais composée également à un moindre niveau de pin cembro, pin sylvestre, pin à crochets et de sapin pectiné. Depuis 2008, quatre

placettes sont équipées de mesures dendrométriques de croissance des arbres ainsi que d'enregistrements de températures. Elles sont localisées le long d'un gradient altitudinal variant de 1350 à 2320 mètres. Les mesures de températures sont réalisées sous couvert forestier (et non en condition normalisée) : température de l'air sous abri à 2 m au-dessus du sol et température à 10 cm dans le sol. L'acquisition est réalisée de façon continue à un rythme horaire.

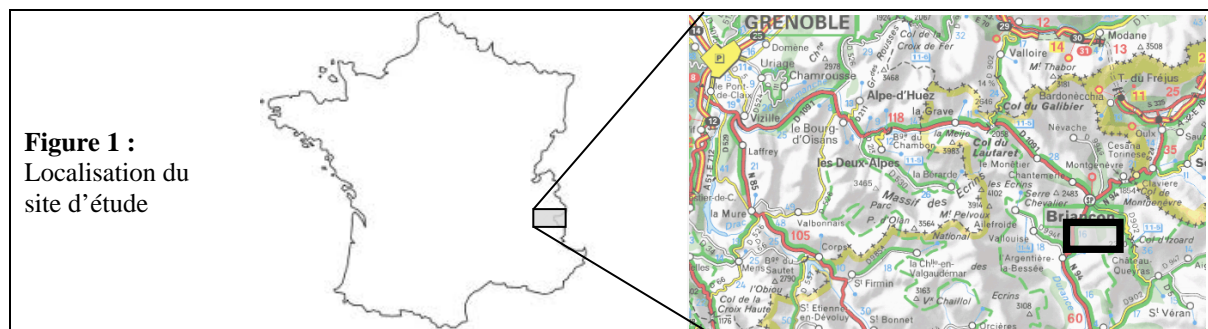


Figure 1 :
Localisation du
site d'étude

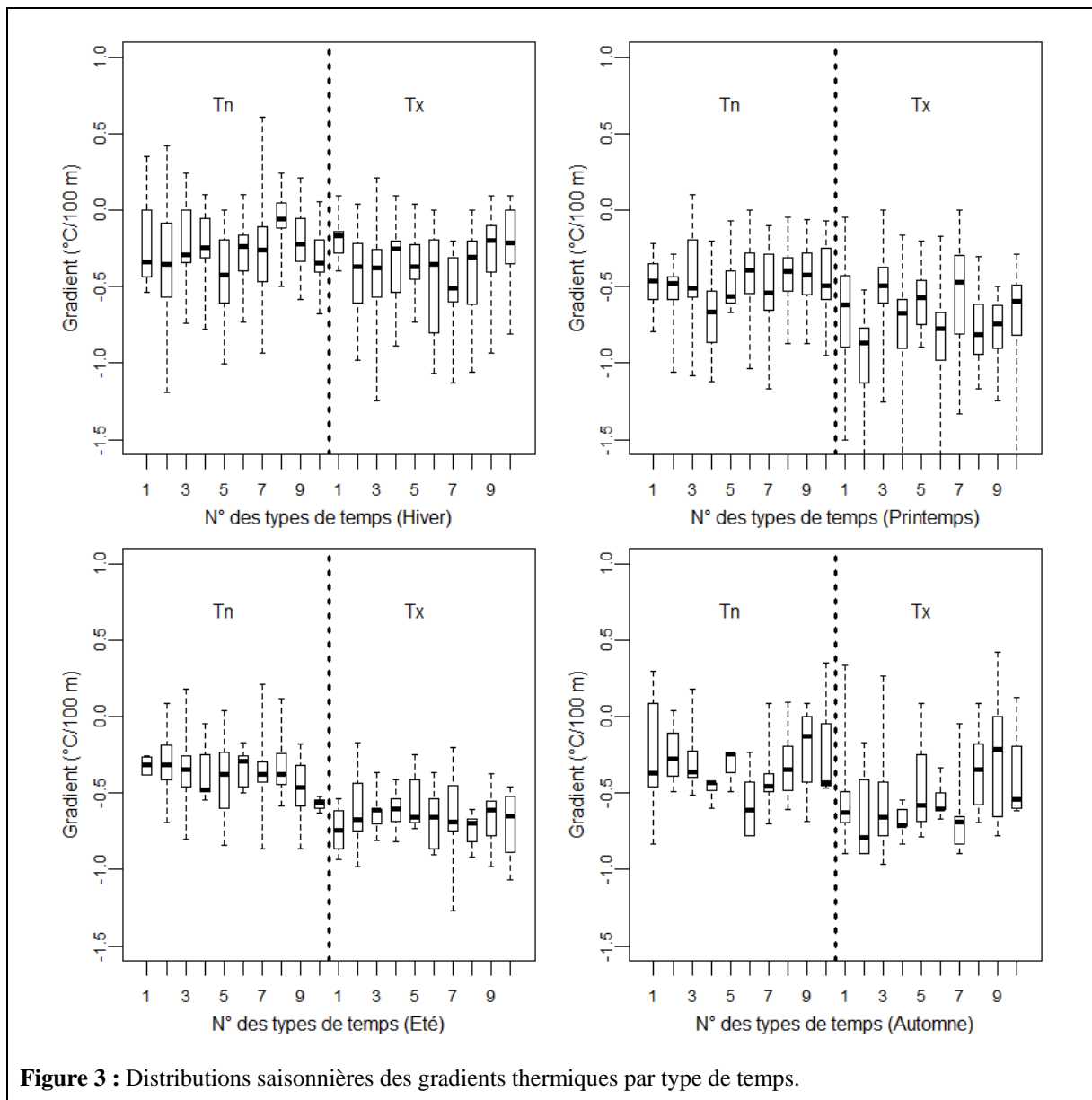
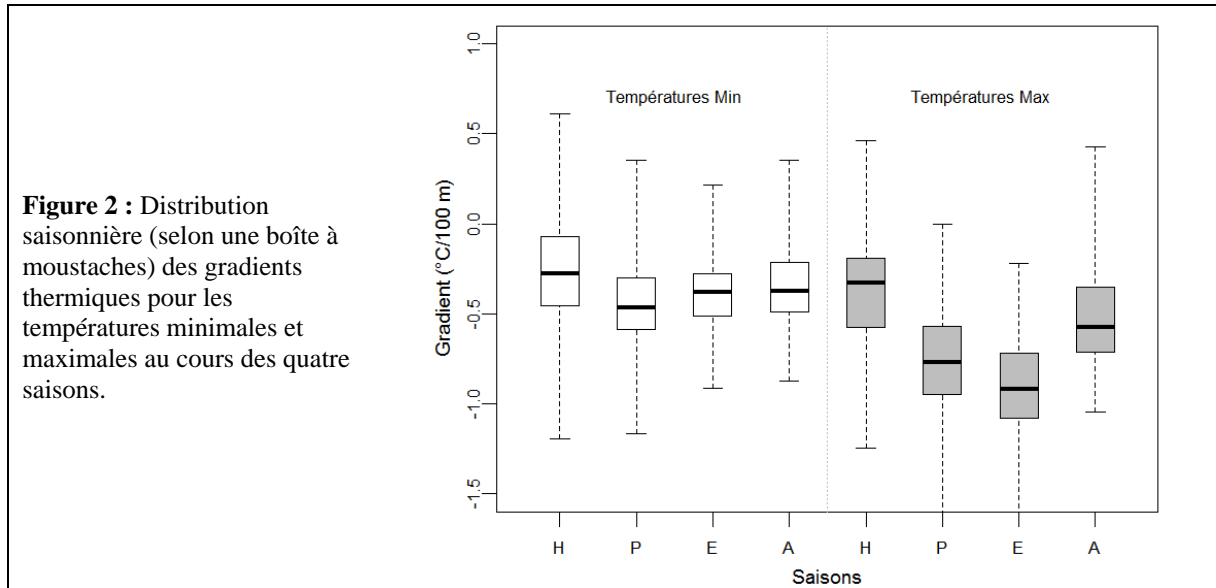
Météo-France a maintenu une station météorologique à Briançon de 1964 à 2005 et a installé une nouvelle station automatique 2004 à Villar-Saint-Pancrace, au pied du versant étudié. Les corrélations entre les températures minimales et maximales quotidiennes des deux stations étant hautement significatives ($r^2 = 0,99$), une série de référence débutant en 1964 a ainsi pu être constituée.

1.2. Calculs et analyse des gradients thermiques

Grâce aux mesures de température installées dans les différentes placettes, il est possible de calculer les gradients thermiques quotidiens. Dans le cadre de ce résumé, seuls les gradients globaux, calculés entre la placette la plus basse (1376 m) et la placette la plus haute (2315 m) sont analysés.

De façon à mieux cerner la distribution des gradients, un découpage saisonnier a été réalisé (hiver = DJF, printemps = MAM, été = JJA, automne = SON). Les distributions relatives indiquent en effet un caractère saisonnier, avec des gradients plus importants au printemps et en été, conjugués avec une variabilité moins forte (Figure 2). Les cas d'inversion thermique sont assez rares, plutôt observés durant l'hiver et le printemps. Les médianes des gradients sont assez faibles, de l'ordre de $-0,4^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, proches de la valeur théorique de $-0,65^{\circ}/100\text{ m}$ pour les températures maximales au printemps et en été.

Pour tenter de mieux caractériser ces gradients, et dans l'optique d'une meilleure reconstitution pour le climat passé, les jours ont été caractérisés par leur type de temps. Ces derniers sont issus de la méthode utilisée par le Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique (CERFACS) pour réaliser une descente d'échelle des scénarios de changement climatique (Boé *et al.*, 2009, Pagé *et al.*, 2009, Pagé *et al.*, 2010). Au total, dix situations météorologiques sont caractérisées pour chaque saison, sachant toutefois qu'il n'existe aucune relation statistique entre les types de temps d'une saison à l'autre, étant indépendants et non comparables. Comme précédemment, la distribution des gradients thermiques globaux est analysée et permet de constater des situations distinctes (Figure 3).



2. Reconstitution des températures passées à différentes altitudes du versant

L'objectif est de fournir aux équipes de recherche forestière des séries de températures minimales et maximales quotidiennes sur les différentes placettes du versant étudié. La démarche consiste à générer des gradients thermiques représentatifs de ceux observés puis de les appliquer aux valeurs de température de la série de référence. Deux procédures ont été utilisées : la première s'appuie sur les gradients saisonniers et la seconde sur les gradients saisonniers par type de temps.

Les quintiles des gradients saisonniers sont tout d'abord calculés. Un tirage aléatoire est effectué dans les cinq intervalles pour créer un vecteur saisonnier composé du total des gradients à reconstituer pour la saison sur l'ensemble de la période de référence. Ce découpage en quintiles permet ainsi d'optimiser la distribution au regard des gradients observés.

La température de la placette basse est ensuite reconstituée par régression linéaire avec la série de référence pour servir de base à l'application des gradients ($R^2 = 0,81$ et $0,89$ pour les températures minimales et maximales). En effet, ces derniers ont été calculés à partir de mesures sous couvert forestier ; ils seraient différents avec des mesures réalisées en condition plus classique. Ensuite, les gradients saisonniers sont tirés aléatoirement (sans remise) et associés à chacun des jours dans la saison de la période de référence. Enfin ils sont appliqués, avec ajustement en fonction de l'altitude du site à estimer, aux températures journalières reconstituées précédemment à la parcelle basse.

La démarche est statistiquement robuste car ces nouveaux gradients (calculés pour une période de 1964 à aujourd'hui) ont exactement la même distribution que les gradients observés à partir des enregistrements (Figure 4). Le traitement indépendant des températures minimales et maximales aurait pu être un problème mais l'analyse de gradients journaliers mesurés n'a pas montré de lien statistique significatif (Figure 5).

La seconde méthode est identique mais ajoute avec un niveau de discrétisation supplémentaire lié à la prise en compte des types de temps.

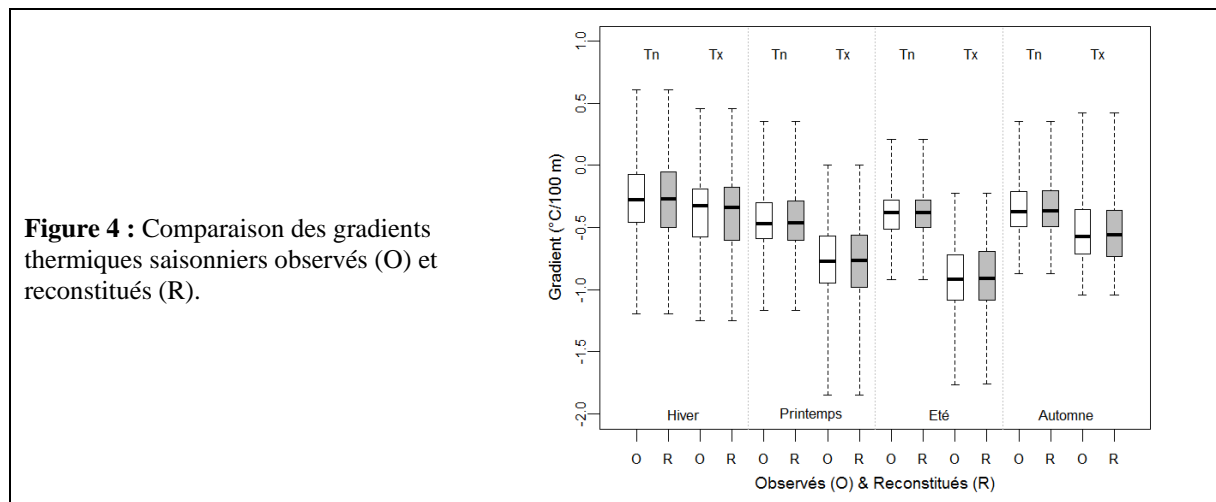


Figure 4 : Comparaison des gradients thermiques saisonniers observés (O) et reconstitués (R).

3. Résultats

Les températures minimales et maximales journalières ont été reconstituées sur la période 1964-2009 aux différentes altitudes des parcelles. Les résultats présentés ici concernent la placette haute, située à 2315 m. Les deux approches développées conduisent à des valeurs moyennes annuelles très proches, en particulier pour les températures minimales (Figure 6). Par rapport à une simple application d'un gradient unique et constant de $-0,65^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, les

résultats valident les deux méthodes : en effet, si l'application d'un gradient moyen constant produit des températures maximales cohérentes, il génère par contre un climat plus froid de quasiment 3°C sur les températures minimales. La méthode des types de temps a tendance à estimer des températures maximales légèrement plus élevées d'environ 0,5 à 1°C.

L'estimation statistique des températures a également été réalisée pour le siècle à venir et est présentée pour la placette située à 2315 m d'altitude. Pour cela, les données du modèle climatique français ARPEGE de Météo-France sous scénario SRES A1B ont été régionalisées à partir de la série observée reconstituée, puis régionalisées par la méthode des Quantiles-Quantiles (Déqué, 2007). Ces calculs permettent d'appréhender une esquisse du climat futur en termes de température en altitude. Les résultats montrent ainsi un très fort réchauffement, de l'ordre de 4°C d'une part pour les températures minimales et d'autre part de 5°C pour les maximales. Ces données ne sont encore que partielles et les incertitudes liées au scénario SRES, au modèle climatique et à la méthode de régionalisation ne sont pas prises en compte dans cet exemple. Ces sources de variabilité seront appréhendées dans un second temps. Toutefois, ces estimations permettent de caractériser le climat passé et futur aux différents étages altitudinaux et sont exploitées par les équipes de recherches forestières pour comprendre l'évolution des populations de mélèze le long du versant.

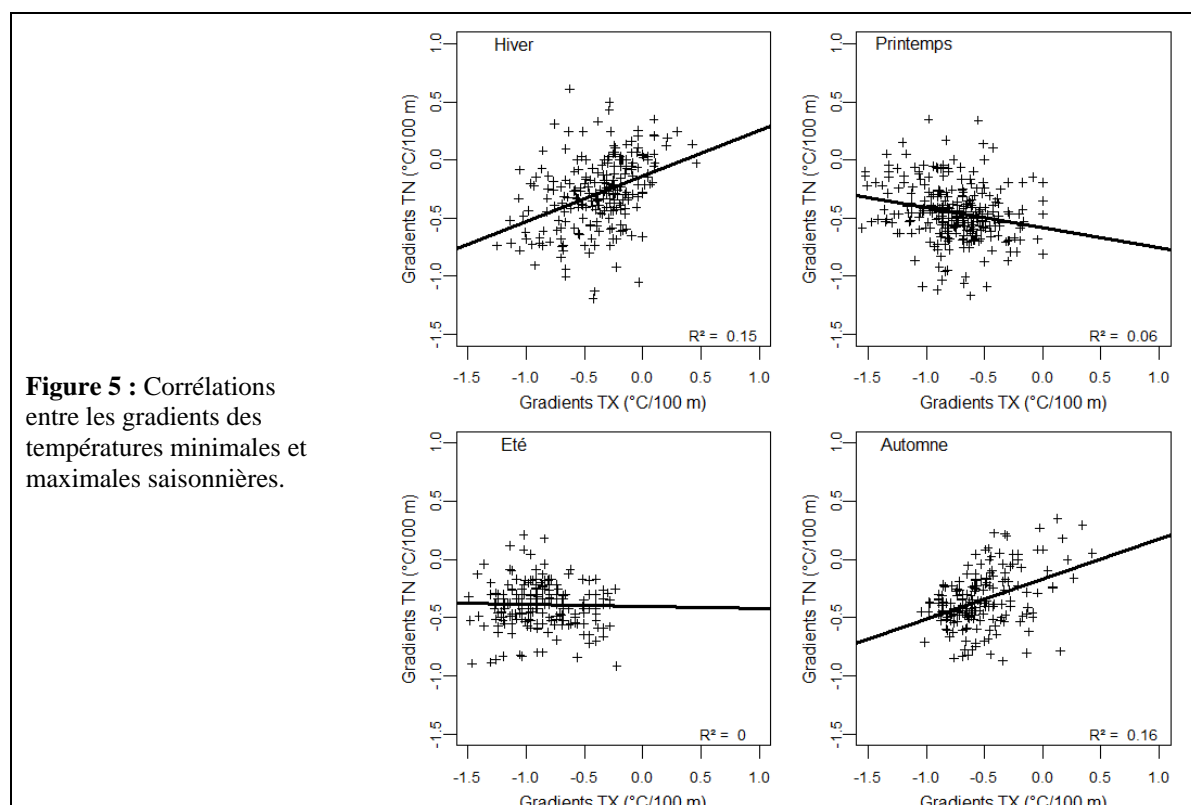


Figure 5 : Corrélations entre les gradients des températures minimales et maximales saisonnières.

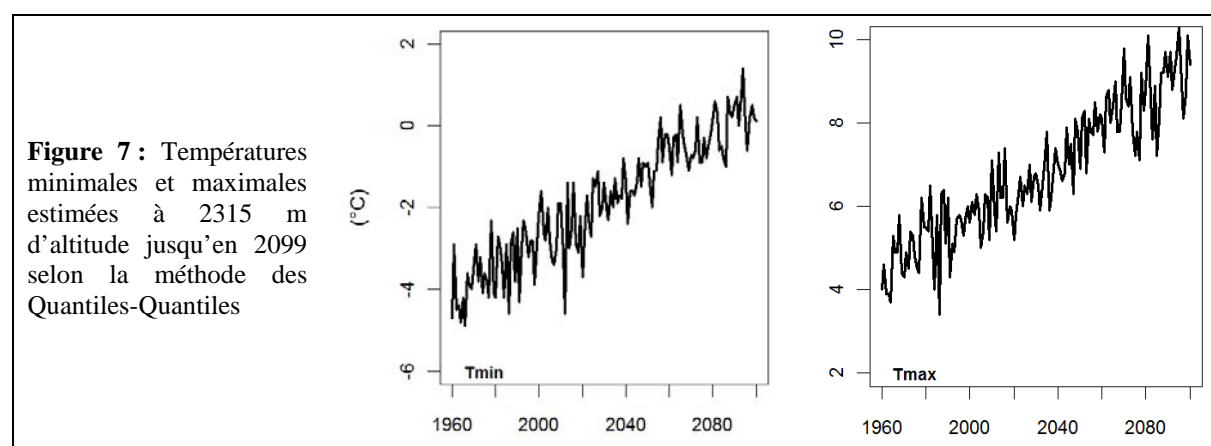
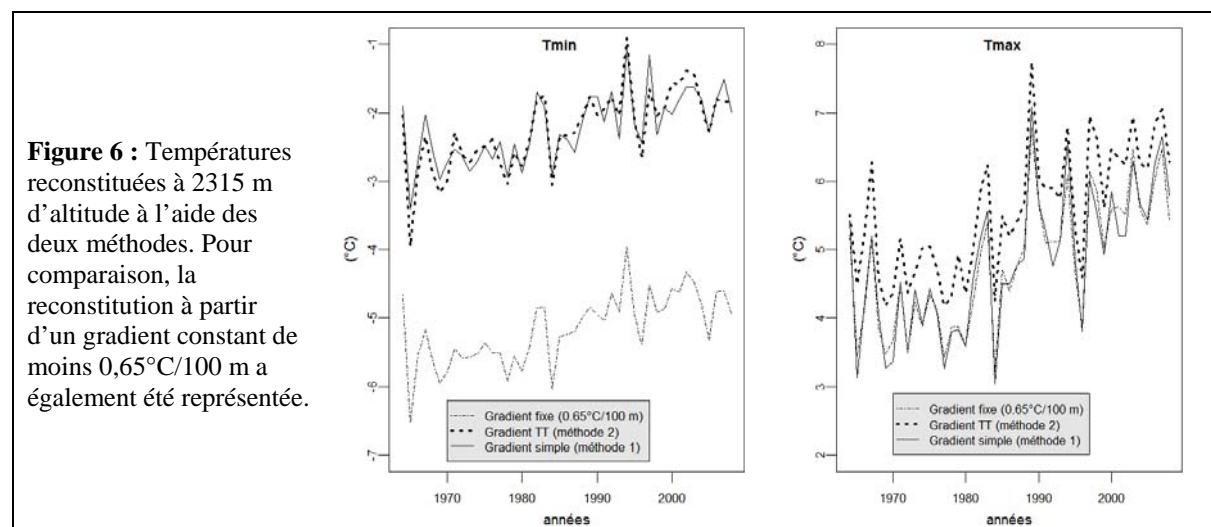
Conclusion et perspectives

Cette première approche a permis de développer des méthodes d'estimation et de reconstitution des conditions thermiques du versant à différentes altitudes. A ce stade, la démarche reste encore très partielle et d'autres pistes sont d'ores et déjà explorées : analyse par des gradients intermédiaires (une première approche a déjà mis en lumière des comportements non linéaires à le long du versant), analyse de l'impact du tirage aléatoire des gradients reconstitués dans les estimations finales...

Dans un second temps, une phase de validation va être entreprise en se basant sur les

prochains relevés réalisés sur les différentes placettes mais également à partir de séries historiques d'enregistrements de températures réalisées sur des versants voisins.

Enfin, en fonction des résultats des étapes précédentes, une approche de spatialisation sera entreprise afin de cartographier de façon dynamique l'ensemble du versant de Villar-Saint-Pancrace.



Bibliographie

Boé J., Terray L., Habets F. et Martin E., 2009 : Projected changes in components of the hydrological cycle in French river basins during the 21st century. *Water Resour. Res.*, **45**, W08426.

Déqué M., 2007 : Frequency of precipitation and temperature extremes over France in an anthropogenic scenario: model results and statistical correction according to observed values. *Global and Planetary Change*, **57**, 16-26

Pagé C. et Terray L., 2010 : Nouvelles projections climatiques à échelle fine sur la France pour le 21^{ème} siècle : les scénarii SCRATCH2010. *Technical Report TR/CMGC/10/58, SUC au CERFACS, URA CERFACS/CNRS, N° 1875CS*, Toulouse, France.

Pagé C., Terray L. et Boé J., 2009 : Dsclim: A software package to downscale climate scenarios at regional scale using a weather-typing based statistical methodology. *Technical Report TR/CMGC/09/21, SUC au CERFACS, URA CERFACS/CNRS, N° 1875*, Toulouse, France.

SIMULATION DE L'ÉPAISSEUR JOURNALIÈRE DE LA NEIGE

HUFTY, A.

Professeur retraité, 3021, rue de Valmont, Québec, Qc, g1w 2c2, Canada, andre.hufty@ggr.ulaval.ca

Résumé : *Nous avons utilisé un modèle journalier pour simuler l'épaisseur nivale. La corrélation entre le modèle et les observations faites à Québec pendant 9 hivers est très bonne mais il faut rester prudent quand on veut utiliser ailleurs des coefficients locaux. L'épaisseur de la neige dépend à la fois des chutes et du tassement qui est relié à la hausse de la densité; l'eau de fonte ou de pluie augmente rapidement cette dernière et nous avons choisi l'équation de Bertle pour en simuler l'effet sur la baisse d'épaisseur. La pluie qui tombe sur la neige sera un phénomène de plus en plus important en automne et au printemps à mesure que le climat se réchauffera.*

Mots clés : *neige, épaisseur, modélisation, pluie sur neige*

Abstract : *Simulation of daily snowdepth. The study used a daily step conceptual model to simulate the snowpack depth and to compare it with observations during 9 seasons in Quebec City. This empirical model fits the measurements very well although caution is needed when applying models outside the data used to formulate them. The snowfall and rate of densification have a major impact on snow depth: once deposited, new snow layers densify rapidly but the most efficient method for densifying a layer is through the infiltration of melt and rain water, which lowers the snowdepth: this was simulated making use of the Bertle equation. The "rain-on-snow" phenomenon is likely to become increasingly important during fall and spring, as a result of climate change.*

Keywords : *snowdepth, rain-on-snow, modelisation*

Introduction

Nous avons simulé les hauteurs de neige observées à coté d'un lac, situé à 25 kilomètres au nord de Québec en utilisant des données de l'aéroport, complétées par une station proche (Charlebourg) et nos propres observations. Notre modèle de simulation est empirique et les coefficients prescrits sont locaux mais semblent donner de bons résultats; Marshall et al. (1999) rappellent que "l'utilisation d'un modèle empirique est simple et les résultats s'ajustent souvent mieux aux observations que ceux des modèles physiques mais la prudence s'impose si on applique le modèle en dehors de sa zone de mise au point". D'ailleurs même un modèle simplifié doit reposer sur des coefficients physiquement justifiables qui sont déterminés empiriquement par les observations. Il est clair que les modèles actuels deviennent de plus en plus raffinés et reposent sur l'analyse de mécanismes physiques complexes aux interactions multiples (voir par exemple de de Quervain (1963) à Boone (2002), sans compter leur extension à un bassin versant et l'appel à la télédétection (Kruetzmann, 2011) et leur couplage aux modèles climatiques pour évaluer l'influence des variations.(Bultot et al.,1994). Cependant la modélisation empirique reste utile. Rappelons simplement, d'une part - et c'est le même problème dans les bilans hydrologiques- que le raffinement physique apporté à une composante n'améliore pas un modèle si les autres composantes sont plus grossières (une caravane avance à la vitesse du chameau le plus lent!) et d'autre part que la majorité des mesures nécessaires aux calculs physiques n'existent pas et doivent être évaluées en utilisant les variables disponibles en routine (Martinec, 2008).

Remarquons enfin que la majorité des chercheurs s'intéressent à la neige en tant que réservoir d'eau dont il faut connaître le volume et l'intensité de la fonte. L'intérêt pour la hauteur de neige est moindre; elle a pourtant une utilité en soi: citons son extension saisonnière et l'albédo planétaire, l'isolation thermique procurée aux sols, aux lacs ou aux maisons, les congères et la circulation, le ski et le tourisme sans compter l'estimation du réservoir d'eau (Jonas et al., 2009).

1. Description du modèle

1. *Les apports extérieurs*: l'aéroport de Québec (Environnement Canada, 46°47'N - 71°23'O - 70 m) dispose des données journalières de la température, du vent, des précipitations relevées le lendemain matin et de leur type : pluie, neige et contenu en eau avec des indications qualitatives sur le temps, par exemple pluie verglaçante. Les épaisseurs de neige sont relevées chaque semaine en bordure du lac Delage (46°58'N - 71°24'O - 150 m). La fonte possible de neige est calculée avec la formule du manuel d'hydrologie (Gray, 1972) pour une zone dégagée; elle a été comparée pendant plusieurs années au bilan d'énergie local et fournit une bonne approximation ($R^2=0,73$) mais l'abandon des mesures appropriées par Environnement Canada nous a obligé à cesser la comparaison. Remarquons que la multiplication de cette fonte par un indice basé sur la durée du jour (qui varie de 8 à 13 heures) s'est avérée très utile; il est semblable au coefficient de Martinec (1986) qui multiplie les degrés-jours employés pour la fonte, et qui augmente de 0,4 en hiver à 0,6 au printemps pour tenir compte de la baisse de l'albédo, de la hausse radiative diurne et probablement d'un effet d'oasis (zones nues autour des derniers îlots de neige) .

2. *Le fonctionnement* : Le programme itératif est disponible dans un chiffrier de type " excel "; On commence par inscrire les conditions initiales sur la première ligne à l'arrivée de la neige : son épaisseur (cm), son eau (ou calculée avec une densité de 0,1 si elle n'est pas disponible), sa densité en g/m^3 . Les calculs commencent avec les lignes suivantes : successivement (annexe) Cor et d, total en eau, H1 et H2 et s'il pleut, le maximum d'eau que peut contenir la neige sans qu'un drainage de base apparaisse, la fonte possible et le surplus qui va s'écouler progressivement. La chute de neige journalière s'ajoute au manteau en place, mais dans le cas de la "neige sèche", il faut tenir compte de son tassement: cette compression dépend de la cohésion entre les grains, elle-même reliée à la densité et à la température, et de la compaction due au poids de la nouvelle neige. Dans une couche unique, il faut se contenter d'une approximation empirique ajustée aux observations, ce qui n'invalide pas nécessairement le procédé mais rend locaux les coefficients. Sans suivre la formule d'Anderson (1963) trop exigeante, on peut s'inspirer de Bultot et al. (1994) ou de Martinec (1977) : pour le premier auteur, d'un jour sur l'autre, en moyenne la densité augmente de 0,01 g/m^3 ce qui correspond à environ 95 % en hauteur et pour le second : $H_t=H_o (t+1)^{-0,3}$ si H est la hauteur et t le nombre de jours après le temps o. Nous avons construit une formule (Cor) en fonction de la densité sans tenir compte de la température dont les effets semblent négligeables. Remarquons que le tassement de la " neige humide" est différent (voir ci-dessous).

Il semble que peu d'auteurs aient mesuré l'importance du phénomène "pluie-sur-neige" (Jueyi Sui et Koehler, 2001) ni proposé un calcul du tassement de la neige qui reçoit de l'eau; c'est pourtant important dans la mesure où un réchauffement du climat risque d'augmenter les cas. Les études disponibles examinent davantage la métamorphose des grains (de Quervain, 1963), la formation de concrétions et la circulation interne de l'eau pour connaître le drainage plutôt que le simple tassement (Conway, 1994; Marschall, 1999; Sturm et Holmgreen, 1993).

Pour les journées où il y a de la pluie, de la neige ou de la fonte, on soustrait d'abord l'épaisseur due à la fonte et on calcule ensuite le tassement causé par l'apport d'eau liquide, compte tenu de la rétention maximale. La quantité d'eau contenue dans la nouvelle neige s'additionne à celle en place, si l'apport de pluie ou de l'eau de fonte ne dépasse pas la capacité limite en eau liquide du manteau. Le total d'eau apporté par l'ajout se calcule aisément mais, si on dépasse le total que la neige peut supporter compte tenu à la fois de son tassement sous l'effet de l'eau et de son seuil de rétention relié à sa densité, un écoulement apparaît à la base du manteau neigeux. Nous avons retenu un seuil de densité totale de 0,43

qui peut fluctuer entre 0,35 et 0,45. Ce seuil semble donner des valeurs d'écoulement semblables à celles calculées avec le seuil de rétention de neige sèche de 0,30 retenu par Bultot et al.(1994). L'apport d'eau retenu sert à calculer le tassement en suivant la formule proposée par A. Bertle (1966, revu en 2008) à la suite d'expériences sur des cylindres remplis de neige.

2. Résultats

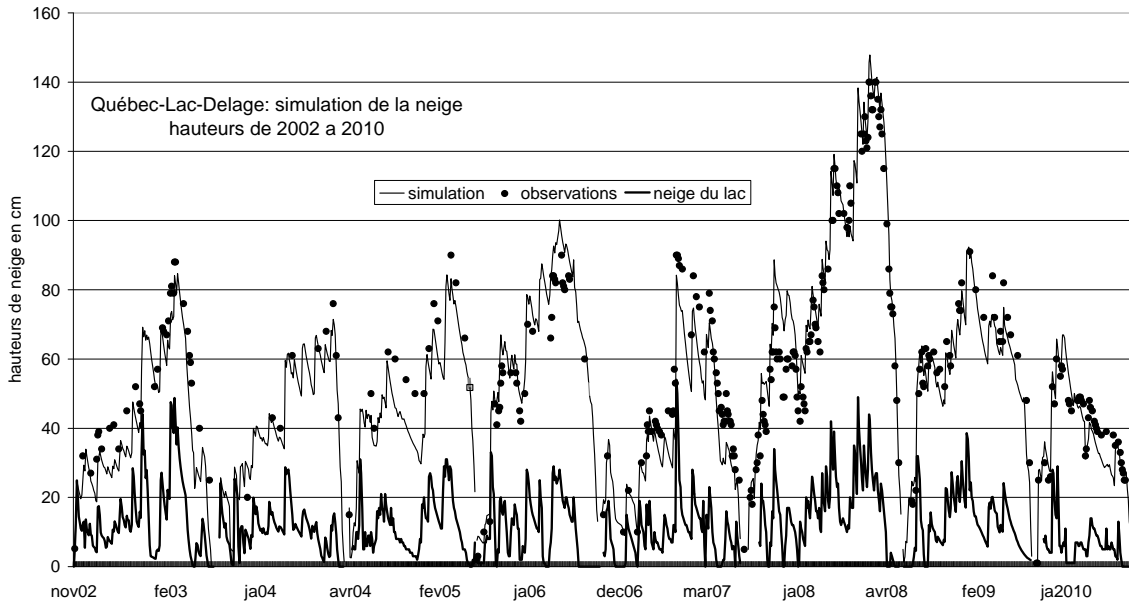


Figure 1 : hauteurs de neige sur le terrain et sur le lac

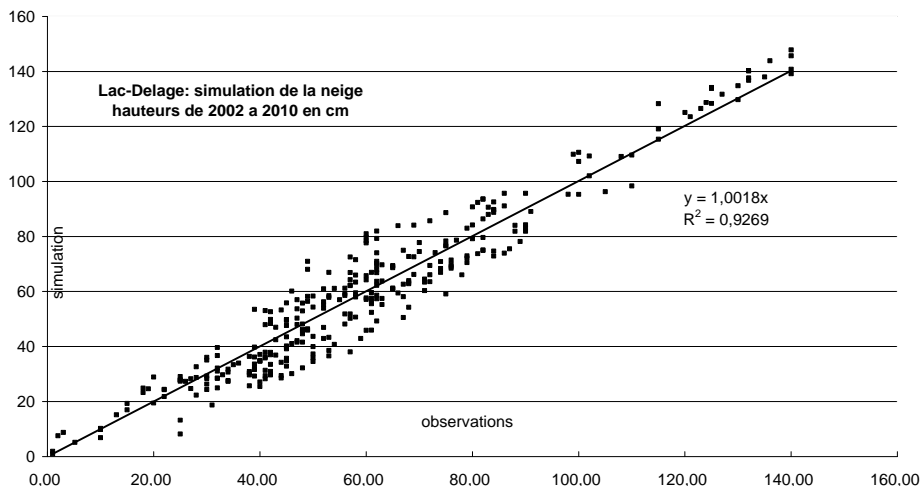


Figure 2 : hauteurs journalières de neige simulées et observées

Les coefficients ont été obtenus par ajustement aux données des années 2007-2009 et ont été appliqués aux autres années. Les résultats obtenus sont semblables en année abondante et en année faible (fig1). On peut remarquer les fortes différences d'épaisseur entre le terrain et

le lac où interviennent fréquemment des absences de neige suite aux inondations qui envahissent toute couche de neige trop lourde et par regel la transforment en nouvelle glace. Les écarts entre observation et calcul peuvent atteindre 20 cm; les principales erreurs sont dues à des manques de synchronisme d'un jour à l'autre entre les deux en cas de variation rapide des valeurs, à l'utilisation d'un pas de temps fixe qui linéarise les fonctions, à des effets de la durée des phénomènes: deux fois 6 cm de pluie n'ont pas le même effet qu'une pluie de 12 cm et la température moyenne d'une journée est peu significative quand elle commence par une pluie chaude qui se transforme plus tard en verglas puis en neige etc. Enfin un modèle à une seule couche ne permet pas de tenir compte de croûtes de surface ou dans le manteau. Dans l'ensemble, avec une corrélation de 0,96 entre la simulation et les observations, le programme suit bien les variations de l'épaisseur nivale (fig.2).

3. Conclusions

Nous avons présenté un programme de calcul de l'épaisseur nivale basé sur une seule couche. L'estimation du tassement journalier de la neige sèche est cruciale, lequel est inversement proportionnel à la densité moyenne du manteau : ce critère simple est un effet de la hausse de la cohésion entre les grains et de l'existence de croûtes plus denses dans le manteau, qui témoignent de son histoire. L'ajout de nouvelles neiges légères à des couches déjà épaisses a pu être négligée. Évidemment les coefficients de tassement sont locaux et devraient être évalués ailleurs. Le deuxième point concerne l'influence de la pluie sur l'épaisseur : nous avons suivi les travaux de Bertle, un des rares auteurs intéressé à une question qui pourrait devenir beaucoup plus pertinente si la probabilité des jours de pluie augmentait en hiver suite à un réchauffement du climat.

4. Annexes

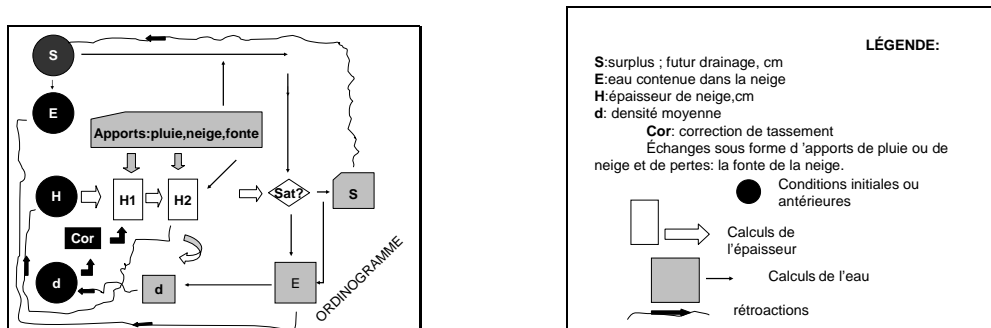


Figure 3 : ordinogramme du modèle

Équations :

- N: nouvelle neige, en épaisseur (Nh) ou en eau (Ne)
- F : fonte de la neige, Fh en épaisseur, Fe en eau
- Cor = correction de tassement de la neige
- L'indication t_{-1} renvoie au temps antérieur
- H1 ou H2 : épaisseur de neige
- d : densité (sat : à saturation)
- E : eau dans la neige
- S : surplus qui s'écoule le jour même et les suivants, en décroissance

$Cor = a + b \times f(d)$ où $f(d) = 0,79 + 0,25 \times d^{0,333}$
 En pratique, $a = 0,404$ et $b = 0,592$ (en fonction des observations)

$D = E/H2$ si $H2 = H1 \times f(E,P,F) + Nh$

$$\text{et } H1 = \text{Cor} \times H2_{t-1} - Fh_{t-1}$$
$$E = E_{t-1} + P + Ne \text{ où } E_{t-1} = \min(E_{t-1} \text{ ou } Esat_{t-1})$$
$$\text{si } Esat_{t-1} = H2 \times dsat \text{ et } dsat \text{ seuil de } \sim 0,43$$

$$f(E,P,F) = 1,474 - 0,474 \times (E_{t-1} + P + Fe) / E_{t-1} \text{ (équation de Bertle)}$$
$$S = \text{maximum de } (0 \text{ ou } E - Esat)$$

$$F = 0,229 + 4,572 \times (0,029 + 0,00525V + 0,00276P) \times T$$

V = vent en km/h, P (pluie) en cm/jour, T = température
La fonte est en cm d'eau par jour et T en Celsius

Note : Une simple réflexion pour terminer; on ne peut pas directement inférer un changement de fréquences de neige ou de pluie à partir d'une hausse des températures car suivant les auteurs et d'ailleurs nos données, les seuils de température moyenne qui permettent de séparer les deux s'étalent de -3 à +2 environ. Par contre on pourrait, mais il faut disposer de nombreuses observations, calculer : 1-les fréquences des classes de température par exemple pour le début de la saison hivernale 2-les probabilités de neige ou de pluie pour chaque classe 3-la probabilité totale pour des périodes courtes 4-faire glisser vers les hautes températures les fréquences de classes et voir la probabilité totale qui en résulte. Un examen très sommaire du mois de décembre nous donnerait pour Québec 10% de moins de jours de neige et 20% de plus de jours de pluie. Ce qui ne nous renseigne pas sur un changement de date du début de la neige permanente laquelle a d'ailleurs peu varié à Québec en un siècle (Hufty, 2009). Ces calculs "thermiques" semblent illusoire dans la mesure où les températures seules ne renseignent pas sur la variation possible des trajectoires et de l'intensité des dépressions qui amènent pluie ou neige. Au printemps, une augmentation de la fonte devrait accélérer la disparition de la neige mais cela dépend beaucoup du total hivernal: de janvier à mars, les chutes de neige coïncident avec des températures plus élevées et si un réchauffement signifie davantage de dépressions et de plus fortes teneurs en eau condensable, le cœur de l'hiver devrait être plus enneigé et le printemps plus tardif?

Bibliographie

- Anderson L. and C.S. Benson, 1963 : The densification and diagenesis of snow, in *Ice and Snow*, D.Kindery. Ed., Chapter 30, 391-411, M.I.T. Press.
- Bertle F.A., 1966 : Effect of snow compaction on runoff from rain on snow, *Engineering Monograph* 35, W.R.T.Public, U.S. Dept. of the Interior Bureau of Reclamations, 45 p. reprint 2008.
- Boone A. and P. Etchevers, 2001 : An intercomparaison of three snow schemes of varying complexity coupled to the same land surface model : local-scale evaluation at an alpine site, *Journal of Hydrometeorology*, **2**, 374-394.
- Boone A., 2002 : Description du schéma de neige ISBA-ES, *CNRM-Météo-France*, Toulouse, 59 p.
- Bultot F., Gellens D., Schädler B. and M. Spreafico, 1994 : Effects of climate change on snow accumulation and melting in the Broye catchment (Switzerland), *Climatic Change*, **28**, 339-363.
- Conway H. and R. Benedict, 1994 : Infiltration of water into snow, *Water Resources Research*, **30(3)**, 641-649.
- Environnements Canada, données météorologiques de la station Québec-Aéroport Jean-Lesage, et Gagnon, obs., Charlebourg.
- Gray D.M., Ed., 1972 : *Manuel des principes d'hydrologie*, C.N.R.C, 570 p.
- Hufty A., 2009 : La neige à Québec : 1872-2008, *Geographia Technica*, Numéro spécial colloque A.I.C. Cluj University Press, 251-256.
- Jonas T., Marty C. and J. Magnusson, 2009 : Estimating the snow water equivalent from snow depth measurements in Swiss Alps, *Journal of Hydrology*, **378**, 161-167.
- Jueyi Sui and G. Koehler, 2001 : Rain-on-snow induced flood in Southern Germany, *Journal of Hydrology*, **252**, 205-220.
- Lamas J., 1985 : *Hydrologie générale : principes et applications*. Éd. Gaëtan Morin, 487 p.
- Marshall H.P., Conway H and L.A. Rasmussen, 1999 : Snow densification during rain, *Cold Regions Science and Technology*, **30**, 35-41.,

- Kruetzmann N.C. et oth., 2011 : Snow accumulation and compaction derived from GRP data near Ross Island, Antarctica, *The Cryosphere Discuss*, **5**, 1-39.
- Martinec J., 1977 : Expected snow loads on structures from incomplete hydrological data. *Journal of Glaciology*, **19**, 185-195.
- Martinec J, and A. Rango, 1986 : Parameter values for snowmelt runoff modelling, *Journal of Hydrology*, **84**, 197-219.
- Martinec J, Rango A. and R. Roberts, 2008 : Snowmelt runoff models, *User's Manual, New Mexico State University, Windows Edition 1.11*.
- Prévost M., Barry R., Stein J. et A. Plamondon, 1989 : Évolution du couvert de neige et des profils hydrique et thermique du sol dans un bassin de la sapinière laurentienne, *Journal of Hydrology*, **107**, 343-365.
- de Quervain M.R., 1963 : On the metamorphism of snow, in *Ice and snow*, W.D. Kingery, Éd.sc., M.I.T. Press, p. 377-390.
- Sturm M. and J. Holmgreen, 1993 : Rain-induced water percolation in snow as detected using heat transfert flux transducers, *Water Resources Research*, **29(7)**, 2323-2334.

TYPES DE CIRCULATIONS ATMOSPHERIQUES A L'ORIGINE DES RISQUES CLIMATIQUES MAJEURS AU MAROC ENTRE SEPTEMBRE 2008 ET NOVEMBRE 2010

JANATI IDRISSE A.* et HANCHANE M.**

*Université Sidi Mohamed Ben Abdellah. Faculté des Lettres et Sciences Humaines Fès Sais, Route d'Immouzer, BP. 59. Laboratoire d'Analyse Géo-environnemental et Aménagement. Courriel : abdelhamidjanati@yahoo.fr

**Université Sidi Mohamed Ben Abdellah. Faculté poly disciplinaire de Taza. Boîte Postale 1223 Taza Gare. Courriel : mhanchane@gmail.com

Résumé : Au Maroc, des précipitations intenses ont marqué les deux années 2008-09 et 2009-10. Elles ont produit des inondations qui ont occasionné de dégâts matériels et humains importants, dont les répercussions sur l'infrastructure et les populations sinistrées ont été non négligeables. A travers cette étude, nous expliquerons les situations météorologiques à l'origine des intempéries responsables des crues historiques enregistrées. Ainsi, nous avons étudié les situations météorologiques à 500 hPa et en surface pour expliquer des cyclogenèses automnales et hivernales.

Mots clés : types de circulations atmosphériques, intensité pluviométrique, risque, inondation.

Abstract : Atmospheric circulation types at the origin of the major climatic risks in Morocco between September 2008 and November 2010. In Morocco, intense rainfall marked the two years 2008-09 and 2009-10. They produced floods which caused human and material damages. Through this study, we will explain the meteorological situations at the origin of the flash flooding caused by heavy rain falling in a short amount of time. Thus, we studied the atmospheric situations at 1015 hPa and 500 hPa surfaces in their relationship with some extreme climatic conditions in order to explain some cyclogenesis for autumn and winter.

Keywords : atmospheric circulation types, rainfall intensity, risk, inundation.

Introduction

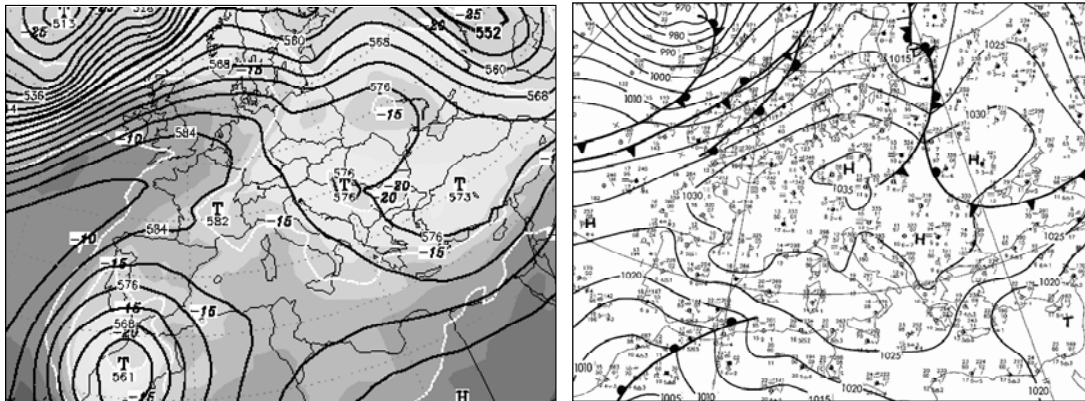
L'excédent pluviométrique durant les deux dernières années (2008-09 et 2009-2010) a permis l'amélioration des ressources hydriques naturelles et mobilisables au Maroc. Selon la Direction de la Météorologie Nationale (D.M.N.), les plus grands excédents pluviométriques, jamais enregistrés depuis 30 ans, ont eu lieu en automne 2008. Des pluies journalières record ont causé de graves inondations, provoquant des dégâts humains et matériels considérables, notamment au nord et au sud-est du pays ainsi que dans la plaine du Gharb. En effet, les barrages, étant à leurs maximums de stockage, n'ont pas pu protéger cette plaine, traversée par l'oued Sebou, des crues provenant de la chaîne rifaine au nord du pays. Dans ce qui suit, nous allons analyser quelques exemples de situations synoptiques exceptionnelles ayant induit des risques climatiques majeurs.

1. Analyse des situations météorologiques à l'origine des pluies exceptionnelles

1.1. Une cyclogenèse automnale causant de graves inondations (analyse des situations d'octobre 2008)

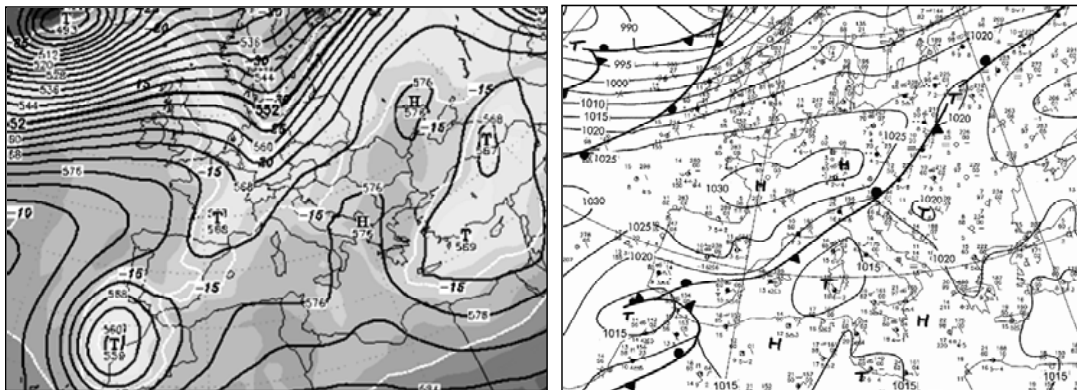
Situation du 9 et 10 octobre 2008: on assiste en altitude à une forte ondulation du flux atmosphérique marquée par la présence d'un talweg qui dirige de l'air froid polaire sur les latitudes marocaines ; l'axe de la vallée est sur le pays. Au sol, l'anticyclone des Açores se prolonge par une dorsale au nord de la péninsule ibérique et met le pays à l'abri d'une vaste zone dépressionnaire qui circule sur l'Atlantique nord. La coulée froide (-20°C) se détache et s'isole de la circulation d'ouest, entre le golfe de Cadix et les îles Baléares, au nord du pays (Fig. 1A). Ce bas géo potentiel est positionné entre un système de haute pression aux larges côtes marocaines et un autre sur la partie orientale de l'Afrique du Nord. C'est une situation typique de dépression bloquée sur le pays (Dalannoy, 1971 ; Demri, 1995 ; Belassal, 2000). Au sol, un flux de secteur sud domine le Maroc, amenant de l'air chaud. La carte

isobarique de surface du 10 octobre indique, en effet, le passage d'un front chaud, se déplaçant vers l'ouest (Fig. 1B). Un gradient thermique très fort se crée avec l'air froid sus-jacent. Des ascendances vigoureuses s'installent.



Figures 1A et 1B : Types de circulations atmosphériques à 500 hPa (1A : à gauche/10.10.2008 à 0 UTC) et à 1015 hPa (1B : à droite/10.10.2008 à 6 UTC)

Situation du 23 au 26 octobre 2008 : il s'agit d'une situation similaire à la précédente avec l'installation d'une goutte froide sur les côtes atlantiques marocaines (Fig. 2A). Celle-ci s'est trouvée isolée dans l'air tropical chaud qui domine les moyennes latitudes surtout dans les niveaux 500 hPa. La carte isobarique au sol (Fig. 2B) indique un front stationnaire arqué, marquant la ligne de contact entre des masses d'air bien contrastées sur les plans thermiques et hygrométriques.



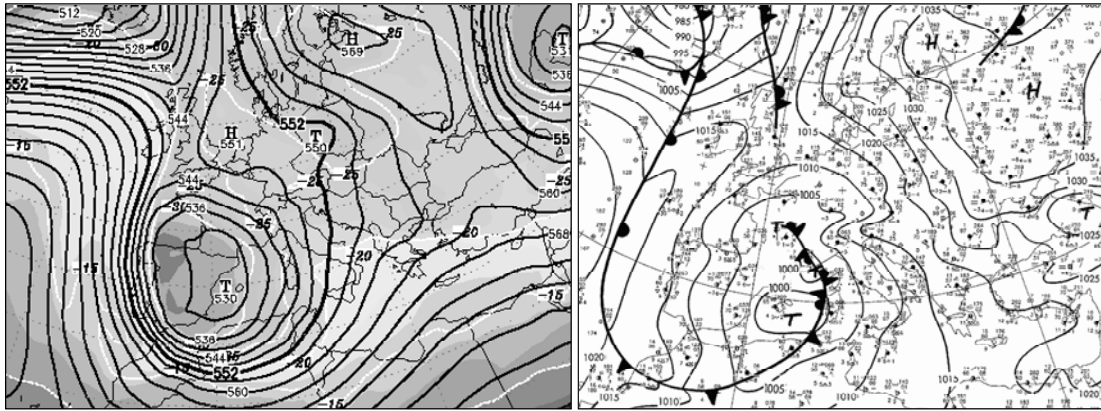
Figures 2A et 2B : Types de circulations atmosphériques à 500 hPa (2A : à gauche / 23.10.2008 à 0 UTC) et à 1015 hPa (2B : à droite/23.10.2008 à 0 UTC)

1.2. Une cyclogenèse hivernale provoquant des chutes neigeuses et des inondations

Au cours de ces trois dernières années une importante activité cyclonique, issue de l'Atlantique, s'est produite entre novembre et février. En raison de l'advection fréquente de l'air polaire maritime vers le sud, suivant une circulation méridienne, les dépressions atlantiques étaient à l'origine d'abondantes précipitations liquides et solides, dont les effets ont été néfastes sur les populations.

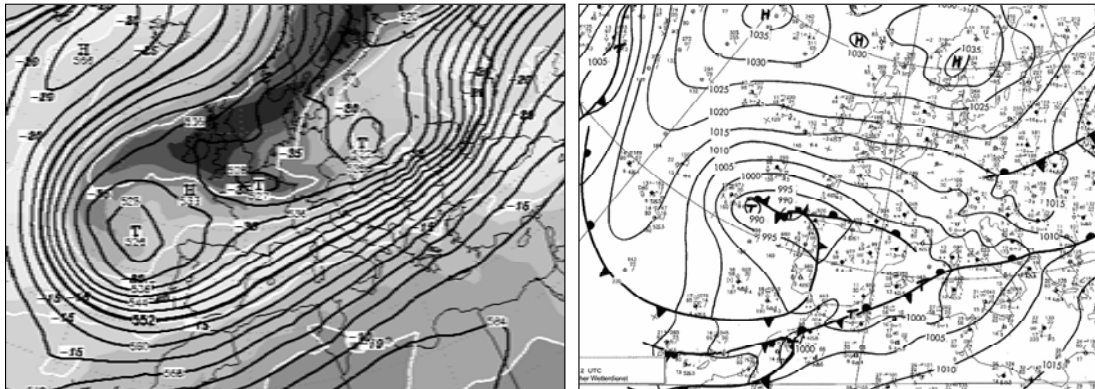
Situation du 14 au 16 décembre 2008 : une forte vallée d'altitude, limitée à l'Ouest par un haut géopotential centré sur l'Atlantique, a traversé le nord du pays. Le 15 décembre, une goutte froide (-35°) s'est détachée de la coulée et est venue s'installer au nord du Maroc (Fig. 3A). Le champ thermodynamique a accusé une forte baisse de la pression géo-potentielle, avoisinant 536 dam gp. En surface, on note la présence d'un couloir dépressionnaire dirigé de la Mer du Nord à la Méditerranée occidentale. Ainsi, la dépression centrée sur les îles Baléares dirige-t-elle avec l'anticyclone des Açores un flux perturbé instable sur le pays (Fig.

3B). Cette situation est marquée en surface par le passage d'un front froid, à l'origine de pluies abondantes. Elle correspond à un type de temps de NW déjà décrit par Demri (1995), Benarafa (1997) et Belassal (2000). Ce temps pluvieux NW humide et froid, touchant l'Oriental, le Rif et le Moyen Atlas, a été accompagné de chutes de neige sur les reliefs.



Figures 3A et 3B : Types de circulations atmosphériques à 500 hPa (3A : à gauche / 15.12.2008 à 0 UTC) et à 1015 hPa (3B : à droite/15.12.2008 à 0 UTC)

Situation du 27 au 30 novembre 2010: la carte de la surface isobarique 500 hPa montre une forte ondulation du flux au Nord du parallèle 35°N (situation en Oméga : Fig. 4A). Le nord du Maroc est touché par l'extrémité sud d'un talweg continental. Le 28 novembre 2010, le pays se trouve au sol sous l'influence d'un flux perturbé de NW commandé par une dépression profonde se dirigeant du Golf de Cadix aux îles Baléares (Fig. 4B).



Figures 4A et 4B : Types de circulations atmosphériques à 500 hPa (4A : à gauche / 30.11.2010 à 0 UTC), à 1015 hPa (4B : à droite 30.11.2010 à 12 UTC)

Les jours suivants, une goutte froide se détache de la coulée froide d'altitude. Celle-ci dirige avec la dorsale orientale un flux de direction W à SW sur le Maroc. Au sol, la dépression centrée sur la péninsule Ibérique dirige un flux perturbé et instable avec une advection d'air froid et humide responsable du soulèvement de l'air chaud, véhiculé par la branche orientale de la vallée d'altitude. Le 30 novembre, une poussée de l'air polaire maritime s'est traduite par l'advection d'un front froid vers le sud sur l'océan proche.

2. Risques engendrés par ces intempéries

2.1. Des crues historiques engendrées par des pluies exceptionnelles en octobre

La situation météorologique au début du mois d'octobre 2008 a été marquée par l'enregistrement de pluies record sur les régions orientales et méridionales du Maroc : 100 mm à Figuig, 82 mm à Zaouit Sidi Hamza, 70 mm à Gourrama et 62 mm à Bouarfa. Les jours suivants, la dépression dirige un flux d'est avec le développement de nuages instables sur le Maroc oriental, le Rif occidental et central et le Moyen Atlas. Sur la côte méditerranéenne du pays, on a enregistré 71 mm à Al-Hoceima, 67 mm à Nador, 51 mm à Tétouan et 81mm à Tanger. La fin de ce mois s'est avérée exceptionnellement pluvieuse sur les côtes méditerranéennes, notamment sur les stations côtières de la Méditerranée (tableau n°: 1) Ces intempéries se sont traduites par d'énormes inondations dans le sud-est (Province d'Er-Rachidia), la plaine du Gharb (bassin de Sebou) et au Nord du pays.

Tableau n° : 1 Les nouveaux records pluviométriques enregistrés sur les côtes méditerranéennes marocaines durant la période du 23 au 26/10/2008

Stations	Ancien record	Date	Nouveau record	Date
Tanger	124.5 mm	04/10/1997	199.5 mm	23/10/2008
Tétouan	86.5 mm	06/10/1984	94 mm	23/10/2008
Al-Hoceima	88.3 mm	10/10/1966	129 mm	26/10/2008
Nador	40 mm	14/10/1989	123 mm	26/10/2008

Le 10 octobre 2008, dans la province d'Er-Rachidia au Sud Est du Maroc de fortes précipitations accompagnées de vents forts et de grêle, ont provoqué d'énormes inondations dans la vallée de Guir, qui ont causé des dommages humains et matériels importants. A l'oued Guir, le débit instantané a atteint 3000 m³/s, ce qui représente un record depuis la mise en service de la station de jaugeage en 1961. A Foug Zaâbal, l'oued Ziz, a charrié un débit maximum instantané de 2600 m³/s. Dans la province de Nador au Nord, onze personnes ont été emportées par une forte crue de l'oued Guerti gonflée par une crue exceptionnelle de 2.400 m³/s.

Dans le haut Sebou, appartenant à la chaîne moyen-atlasique, la crue observée en amont du barrage Allal Al Fassi le 10/10/2008 à 19 heures, a drainé 2600 m³/s au niveau de la station Azzaba, alors que le débit historique relevé depuis 1966 a été 1090 m³/s selon l'Agence du Bassin Hydraulique du Sebou. A Tanger, les pluies diluviennes du 23 octobre 2008, ayant apporté 176 mm en cinq heures seulement ont inondé des quartiers entiers dans la ville dont 150 usines de la zone industrielle traversée par l'oued M'ghougha drainant un débit de 300 m³/secondes. Dans les deux villes de Nador et Oujda au NE (70 mm en 1h 15 mn), ces intempéries ont inondé plusieurs quartiers, causant une paralysie de la circulation sur les grandes artères dans ces agglomérations.

2.2. Des pluies hivernales causant des chutes de neige et des inondations

L'origine septentrionale des flux perturbés a engendré une baisse des températures, d'où l'abondance des précipitations solides en particulier sur les reliefs rifains et atlasiques. La figure 5 indique les hauteurs de neige enregistrées sur les sommets et les plateaux de diverses régions au Maroc. Ainsi, Plusieurs routes ont été endommagées et coupées à la circulation suite aux chutes de neige, des toitures se sont effondrées et des douars se trouvant isolés par ces précipitations. Selon les autorités 14 personnes ont péri à cause de ces conditions climatiques sévères.

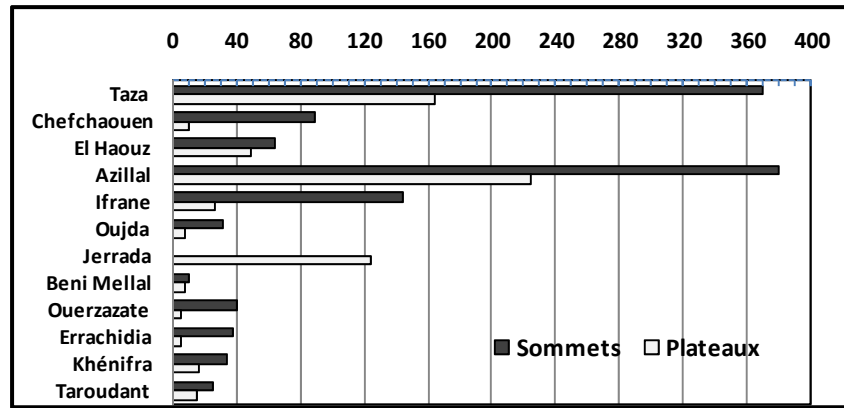


Figure : 5 Les hauteurs de neige enregistrées dans diverses régions du Maroc en novembre et décembre 2008

Quant à la situation du 27 au 30 novembre 2010, elle a été marquée par des pluies torrentielles sur les côtes et les plaines atlantiques. Depuis le 29 novembre à 6 h TU en 24 heures, les hauteurs pluviométriques enregistrées s'élèvent à 178 mm à Casablanca, 155 mm à Mohamédia, 152 mm à Benslimane, 149 mm à El Jadida et 126 mm à Rabat. Cette instabilité atmosphérique a été amplifiée sur le relief (effet orographique) ; on a enregistré 108 mm à Ifrane (Moyen Atlas) et 175 mm à Chefchaouen (Rif). Ces fortes précipitations ont provoqué des inondations à Casablanca qui ont coûté la vie à 31 personnes dont 18 ont périés dans un autocar le 30 novembre 2010.

L'abondance pluviométrique automnale et hivernale était à l'origine de graves inondations dans la plaine du Gharb, la zone la plus basse du bassin le plus important du Maroc, le Sebou. En raison des hauteurs pluviométriques record tombées entre septembre 2009 et mars 2010 dans la chaîne du Rif (2739 mm à Jbel Outka province de Taounate) et 2097 mm à Bab Taza (province de Chefchaouen), trois déversements du plus grand barrage du Maroc, El Wahda (3600 Millions de m³), ont eu lieu pendant cette période et la crue maximale enregistrée à son entrée est de 7000 m³/s le 9/3/2010. Un tel volume en eau n'a jamais été mesuré depuis la mise en service de la station de jaugeage Mjaara en 1956. L'application de la loi de J.E.Gumbel pour estimer la fréquence de retour des pluies maximales annuelles et des débits maximums instantanés pour une période qui dépasse 30 ans en utilisant la méthode graphique (Fig : 6 et 7), nous a permis de dégager les valeurs exceptionnelles qui peuvent récidiver une fois selon des durées données (tableau n°: 2).

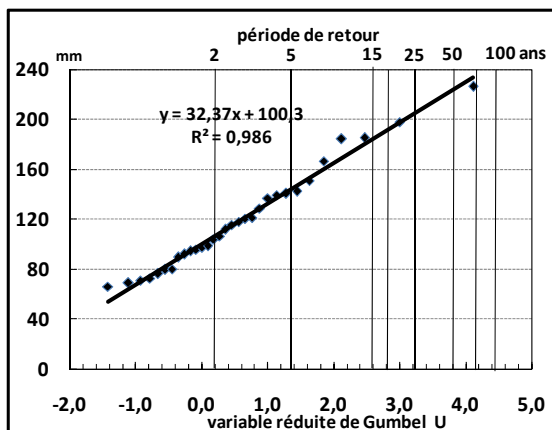


Figure : 6 Pluies maximales journalières de retour à la station Ouedka au Rif central

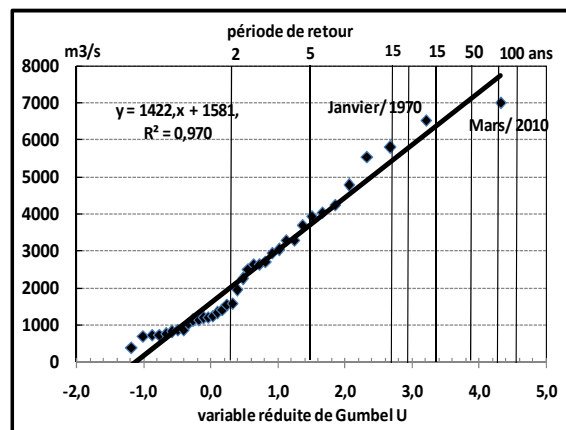


Figure : 7 Débits maximums instantanés de retour à la station Mjaara (oued Ouerghra affluent du Sebou)

Tableau : 2 Les valeurs de pluies et de débits correspondants aux durées de retour pour deux stations dans le bassin du Sebou

période retour	2 ans	5 ans	15 ans	20 ans	25 ans	50 ans	75 ans	100 ans
P Max St Ouedka (mm)	69,9	183,4	301,1	330,8	353,6	424,1	465,1	494,1
Q max In St° Mjaara (m3/s)	2002,3	3795,3	5652,1	6121,1	6482,3	7595,0	8241,7	8699,5

Les débits maximums des oueds au niveau des stations hydrologiques des bassins non contrôlés par des retenues de barrages ont participé de manière significative aux apports d'eau qui ont inondé la plaine (Fig.8). La crue de l'Oued Beht, ayant atteint une hauteur de 7 mètres, a été la plus dévastatrice. Ainsi plus de 80000 hectares et 1800 maisons ont été submergés dont 400 maisons construites en pisé se sont effondrées



Figure: 8 Image satellitaire des surfaces inondées en avril 2010

Conclusion

Au cours de ces deux dernières années 2008-2009 et 2009-2010, le Maroc a connu des situations de fortes précipitations qui rappellent celles des années soixante. Cependant, des records journaliers de pluies se sont battus pendant l'année 2008-2009, ce qui qualifie cette dernière d'exceptionnelle. Le Maroc a vécu, depuis la fin des années soixante-dix, des sécheresses climatiques fréquentes. L'avènement de deux périodes pluvieuses au cours des années quatre-vingt-dix : 1995-96/1997-98 et ces deux dernières années particulièrement humides indique que le changement climatique dans le pays peut aussi générer de l'abondance pluviométrique. Un tel constat doit inciter d'avantage à, non seulement gérer l'impact de la sécheresse comme on l'a déjà fait jusqu'à présent, mais également à gérer parfois l'abondance pluviométrique dont les risques sur l'environnement et la société sont non négligeables, malgré leurs effets bénéfiques pour le secteur agricole.

Bibliographie

Belaassal A, 2000 : *Variabilité des géo potentiels à 700 et 500 hPa et précipitations au Maroc nord occidental*. Thèse de Doctorat soutenue à l'Université de Provence d'Aix-Marseille I. 197 p.

Benaarafa S, 1997 : Variabilité et impacts climatiques des types de temps sur Rabat. *Publications des la Faculté des Lettres et Sciences Humaines de Rabat-Agdal, Maroc. Série Colloques et séminaires*, **63**, 49-71

Delannoy H, 1971 : Aspects du climat de Marrakech et de sa région. *Rev. Géographie du Maroc*, **20**, p69-105.

Demri Z, 1995 : *Variabilité interannuelle de la sécheresse et de l'humidité au Maroc*. Thèse soutenue à l'Université de Rennes 2, 523 p.

www.wetter3.de. Source des cartes météorologiques

LE SYSTEME MONDIAL D'OBSERVATION DU CLIMAT CONTRIBUTION FRANÇAISE

JUVANON DU VACHAT R.

*Société Météorologique de France
1, Quai Branly 75340 Paris Cedex 07 France
Regis.Juvanon-du-Vachat@meteo.fr*

Résumé : *On présente la contribution française au Système Mondial d'Observation du Climat (SMOC), qui a pour but la surveillance du climat, et qui a été recensée en 2009 pour la 5^{ème} Communication Nationale de la France à la Convention Climat (www.unfccc.int). On se limite aux réseaux d'observation de l'atmosphère et des glaciers, qui permettent de suivre leur évolution (température, glaciers) sur une longue période. On évoque aussi les risques glaciaires. On conclut sur l'importance des indicateurs du climat que sont les glaciers et plus généralement le rôle du SMOC pour la surveillance du climat dans ses diverses composantes.*

Mots-Clés : *Observation du climat, système mondial, communication nationale, glaciers de montagne*

Abstract : *The French contribution to the Global Climate Observing System The French contribution to the Global Climate Observing System (GCOS) is presented. The aim of such programme is the climate monitoring in four domains : atmosphere, ocean, terrestrial domain (vegetation cover, glaciers) and the spatial domain. An inventory of all these observations for climate has been compiled in 2009 for the 5th National Communication under the United Nation Framework Convention on Climate Change (Unfccc). Here we only consider the climate observation for the atmosphere and the glaciers. The evolution on the long term of temperature and glaciers is described and compared. The glacial risks are also considered. We conclude on the role played by glaciers as illustrating the climate evolution and on the importance of the GCOS programme for monitoring the earth climate.*

Keywords : *Climate observations, global system, national communication, mountain glaciers*

Introduction

En novembre 2009, la Direction Générale Energie et Climat (DGEC, Ministère de l'Ecologie) a remis la 5^{ème} Communication Nationale à la Convention Climat (UNFCCC), qui contient un chapitre consacré à la Recherche et à l'Observation Systématique (DGEC, 2009). Ce chapitre présente les programmes français de recherche et d'observation sur le Changement Climatique. Cet article résume la contribution française au Système Mondial d'Observation du Climat (SMOC, GCOS en anglais) qui a été recensée en 2001 pour la première fois (Juvanon du Vachat, 2003). Il s'agit de recenser les divers réseaux français d'observation pertinents pour le climat et de s'assurer qu'ils permettent le suivi du climat et de son évolution en référence à la Convention Climat (Rio, 1992) et au Protocole de Kyoto (1997). C'est en effet la Convention Climat qui a initié ce programme GCOS en 1992 sous la responsabilité des quatre organismes suivants : l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM), le Programme des Nations Unies pour l'Environnement (PNUE), la Commission Océanographique Intergouvernementale (COI) et le Conseil International pour la Science (CIUS).

Il faut préciser aussi que le SMOC est un système d'observation composite comprenant quatre domaines d'observation : l'atmosphère, l'océan, le domaine terrestre (glaciers, couverture végétale, flux de carbone dans les écosystèmes), enfin l'observation spatiale qui couvre d'ailleurs tous ces domaines. On se limite ici à la présentation des réseaux atmosphérique et terrestre (glaciers), en renvoyant à la 5^{ème} Communication Nationale (DGEC, 2009) pour les autres volets. On présente aussi des résultats d'observation, en indiquant les sites qui fournissent ces informations. On conclut sur le rôle important joué par le SMOC pour la surveillance globale du climat de la planète.

1. Observation atmosphérique

L'observation atmosphérique comprend le réseau météorologique de surface (GSN), le réseau d'altitude (GUAN) et des mesures physico-chimiques de l'atmosphère (réseau GAW).

Le réseau météorologique de surface (GSN) comprend depuis 1999 les 6 stations suivantes en France métropolitaine : Rennes, Strasbourg, Bourges, Toulouse, Marseille et le Mont-Aigoual (station de montagne). Ces stations font partie du réseau synoptique de base de l'OMM, pour la diffusion des données. De ce fait les séries de données anciennes (moyennes mensuelles et quotidiennes) ainsi que les méta-données et les données journalières, sous forme de messages CLIMAT sont régulièrement fournies au Centre Climatologique mondial d'Asheville (USA).

Pour la France d'outre mer le réseau GSN comprend les 14 stations suivantes. Pour la Guyane : Cayenne-Rochambeau* ; pour la Guadeloupe : Le Raizet ; pour l'Océan indien et les Terres australes : Dzaoudzi-Pamanzi (Mayotte), Martin de Vivies* (île Amsterdam), Port-aux-Français* (île Kerguelen) ; pour l'Antarctique : Dumont d'Urville* ; pour la Nouvelle Calédonie : Koumac, Nouméa*, Hififo (île Wallis) ; pour la Polynésie Française : Atuona*, Tahiti-Faaa*, Rikitea, Tubuai et Rapa*. Le réseau GUAN concerne la mesure en altitude par radiosondage comprend 9 stations* outre mer seulement plus l'île de Tromelin (océan indien).

1.1 Tendance de température sur le siècle

L'analyse des longues séries d'observation de température a permis après homogénéisation de déterminer l'évolution du climat sur la France depuis 100 ans, qui est en moyenne annuelle T_m de 0,7°C à 1°C. L'évolution de T_m à Paris-Montsouris (où la série de températures remonte jusqu'à 1873) pour la période 1901-2000 est de 0,77 °C (Figure 1, Moisselin et al., 2002). Enfin cela confirme que l'on ne peut attribuer ce réchauffement uniquement à l'effet urbain, qui représente une contribution de 10%, ce qui est conforme aux résultats du GIEC.

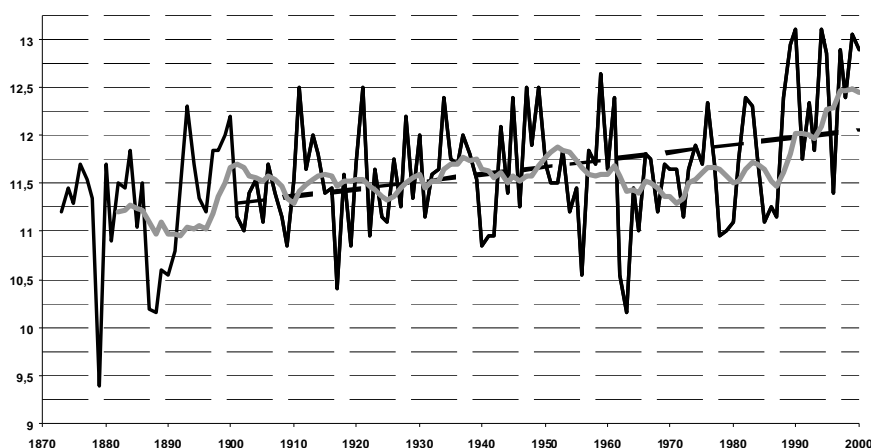


Figure 1 (Moisselin et al., 2002) : Evolution de 1873 à 2000 des températures moyennes annuelles (°C) à Paris-Montsouris (noir continu) ; moyenne glissante sur 15 ans (gris) ; tendance 1901-2000 en traits discontinus).

1.2 Réseau physico-chimique GAW

Ce réseau GAW mesure la physico-chimie de l'atmosphère (programme BAPMON avec 4 stations). L'ozone est mesurée à l'Observatoire de Haute Provence et à celui de Bordeaux, à Dumont d'Urville (Antarctique), à Saint Denis de la Réunion et dans l'île Kerguelen (réseau de surveillance de la stratosphère NDACC). Enfin pour le CO₂, voir le réseau RAMCES, 3.

2. Observation des glaciers de montagne

Réseau d'observation du LGGE

Le Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement (LGGE) poursuit des observations glaciologiques sur les glaciers alpins depuis 1956. Il s'agit de déterminer le bilan de masse (accumulation et ablation) de ces glaciers et leurs modifications géométriques et dynamiques (positions des fronts, épaisseurs, vitesses). C'est un indicateur de l'évolution climatique à haute altitude et cela aide à l'analyse des risques naturels d'origine glaciaire (cf. le glacier de Tête-Rousse en 2010, Tournaire et Patriarca, 2010). Depuis 1995, le réseau d'observations des bilans de masse a été étendu et rendu pérenne, ce qui permet de surveiller en particulier quatre glaciers alpins : Argentière, mer de Glace, Gébroulaz et Saint-Sorlin. On dispose ainsi d'observations dans la plupart des massifs alpins français, sur plus de 1500 m de dénivelé et pour différentes expositions. Ces bilans de masse permettent de déterminer les variations de volume des glaciers à l'échelle de 10 ou 15 ans. L'analyse des bilans de masse sur les 50 dernières années prouve désormais que ces observations sont adaptées pour détecter l'évolution des bilans énergétiques (fusion estivale) et celle des précipitations hivernales (accumulation) en haute montagne (Vincent, 2002). L'évolution du bilan de masse de 3 glaciers (Argentière, Gébroulaz et St Sorlin) pendant 100 ans est présentée en Figure 2. Enfin le CEMAGREF mesure le bilan de masse du glacier de Sarennes depuis 1949 et le Parc National des Ecrins celui du glacier Blanc.

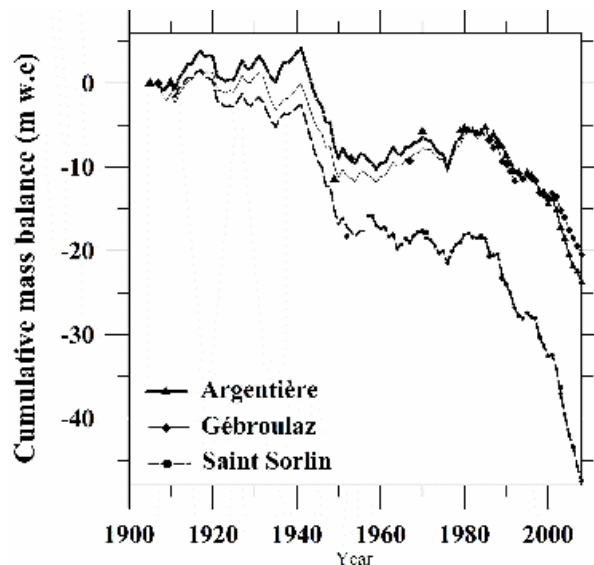


Figure 2 (d'après Vincent, 2002) : Bilan de masse (hauteur d'eau équivalente) pour les glaciers d'Argentière, de Gébroulaz et de St Sorlin de 1900 à 2008. Mesures directes (petits triangles), mesures faites à partir de cartes (grands triangles).

Glaciers tropicaux

Depuis 1991, l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD) poursuit un programme similaire, mais sur des glaciers tropicaux (Bolivie, Equateur et Pérou) : détermination des bilans de masse, des modifications géométriques et dynamiques, avec parfois des stations météorologiques permettant de calculer le bilan d'énergie à leur surface. Ce programme a débuté en Bolivie (1991) avec deux glaciers : le Glacier Zongo (suivi mensuel du bilan de masse et du bilan hydrologique, suivi annuel des variations du front du glacier et de sa dynamique, et détermination du bilan d'énergie en surface depuis 1996) et le glacier de Chacaltaya qui a malheureusement disparu en 2008 (il constituait la piste de ski la plus élevée

du monde à 5500 m d'altitude et à 25 Km de La Paz) ! Depuis 1995, on a équipé le glacier 15 de l'Antizana en Equateur d'un dispositif de mesures identiques au glacier Zongo et le glacier du Carihuarazo est suivi annuellement pour son bilan de masse. Depuis 1999, deux glaciers de la Cordillère Blanche au Pérou sont étudiés pour connaître leur bilan de masse annuel. Enfin, depuis 2002 en Inde et depuis 2007 au Népal, un programme similaire est mené en Himalaya, pour étudier les glaciers comme indicateurs du climat et comme ressource en eau dans cette région influencée par la mousson indienne, et très densément peuplée.

Observatoire de Recherche en Environnement sur les glaciers

Afin d'homogénéiser et de pérenniser le réseau de mesures effectuées à la fois sur les glaciers alpins et tropicaux, un Observatoire de Recherche en Environnement (ORE) sur ces glaciers a été créé : c'est l'Observatoire GLACIOCLIM (« Les GLACiers, un Observatoire du CLIMat »). Il permet de constituer une banque de données pour étudier les variations climatiques et valider les modèles de climat. Les glaciers sélectionnés dans ce projet d'observatoire sont représentatifs de climats variés et s'alignent sur un méridien climatique allant de l'Equateur (Antizana) aux Pôles (Dôme C et Dumont d'Urville) en passant par la région subtropicale (Zongo) et les Alpes (Argentière et Saint Sorlin). La partie polaire de ce projet est menée en collaboration avec l'Institut Polaire (IPEV). Les données archivées sur support informatique sont mises à la disposition de la communauté scientifique depuis mai 2001, sur le serveur du LGGE (lgge.obs.ujf-grenoble.fr). On trouvera des résultats sur le suivi des glaciers alpins pendant le XXème siècle dans (Vincent, 2002). Pour les glaciers tropicaux, dont le fonctionnement fonte estivale et accumulation hivernale est très différent de celui des glaciers alpins, voir Francou et al. (1997) ou Francou et Vincent (2007). Depuis 2010, cet Observatoire est devenu un Service d'Observation et d'Expérimentation en Recherche et en Environnement (SOERE), en permettant un suivi hydrologique de bassins versants englacés, afin de quantifier la contribution glaciaire pour la ressource en eau. Il intègre aussi les glaciers himalayens Chhota Shigri en Inde et Mera au Népal (Wagnon et al., 2008). Un bilan général de l'évolution des glaciers dans le monde est donné en Figure 3 (Francou et Vincent, 2007).

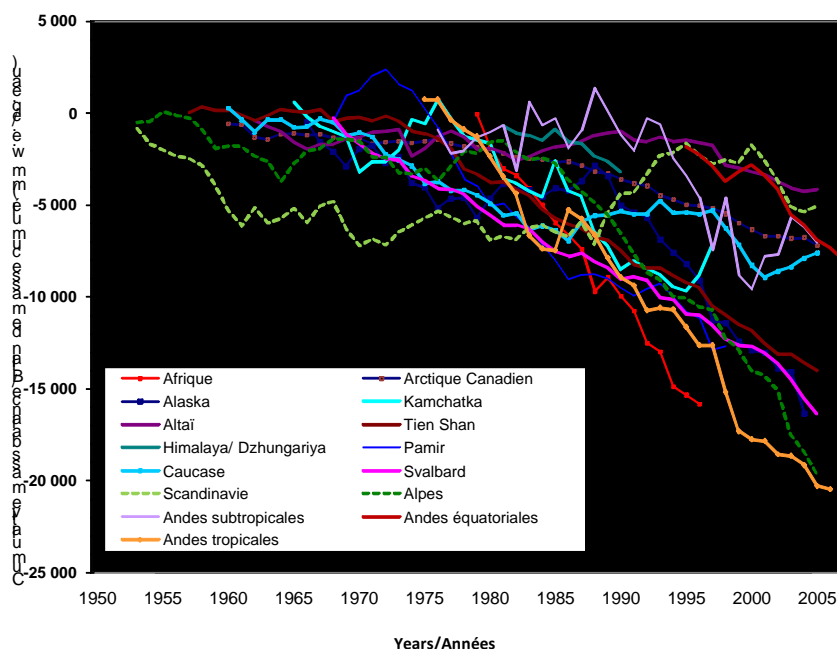


Figure 3 (d'après Francou et Vincent, 2007) : Evolution des glaciers dans les différentes régions du monde pour une période de 50 ans environ.

3. Le réseau RAMCES pour le suivi des gaz à effet de serre

Le suivi à long terme des gaz à effet de serre est effectué par le réseau RAMCES (LSCE) pour comprendre le cycle des gaz à effet de serre (CO_2 , CH_4 , N_2O) et leur rôle au sein du système climatique. A partir de mesures régulières et précises de ces gaz sur un réseau global d'observatoires on déduit la distribution spatio-temporelle des sources et des puits. Ceci permet de quantifier le bilan de carbone (ou autre gaz) d'une grande région et sa variabilité dans le contexte de vérification de politiques de contrôle ou de réduction des émissions de gaz à effet de serre (Protocole de Kyoto).

Les observatoires du réseau RAMCES

Deux observatoires de mesures en continu du CO_2 existent depuis 1981 sur l'île Amsterdam et depuis 1992 à Mace Head (Irlande) et sont stations de référence du réseau GAW. S'y ajoutent depuis 2001 les observatoires de Saclay et du Puy de Dôme, pour disposer de sites aux environnements variés (urbain, rural, marin). Le suivi du N_2O , troisième principal gaz à effet de serre a débuté en 2000. Depuis 1996, le LSCE a mis en place des prélèvements réguliers par avion de 0 à 3000 m au-dessus d'Orléans (atmosphère de fond en région continentale). Ces données permettent de quantifier la variabilité saisonnière du CO_2 dans la basse troposphère. On trouvera des bilans régionaux de flux de CO_2 sur différentes régions dans (Bousquet et al., 2000 ; Ramonet et al., 2010).

Réseau RAMCES dans l'océan indien

Pour densifier le réseau dans des régions clés, le choix s'est porté sur l'Océan Indien. Il s'agit du Service d'observation OISO (Metzl, 2002) basé sur le navire océanique Marion-Dufresne, avec 3 stations de prélèvement d'air sur flacons à La Réunion, à l'île de Tromelin (depuis 1997) et aux Maldives. Ces stations complétées par les îles Amsterdam (continu) et Crozet permettent une bonne caractérisation du rôle de cette région dans le cycle du carbone.

Projets européens en lien avec RAMCES

Le programme européen ICOS vise à porter de 14 à 30 les observatoires du CO_2 au-dessus du continent européen, avec le soutien financier du Programme Cadre de l'Union Européenne. Ce programme vise une approche intégrée pour estimer et contrôler le bilan net de carbone en Europe depuis l'échelle mensuelle jusqu'à l'échelle décadaire. C'est un véritable réseau pan-européen de suivi des gaz à effet de serre, qui unifie les réseaux de mesures du CO_2 en Europe, complétés par des mesures avion. Enfin grâce à des techniques de mesures sophistiquées (traceurs multiples, isotopes du carbone,...) on peut séparer les différentes origines des flux de carbone.

4. Conclusion, remarques et sites d'information

Cet article donne une vue récente de la contribution française au SMOC, en se limitant aux aspects atmosphériques et terrestres (glaciers). Pour les volets océanographique et spatial on renvoie à l'ensemble de la contribution dans le chapitre VIII de la 5^{ème} Communication Nationale (DGEC, 2009 ; site : www.developpement-durable.gouv.fr) où se trouve aussi présenté l'ensemble des programmes de recherche sur le Changement Climatique. Il faut noter que cette contribution au SMOC a été réalisée en suivant les nouvelles lignes directrices adoptées à Bali en 2008 (voir les tableaux dans l'Annexe XI de la Communication Nationale). Enfin une réponse au plan de mise en œuvre du SMOC (GCOS-IP, document GCOS_92 sur le site GCOS de l'OMM : www.wmo.int/pages/prog/gcos) a été également réalisée en janvier 2009 (voir la synthèse dans Juvanon du Vachat, 2011).

Voici des remarques qu'inspire cet exercice de Communication Nationale sur le SMOC. La

pérennisation de l'observation est importante et le concept d'Observatoire de Recherche en Environnement est une réponse, avec les deux exemples : GLACIO-CLIM et RAMCES.

Un autre Observatoire important est l'Observatoire National des Effets du Réchauffement Climatique (loi du 19 février 2001) qui permet de suivre les impacts du changement climatique en France (outre mer inclus) et de préparer les adaptations nécessaires. Sur son site (www.onerc.gouv.fr) figurent des indicateurs comme ceux des glaciers alpins cités plus haut.

La dualité satellite et l'observation globale, versus observation in-situ pour laquelle l'Europe construit le système GMES (Global Monitoring for Environment and Security). Ce cadre européen devient naturel pour les observations liées au carbone, avec les projets Carbo-Europe et ICOS soutenus par les Programmes Cadre de l'Union Européenne.

Enfin le soutien aux pays en développement s'est effectué à travers la campagne AMMA (restauration de radio-sondages) et le suivi des glaciers andins mentionnés.

Bibliographie

Bousquet Ph., Ph. Peylin, Ph. Ciais, C. Le Quéré, P. Friedlingstein, P. Tans, 2000 : Regional changes in carbon dioxide fluxes of land and oceans since 1980. *Science*, **290**, 1342-1346.

DGEC, 2009 : 5^{ème} Communication Nationale à la Convention Cadre des Nations Unies sur les Changements Climatiques. Voir le site : www.effet-de-serre.gouv.fr.

Franco B., P. Ribstein et B. Pouyaud, 1997 : La fonte des glaciers tropicaux. *La Recherche*, **302**, 34-37.

Franco B., et C. Vincent, 2007 : *Les glaciers à l'épreuve du climat*. Editions Belin-IRD, 272p.

Juvanon du Vachat R., 2003 : Le Système Mondial d'Observation du Climat. Contribution française. *Ass. Inter. Climatologie*, **Vol. 15**, 458-464.

Juvanon du Vachat R., 2011 : The French contribution to the Global Climate Observing System. *Adv. Sci. Res.*, **6**, 45-48.

Metzl, N., 2002 : Les campagnes OISO. *Met Mar*, **190**, 6-11.

Moisselin JM. et al., 2002 : Les changements climatiques en France au XX^{ème} siècle. *La Météorologie* 8^e série, **38**, 45-56.

Ramonet et al., 2010 : A recent build up of atmospheric CO₂ over Europe. Signals and possible explanations. *Tellus*, **62B**, 1-13.

Tournaire P., et E. Patriarca, 2010 : *Menace sur St Gervais*. Editions Catapac, 110 p.

Vincent C., 2002 : Influence of climate change over the 20th Century on four French glacier mass balances. *J. Geophys. Res.*, **107**, D19, ACL4 1-12.

Wagnon, P., Y. Arnaud et P. Chevallier, 2008 : La source himalayenne se tarit. *La Recherche*, **421**, 48-51.

SIGLES ou ACRONYMES (non définis dans le texte)

AMMA : Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine

BAPMON : Background Air Pollution Monitoring Network

CEMAGREF : Centre du Machinisme Agricole, du Génie Rural et des Eaux et Forêts

GAW : Global Atmosphere Watch

GCOS : Global Climate Observing System (en français SMOC)

GIEC : Groupe Intergouvernemental d'experts sur l'Evolution du Climat

GSN : GCOS Surface Network

GUAN : GCOS Upper Air Network

ICOS : Integrated Carbon Observing Strategy

IPEV : Institut Paul Emile Victor

LSCE : Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement

NDACC : Network for Detection of Atmospheric Composition Change

OISO : Service d'observation de l'océan indien

RAMCES : Réseau Atmosphérique de Mesure de Composés à Effet de Serre

SMOC : Système Mondial d'Observation du Climat

UNFCCC : United Nations Framework Convention for Climate Change

EVOLUTION DE LA PLUVIOMETRIE DANS LE BASSIN PERI-URBAIN DE L'YZERON (OUEST LYONNAIS) DEPUIS LES ANNEES 1970 ET CARACTERISATION DE L'IMPERMEABILISATION

KERMADI S.², BRAUD I.¹, JACQUEMINET Ch.², MICHEL K², BRANGER F.¹

²Université de Lyon, UMR CNRS 5600 EVS, 18, rue Chevreul, F-69364 Lyon cedex, France saida.kermadi@univ-lyon2.fr

¹Cemagref, UR HHLy, CP 220, 3bis Quai Chauveau, F-69336 Lyon cedex9 isabelle.braud@cemagref.fr

Résumé : Le bassin versant de l'Yzeron, situé dans les Monts du Lyonnais, en périphérie immédiate de la ville de Lyon, est un site de l'Observatoire de Terrain en Hydrologie Urbaine (OTHU) depuis 1999. Le suivi vise à documenter l'impact de l'urbanisation et de l'anthropisation sur les caractéristiques hydro-géomorphologiques du bassin. On note en effet depuis les années 1990, une aggravation des problèmes liés aux crues dommageables, à la pollution et à l'incision des cours d'eau. L'étude présentée ici contribue à l'analyse des causes possibles de ces évolutions. Elle se concentre sur l'étude de la pluviométrie et du climat et de leur évolution sur le bassin depuis les années 1970. Nous analysons aussi l'aptitude de différentes méthodes de cartographie de l'occupation du sol, s'appuyant sur des images à très haute résolution (BD-Ortho IGN, Spot 5 et QuickBird), à caractériser l'imperméabilisation du milieu.

Mots clés : périurbain, débit, précipitations, occupation des sols, imperméabilisation

Abstract : Evolution of rainfall in the Yzeron periurban catchment (West of Lyon) since the 1970 and characterization of its imperviousness. The periurban Yzeron catchment, located in the Monts du Lyonnais area, in the vicinity of the city of Lyon, France, belongs to the Observatoire de Terrain en Hydrologie Urbaine (OTHU) since 1999. The catchment monitoring aims at characterizing the impact of urbanisation and anthropogenic changes on the hydro-geomorphology of the catchment. In particular, problems related to damaging floods, river pollution and incision are increasing since the 1990s. The present communication contributes to the analysis of the possible causes of those evolutions. We first present the rainfall and climate analysis on the catchment and their evolution since the 1970s. We also assess the ability of various methods for land use mapping, using very high resolution images (BD-Ortho, Spot and QuickBird), to quantify the catchment imperviousness.

Keywords : suburban, flow, rainfall, land use, imperviousness

Introduction

Ce travail s'intéresse à une rivière péri-urbaine, l'Yzeron (148 km²), située en périphérie de Lyon, France. Ce bassin versant situé dans les Monts du Lyonnais possède une topographie marquée et subit des influences méditerranéennes, continentales et océaniques et s'est fortement urbanisé depuis les années 1970. Depuis les années 1990, plusieurs crues dommageables ont eu lieu à l'aval du bassin versant (Chocat, 1997). De plus, sur des cours d'eau parfois intermittents, les pollutions induites par l'activation de déversoirs d'orage pose des problèmes de qualité des eaux (Lafont *et al.*, 2006). L'impact des déversoirs d'orage sur l'hydro-géomorphologie est aussi notable (Grosprêtre et Schmitt, 2008).

Dans le cadre du projet de recherche AVuPUR (Assessing the Vulnerability of Peri-Urban Rivers, Braud *et al.*, 2010), différents travaux cherchent à quantifier plus précisément la contribution de l'urbanisation à l'évolution du régime hydrologique de cette rivière. L'analyse des données hydrométriques à la station de Craponne (48 km²), en fonctionnement depuis 1969, montre une baisse significative du « Base Flow Index » et donc des débits de base, ainsi qu'une augmentation significative des crues sub-seuil depuis 1970. Des techniques de filtrage des séries de débits, notamment lorsqu'elles sont impactées par un déversoir d'orage proche, permettent de reconstituer les débits « naturels » et donc de mettre en évidence l'impact de ces ouvrages sur le régime hydrologique de ces cours d'eau. Une fois ces impacts hydrologiques identifiés, on peut se poser la question de la part liée au climat ou à l'occupation des sols dans ces évolutions. Dans cette communication, nous nous intéressons, dans un premier temps, à l'évolution du régime pluviométrique et climatique sur le bassin, des années 1970 à nos jours. Ensuite, nous examinons l'occupation du sol. Un premier travail à partir d'images Spot de 1990 à 2008 (et depuis 1945 avec photographies aériennes) a mis en

évidence une augmentation des surfaces artificielles, essentiellement depuis 1970 (Kermadi *et al.*, 2010). Nous analysons ici des méthodes de cartographie de l'occupation du sol et des surfaces imperméabilisées à l'aide d'images à très haute résolution (BD-Ortho, Spot 5, QuickBird) pour contribuer à évaluer l'impact de l'urbanisation sur le régime hydrologique de cette rivière.

1. Analyse de la pluviométrie et du climat

1.1. Zone d'étude, données disponibles et méthodologie

Le bassin versant de l'Yzeron (148 km²) est situé en périphérie de Lyon, dans les Monts du Lyonnais. L'altitude s'étale de 917 m dans la partie ouest jusqu'à un minimum de 162 m à l'exutoire, à la confluence avec le Rhône. Les pentes les plus fortes se situent dans la partie ouest du bassin et le long du réseau hydrographique ; et les pentes les plus faibles dans la partie est (Figure 1). Le socle géologique se compose essentiellement de gneiss et de granite. La pluie moyenne annuelle est de 800 mm. Les températures moyennes annuelles minimales et maximales sont de 6.8 et 15.8 °C (Gnouma, 2006). Le bassin est complètement urbanisé à l'aval et, depuis les années 1970, des noyaux de périurbanisation remontent vers l'amont.

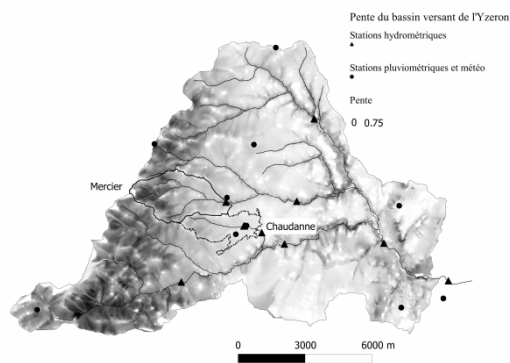


Figure 1 : Carte des pentes sur le bassin versant de l'Yzeron. Les stations hydrométriques et pluviométriques sont aussi montrées.

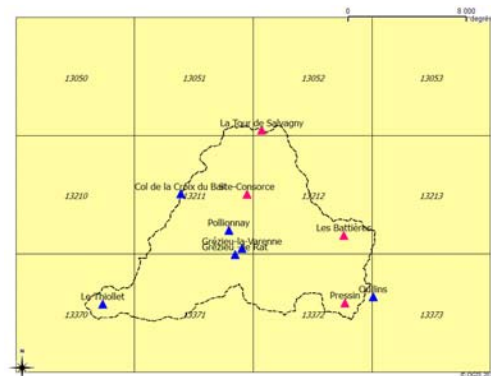


Figure 2 : Carte des stations pluviométriques (en rose, stations du Grand Lyon ; en bleu : stations Cemagref) et du maillage SAFRAN sur le bassin de l'Yzeron.

Pour l'analyse des pluies, nous disposons de neuf postes pluviométriques (Figure 2). Quatre postes sont gérés par le Grand Lyon (pas de temps de 6min) et sont en service depuis 1985 (Pressin, Batières, La Tour de Salvagny) ou 2002 (Ste-Consorce). Cinq postes sont gérés par le Cemagref (pas de temps variable). Deux postes ont été installés en 1997 (Pollionnay, Grézieu), les autres en 2005 (Croix du Banc), 2006 (Oullins) et 2009 (Thiollot). Afin d'avoir une profondeur d'analyse plus importante, nous avons aussi utilisé les données journalières (1921-2009) de la station synoptique de Bron (15 km à l'est du BV).

Nous disposons aussi des réanalyses SAFRAN (Quintana-Segui *et al.*, 2008 ; Vidal *et al.*, 2010) produites par Météo-France sur une maille de 8x8km² (Figure 2) à un pas de temps horaire de 1970 à 2009. Les variables disponibles sont le rayonnement solaire, la température, l'humidité spécifique de l'air et la vitesse du vent, ainsi que les précipitations. Les données de pluie ont été agrégées à un pas de temps journalier selon les recommandations de Vidal *et al.* (2010). Les données climatiques horaires ont servi à calculer une évapotranspiration potentielle horaire selon la méthode FAO (1998), agrégée ensuite au pas de temps journalier.

L'analyse des données pluviométriques a comporté les étapes suivantes : i) obtention de séries journalières complètes sur les différents postes pluviométriques ; ii) analyse de la cohérence des différentes sources de données journalières, mensuelles, annuelles par

corrélation et comparaison du nombre de jours de pluie journalière supérieure à différents seuils (1, 5, 15, 20mm) ; iii) identification d'une relation entre altitude et cumul annuel de pluie ; iv) analyse de tendance/rupture par les tests de Mann-Kendall (Renard *et al.*, 2006) et Pettitt (1979) sur les données de la station de Bron, seule station pour laquelle la durée d'observation était suffisante pour ce type d'analyse. L'analyse a porté sur les périodes 1920-2009 et 1970-2009 pour les pluies annuelles, le maximum annuel sur 1, 3, 5, 10 et 15 jours. A l'aide du test de Mann-Witney, nous avons aussi comparé si les distributions des cumuls annuels, les maxima annuels et les pluies sub-seuil (échantillonnage à 2 épisodes par an) cumulés sur 1, 3, 5, 10, 15 jours étaient significativement différentes sur des sous-périodes de 30 ans.

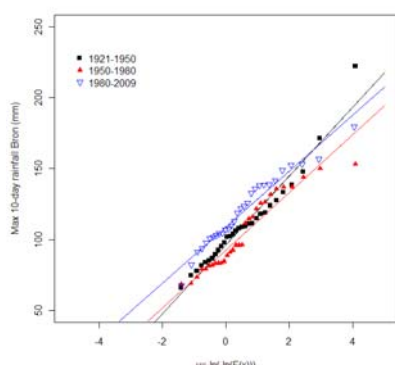


Figure 3 : Ajustement de Gumbel sur les maximum pluviométriques annuels cumulés sur 10 jours pour les périodes 1921-1950, 1951-1980, 1981-2009.

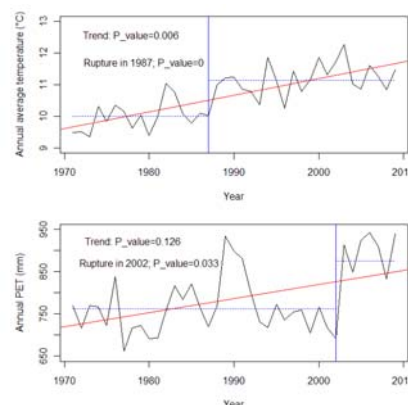


Figure 4 : Tendances sur la température moyenne annuelle et l'ETP annuelle sur le bassin de l'Yzeron.

1.2. Résultats

Les résultats montrent une bonne cohérence entre les pluviographes du Grand Lyon et du Cemagref. En revanche, les pluies journalières SAFRAN présentent des biais significatifs sur la zone étudiée et ne peuvent donc pas être utilisées telles quelles pour l'étude hydrologique pour pallier un manque de données, notamment sur la période 1969-1985. On met aussi en évidence un impact significatif du relief sur le cumul pluviométrique annuel avec un gradient d'environ 25mm/100m. Le test de tendance de Mann Kendall appliqué à la période 1920-2010 aux données de Bron, ne montre pas de tendance significative au seuil de 10% dans l'évolution des pluies annuelles. Il n'y a pas non plus de tendance significative sur le maximum annuel, et le maximum annuel des pluies cumulées sur 3 jours. En revanche le test montre une augmentation significative au seuil 5% des valeurs du maximum annuel des pluies cumulées sur 5, 10, 15 jours avec une rupture détectée vers 1974 par le test de Pettitt. Ces mêmes tests, appliqués sur la période 1970-2010, ne montrent pas de tendance significative au seuil de 10% dans l'évolution des pluies annuelles. Il n'y a pas non plus de tendance significative sur le maximum annuel, et le maximum des pluies cumulées sur 3, 5, 10, 15 jours. Le test de Mann-Witney met en évidence des différences significatives aux seuils 5 ou 10% sur les max des cumuls sur 5, 10, 15 jours entre les 3 périodes 1920-1950, 1951-1980, 1981-2009 (Figure 3). En revanche, on ne retrouve pas ces différences sur les pluies sub-seuil échantillonnées à 2 épisodes par an sauf pour le cumul sur 10 jours entre les périodes 1951-1980 et 1981-2009. L'analyse des données climatiques issues de la base SAFRAN sur la période 1970-2009 montre une tendance significative à la hausse ($p=0.006$) des températures de 0.52°C tous les dix ans (Figure 4). Il n'y a pas en revanche de tendance significative à la hausse de l'ETP annuelle ($p=0.13$) mais une rupture significative à la hausse en 2002 qui restera à confirmer dans le futur (Figure 4). Sur la période 1970-2010, il est donc peu

probable que l'augmentation du nombre de crues puisse correspondre à une modification du régime des précipitations ou du climat sur cette même période.

2. Cartographie de l'occupation du sol

2.1. Données et méthodes

Pour la cartographie de l'occupation du sol, nous disposons de trois types d'images : BD-Ortho IGN (0.50 m de résolution et longueur d'onde visible), QuickBird (2.44 m, VIS et PIR) et Spot 5 (2.50 m, VIS et PIR). Ces images THR sont enregistrées à des dates différentes de l'année 2008 : 5 mai, 29 août et 22 septembre. Chaque image a fait l'objet d'un traitement différent. Les cartes extraites de la BD-Ortho IGN et de l'image QuickBird ont été réalisées grâce à une approche orientée objet à l'aide du logiciel Matlab pour la première et du logiciel Definiens pour la deuxième. Pour l'image Spot, l'extraction de l'information a été réalisée selon une approche pixellaire basée sur une classification supervisée sous le logiciel ENVI. Les classifications des trois images s'appuient non seulement sur de nouvelles images (NDVI, ACP, indice de brillance et texture) aidant à discriminer les différentes classes, mais également sur des critères colorimétriques et morphologiques (taille, forme) de segmentations pour la méthode orientée objet permettant ainsi une bonne distinction des surfaces artificialisées.

2.2. Résultats et discussions

Selon la résolution de l'image et la méthode de traitement, la richesse de l'information extraite et les proportions de chaque type d'occupation du sol varient. Les trois cartes extraites par des méthodes différentes sont comparées par le biais de la réalisation d'une carte de synthèse (Figure 6). Les classes de cette carte sont construites de la manière suivante : les valeurs classées des pixels retenus sont soit présentes dans les trois images classées soit prises dans la ou les deux classifications où elles sont le mieux définies. Les figures 5 à 7 illustrent les résultats des travaux réalisés, à une grande échelle, sur un sous bassin versant situé dans la périphérie proche de la ville de Lyon.

La carte extraite de la BDortho IGN comporte six types d'occupation du sol. L'information spectrale limitée au visible ne permet pas de distinguer les surfaces en eau, de taille réduite sur le bassin, de la végétation en raison d'une même couleur verte. De plus le couvert forestier diffus est classé dans deux thèmes : végétation arborée et végétation herbacée. Sa superficie est de ce fait moins étendue que dans les cartes issues d'images à résolution plus grossière.

Par contre, la très haute résolution de cette image a permis une restitution des surfaces artificialisées précise, épousant étroitement les contours des bâtiments et des routes. Ce qui explique la faible représentativité de ces deux classes par rapport aux autres cartes (Figure 7).

Concernant les images satellites (Spot et QuickBird), l'information dans le visible et le proche infra rouge, apporte des possibilités de discrimination du couvert végétal plus large et la typologie extraite est de huit classes. La résolution de ces images, plus grossière que celle de la BDortho IGN, restitue les objets urbains (bâti, routes - parkings) plus ou moins agrégés, selon la méthode de traitement d'image employée, et non plus individualisés comme dans la carte réalisée à partir de la BDortho IGN. Les surfaces artificialisées ont alors un taux d'occupation du sol plus élevé. Cependant, la prise en compte des critères de segmentation dans la méthode orientée objet (appliquée à l'image QuickBird), permet d'extraire plus précisément les contours des entités artificialisées. Ces dernières images apportent ainsi une délimitation plus précise des types d'occupation du sol permettant ainsi une bonne estimation des surfaces perméables et imperméables du bassin versant.

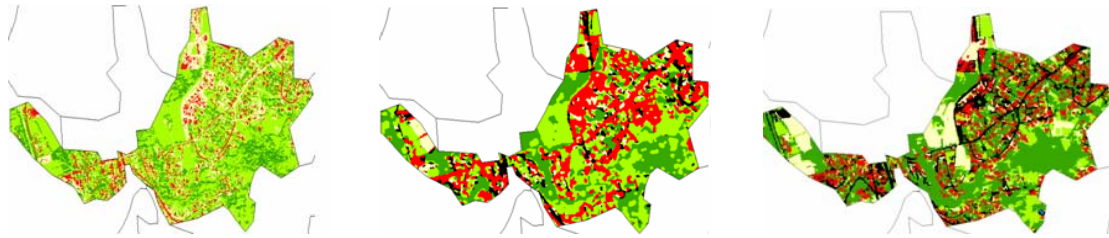


Figure 5 : Le sous bassin versant 42 de la commune d'Oullins : de gauche à droite, cartes d'occupation du sol extraites de la BD-Ortho IGN du 5/05/2008, de l'image Spot du 22/09/2008 et de l'image Quickbird du 29/08/2008.

Légende : rouge : bâti, noir : routes, vert foncé : feuillus et conifères, vert clair : herbacées, jaune pâle : sol nu

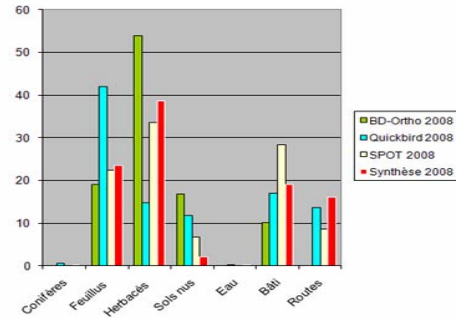
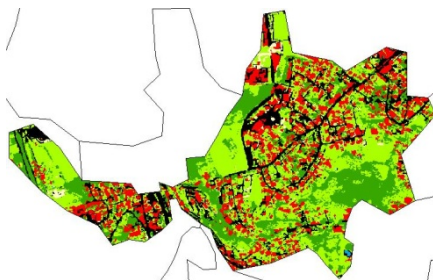


Figure 6 : Carte de synthèse de l'occupation du sol construite à partir des images classées de la figure 5

Figure 7 : Pourcentages des types d'occupation du sol calculés par images sur le sous bassin versant 42

2.3. Evaluation de l'imperméabilisation

Des propriétés de perméabilité sont attribuées à chaque type d'occupation du sol extrait : la végétation, l'eau et les sols à nu sont considérés comme perméables alors que le bâti et la voirie sont regroupés dans la classe imperméable.

L'évaluation de l'imperméabilisation est réalisée par le calcul du pourcentage des surfaces perméables et imperméables par sous bassin-versant ; 112 sous bassins versants au total (Figure 8). Les taux d'imperméabilisation calculés varient d'environ 5 % à 75 %. Si ces taux sont proches entre la carte de synthèse et celles issues des images Spot et QuickBird, ils sont très faibles pour la carte extraite de la BD-Ortho IGN, le plus élevé atteint à peine 25 %. Ces proportions très différentes en fonction du type de capteur et de la méthodologie appliquée nous invitent à une grande prudence dans leur intégration dans les modèles hydrologiques. La prise en compte de ces informations dans les modèles hydrologiques nécessite ainsi une calibration adaptée à la résolution spatiale et spectrale du capteur ainsi qu'à la méthodologie du traitement d'image employée.

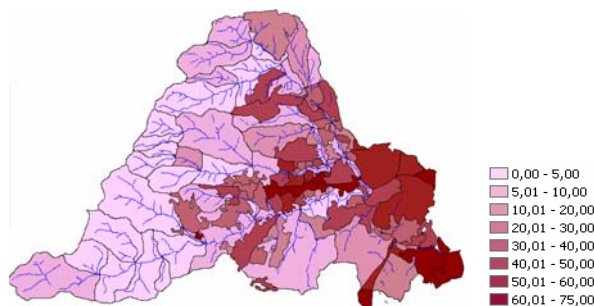


Figure 8 : Taux Le bassin versant de l'Yzeron : taux d'imperméabilisation par sous bassin versant calculé à partir de la carte de synthèse rassemblant le traitement de la BD-Ortho IGN du 5/05/2008, de l'image Spot du 22/09/2008 et de l'image Quickbird du 29/08/2008

La figure 8, représentant le taux d'imperméabilisation mesuré à partir de la carte de synthèse, met en évidence un gradient ouest-est. Les taux faibles des hautes terres

correspondent à des espaces agricoles se partageant entre forêts (feuillus) et cultures, alors que les taux élevés de l'aval du bassin montre une continuité de l'urbanisation de la ville de Lyon. Cette périurbanisation, n'est pas limitée aux communes de la première couronne, mais se propage sur les plateaux le long des axes routiers majeurs. Ce gradient ouest-est est entrecoupé par des sous bassins à taux faibles correspondant à des vallées encaissées à ripisylve dense (couleur rose pâle).

Conclusion

Les analyses présentées ici fournissent des informations intéressantes à la compréhension des processus pouvant avoir un impact sur l'hydrologie d'un bassin versant péri-urbain. La pluviométrie et le climat montrent peu d'évolutions significatives sur la période 1970-2010 et ne peuvent donc pas expliquer l'évolution constatée sur le bassin. L'analyse de ces données, qui a aussi été menée à pas de temps fin pour être compatible avec la dynamique du bassin fournit une des entrées essentielles à la modélisation hydrologique en cours. Par ailleurs, l'analyse multi-capteurs montre que la caractérisation de l'imperméabilisation du milieu par analyse d'images très haute résolution pour cette modélisation est à mener avec beaucoup de soins compte tenu de la sensibilité du résultat à l'information extraite des images. L'utilisation de ces données dans la modélisation hydrologique permettra de quantifier l'impact de ces incertitudes sur le régime hydrologique.

Remerciements

Le projet AVuPUR est soutenu par l'Agence Nationale de la Recherche (ANR) via le contrat n° ANR-07-VULN-01. L'image Spot 5 programme ISIS, Copyright CNES, Distribution Spotimage S.A. Météo France, le Cemagref et la direction de l'eau du Grand Lyon plés données pluviométriques. La DREAL Rhône-Alpes a fourni les données hydrométriques des stations de Craponne et Taffignon.

Bibliographie

- Braud I., Chancibault K., Debionne S., Lipeme Kouyi G., Sarrazin B., Jacqueminet C., Andrieu H., Béal D., Bocher E., Boutaghane H., Branger F., Breil P., Chocat B., Comby J., Dehotin J., Dramais G., Furusho C., Gagnage M., Gonzalez-Sosa E., Grosprêtre L., Honegger A., Jankowfsky S., Joliveau T., Kermadi S., Lagouy M., Leblois E., Martin J.Y., Mazagol P.O., Michell K., Molines N., Mosini M.L., Puech C., Renard F., Rodriguez F., Schmitt L., Thollet F., Viallet P., 2010 : The AVuPUR project (Assessing the Vulnerability of Peri-Urbans Rivers) : experimental set up, modelling strategy and first results, Proceedings of the 7th Novatech 2010 Conference, June 28-July 1 2010, Lyon, France, 10 p.
- Chocat B., 1997 : Le rôle possible de l'urbanisation dans l'aggravation du risque inondation: l'exemple de l'Yzeron. Revue de Géographie de Lyon, **72**(4), 273-280.
- FAO, 1998 : Crop Evaporation - Guidelines for computing crop water requirements. 56, FAO, Rome.
- Gnouma R., 2006 : Aide à la calibration d'un modèle hydrologique distribué au moyen d'une analyse des processus hydrologiques: application au bassin versant de l'Yzeron, INSA, Lyon, France, 14 Novembre 2006, 412 p.
- Grosprêtre L. et Schmitt L., 2008 : Etude hydro-géomorphologique de l'Yzeron et définition d'indicateurs de suivi Partie 1 : Diagnostic hydro-géomorphologique des affluents et sous-affluents de l'Yzeron et des branches principales du réseau hydrographique et mesures de réhabilitation, Réalisé pour le compte du Grand Lyon et du S.A.G.Y.R.C. 2008, 107 p. + ann.
- Lafont M., Vivier A., Nogueira S., Namour P., Breil P., 2006 : Surface and hyporheic oligochaete assemblages in a French suburban stream. Hydrobiologia, **564**(1), 183-193.
- Pettitt A.N., 1979 : A non parametric approach to the change point problem, Applied Statistics, **28**, 126-135.
- Quintana-Segui P., Le Moigne P., Durand Y., Martin E., Habets F., Baillon M., Canellas C., Franchisteguy L., Morel S., 2008 : Analysis of near-surface atmospheric variables: validation of the SAFRAN analysis over France. Journal of Applied Meteorology and Climatology, **47**, 92-107.
- Renard B., Lang M., Bois P., Dupeyrat A., Mestre O., Niel H., Gailhard J., Laurent C., Neppel L., Sauquet E., 2006 : Evolution des extrêmes hydrométriques en France à partir de données observées. *La Houille Blanche*, **6**, 48-54.
- Vidal J.P., Martin E., Franchisteguy L., Baillon M., Soubeyroux J.M., 2010 : A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the SAFRAN system International Journal of Climatology: in press, DOI: 10.1002/ioc2003.

MODELISATION DU BILAN HYDRIQUE EN BRETAGNE DANS LE CONTEXTE DU CHANGEMENT CLIMATIQUE : CAS DU SCENARIO A1B

LAMY C.⁽¹⁾, DUBREUIL V.⁽¹⁾

⁽¹⁾ *COSTEL-LETG - UMR 6554 CNRS et FR CAREN, Université Européenne de Bretagne, Rennes 2, Place du Recteur H. Le Moal, 35043 Rennes Cedex, chloe.lamy@uhb.fr, vincent.dubreuil@uhb.fr*

Résumé : *Le changement climatique est un phénomène global dont les effets se feront sentir au cours du 21^{ème} siècle. Cependant, ses effets sont encore peu étudiés à l'échelle locale et régionale. Afin d'apprécier la sensibilité des sols bretons aux sécheresses, cette étude propose de réaliser un bilan hydrique stationnel puis de le spatialiser à l'échelle de la Bretagne. Les résultats montrent des tendances à l'augmentation du déficit d'évaporation au cours du 21^{ème} siècle, plus marquées sur l'été. Le modèle spatialisé révèle des différences de sensibilité des sols à l'échelle du territoire breton, en lien avec l'occupation du sol et le relief. Ces résultats confortent le besoin d'adapter l'agriculture bretonne au changement climatique, notamment du point de vue de la ressource en eau sur la période estivale.*

Mots-clés : *Sécheresse, Bretagne, Modélisation, Statistiques*

Abstract : *Modelling soil water balance in Brittany within the climate change context: the A1B scenario study case*
Climate change is a global phenomenon whose effects will be seen in the 21st century. However, these effects are poorly studied at regional scales. In order to assess the soil sensibility facing drought in Brittany, a stationnal soil water balance model is set up and thereafter spatially distributed at the regional scale. Results show upward trends in evaporation deficit during the 21st century, especially in summer. The spatially distributed model reveals differences in soil sensibility at the regional scale, due to differences in soil occupation and relief. These results strengthen the idea of adaptation for agriculture to face climate change, especially in terms of summer water resources.

Keywords : *Drought, Brittany, Modelling, Statistics*

Introduction

Le changement climatique est un phénomène reconnu à l'échelle du globe, mais dont les effets restent difficiles à appréhender à l'échelle locale et régionale. Bien que de nombreuses études ont traité de la sécheresse à l'échelle des régions (Mounier, 1965 et Dubreuil, 1994 pour la Bretagne) peu d'études abordent cette problématique dans le contexte du changement climatique (programme CLIMATOR, Changement climatique, agriculture et forêt en France : simulations d'impacts sur les principales espèces). Cette étude s'appuie dans un premier temps sur un modèle de bilan hydrique stationnel, puis sur un modèle spatialisé pour avoir une vision générale en Bretagne de l'intensité et la fréquence des sécheresses. Ces dernières ne sont pas définies comme catastrophes naturelles, ce qui n'empêche pas ces événements d'avoir un impact notable sur les activités économiques telles que l'agriculture. L'objectif de cette étude est donc d'apprécier la sensibilité des sols bretons face aux sécheresses, afin d'en déduire une vulnérabilité éventuelle de l'agriculture à moyen et long terme. Les données modélisées utilisées pour cette étude proviennent du modèle ARPEGE de Météo France.

1. Méthodologie et secteur d'étude

Pour cette étude deux types de bilans hydriques ont été utilisés. L'un stationnel a permis de tester la validité du modèle pour la station de Rennes St Jacques. Le second est spatialisé afin de suivre la variation de la quantité d'eau dans les sols à l'échelle de la région Bretagne.

1.1 Les données modélisées et observées

Les données observées proviennent du site Internet de la bibliothèque de Météo France. Elles correspondent aux températures minimales moyennes, aux températures maximales moyennes, aux précipitations, à l'humidité relative minimale et maximale en pourcent et à la vitesse du vent à 10 m, toutes récupérées au pas de temps mensuel. Des données observées quotidiennes ont également été utilisées pour vérifier la bonne correspondance entre les

observations et la modélisation. Ces données proviennent de la base de données de l'ECA&D (European Climate Assessment & Dataset).

Les données modélisées ont été fournies dans le cadre du programme CLIMASTER (Changements climatiques, systèmes agricoles, ressources naturelles et développement territorial). Elles proviennent du modèle ARPEGE de Météo France initialement à une précision spatiale de 50 km (fournies par F. Huard, Agroclim). Elles ont été désagrégées statistiquement par la méthode quantile-quantile conditionnelle afin d'avoir des séries cohérentes localement pour une station donnée. Ainsi, le point de la grille à 50 km le plus proche de la station de Rennes St Jacques a été corrigé pour coller au mieux aux observations de la station Rennes St Jacques. Cette méthode n'est pas une véritable descente d'échelle mais une correction de biais, dont le but est de reproduire, pour les données modélisées, les caractéristiques climatologiques et statistiques de petite échelle (Déqué, 2009). Pour cela, les échelles de variations du modèle et des observations sont appariées par les quantiles de la distribution sur la période 1971-2006 (Déqué, 2007). Finalement, la figure 1 permet de voir que cette méthode est plutôt satisfaisante même sur une période plus longue (1950-2010), car les distributions sont très proches.

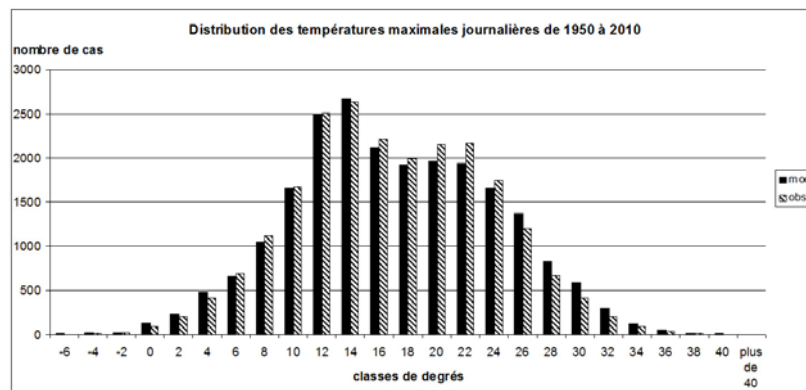


Figure 1 : Distribution des températures maximales journalières observées et modélisées après correction par la méthode quantile-quantile conditionnelle

Cela n'empêche pas quelques écarts quand on regarde à l'échelle intra-annuelle, notamment sur la période estivale. En effet, l'écart sur les températures minimales mensuelles est de -0.2°C et sur les températures maximales mensuelles est de $+0.4^{\circ}\text{C}$ (différences données modélisées – données observées) avec une surestimation importante en août.

1.2 Bilan hydrique stationnel

Le bilan hydrique stationnel a été utilisé au pas de temps mensuel pour la station de Rennes St Jacques. Les données d'entrée sont les précipitations, les températures, l'humidité relative, la vitesse du vent et le rayonnement. Ces variables permettent de calculer une évapotranspiration potentielle (ETP) Penman-Monteith telle que recommandée par la FAO (Allen *et al.*, 1998), au pas de temps mensuel. La taille de la réserve utile (RU) a été fixée à 125 mm, qui est la taille moyenne des RU en Bretagne (Dubreuil, 1994). L'évolution de l'eau dans les réserves utiles est calculée par décroissance logarithmique, d'après la méthode de Thornthwaite et Mather (Thornthwaite and Mather, 1957).

Des premiers résultats ont permis de caler le modèle par rapport aux observations. En effet, il est apparu lors d'un premier bilan hydrique effectué pour la ville de Rennes, un biais sur les températures maximales mensuelles du mois d'août de 2.5°C . Cette importante différence entraîne un écart sur l'ETP de près de 15 %. Pour diminuer ce biais, une correction sur les températures minimales et maximales moyennes mensuelles a été appliquée en tenant compte

de l'écart à la moyenne mensuelle : concrètement, pour le mois d'août les températures modélisées ont été diminuées de 2.5°C. Du fait de méthodes différentes pour l'estimation de l'humidité relative entre les observations et la modélisation, les données observées ont été corrigées en fonction de l'écart à la moyenne. Pour la vitesse du vent, les données modélisées ont été corrigées par multiplication du ratio mensuel. Ces corrections ont permis d'obtenir un écart entre l'ETP modélisé et l'ETP observé, sur la période 1951-1980, de 2.3 % (tableau 1).

Tableau 1 : Différences entre les données modélisées et observées sur la période 1951-1980

	obs	mod	écart	%
Tn	7,0	6,8	-0,2	
Tx	15,5	15,9	0,4	
P	647,6	691,7	44,1	6,8
ETP	690,7	706,2	15,5	2,3
ETR	520,7	529,1	8,4	1,6
DE	169,9	177,1	7,2	4,2
RH	133,2	182,7	49,5	37,2

1.3. Bilan hydrique spatialisé

Le bilan hydrique spatialisé est adapté du modèle GEOTop créé par R. Rigon dans les années 1990. Ce modèle, régulièrement mis à jour, consiste en un bilan de masse et d'énergie du cycle hydrologique. GEOTop modélise le bilan hydrologique de façon continue dans le temps (Rigon *et al.*, 2006).

Le modèle simule un bilan hydrologique complet sur une année, de façon continue, à l'échelle d'un bassin versant. Il combine un modèle de surface des sols (LSM) avec un modèle distribué de pluie et d'écoulement. GEOTop permet de connaître l'écoulement d'eau sortant d'un bassin versant, d'estimer localement l'humidité du sol, sa température, les flux de chaleur ainsi que des variables hydrométéorologiques distribuées. Ce modèle décrit également l'équivalent en eau de la neige et sa température de surface. GEOTop est basé sur l'utilisation de modèles numériques de terrain (MNT). Il peut assimiler des données climatiques provenant de mesures radars ou de modèles météorologiques. Comme tous les modèles distribués il divise le terrain en cellules (ou pixels) pour lesquelles il calcule un bilan énergétique et hydrique sous forme de flux verticaux et latéraux (fig.2).

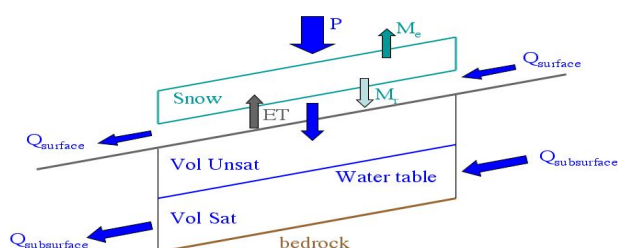


Figure 2 : Schéma du fonctionnement du modèle GEOTop (Rigon *et al.*, 2006)

Les précipitations sont divisées en pluie et neige, rapportées en équivalent de hauteur d'eau, grâce à une règle se basant sur la température de l'air (US. Army Corps of Engineers, 1956). Les écoulements latéraux sont divisés en deux parties, en surface ils ont une vitesse rapide tandis que le mouvement est plus lent en profondeur et suit la pente. Le sol est divisé en deux zones : une zone superficielle dite non saturée où se produisent les circulations verticales de l'eau et une zone en profondeur dite saturée où la circulation d'eau suit le

substrat rocheux supposé étanche. Si les pluies sont intenses, ou si le niveau d'eau de la nappe atteint la surface, des écoulements latéraux en surface sont générés.

Le modèle renvoie, pour chaque pixel de la surface étudiée, des valeurs d'évapotranspiration, de radiation et de flux énergétiques à la surface de la Terre, et du comportement de l'eau dans les sols. Le modèle GEOTop est adapté au suivi du bilan hydrique. Il fonctionne sous trois interfaces : R, Matlab et JGrass (multi-plateforme SIG open source qui calcule les données initiales requises par le modèle).

2. Les résultats

2.1. Bilan hydrique stationnel

Une comparaison du bilan hydrique stationnel à Rennes, entre les données observées et les données modélisées (figure 3) sur la période 1951-1980, a été réalisée. Elle a notamment permis, comme expliqué dans la partie méthodologie, de recalibrer le modèle.

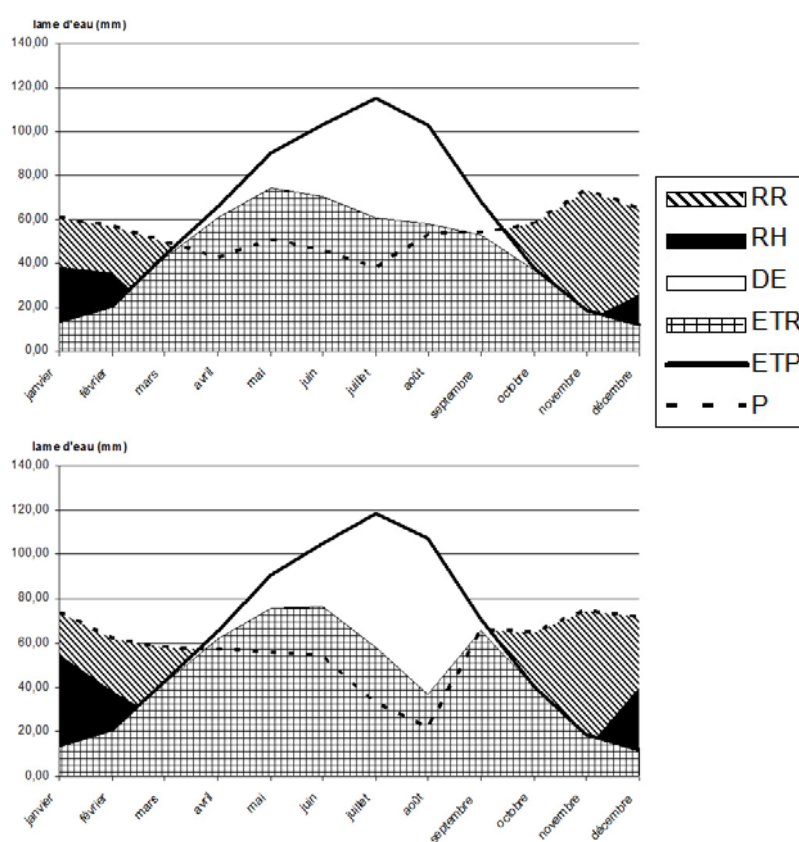


Figure 3 : Bilan hydrique fait à partir des données observées (haut) et modélisées (bas) sur la période 1951-1980 pour Rennes St Jacques

Cette comparaison permet de voir que le modèle sous-estime toujours la pluie et surestime l'ETP en août, même après la correction. Il est donc important de prendre en compte ce biais estival lors de l'interprétation des bilans hydriques réalisés sur d'autres périodes.

Dans le cas du scénario A1B du GIEC, le déficit d'évaporation augmenterait fortement pour atteindre un déficit annuel moyen sur la dernière moitié du 21^{ème} siècle de 410 mm. Sur la période estivale, le test de Pettitt a révélé une date de rupture statistiquement significative en 2047, avec une médiane, pour le mois de juillet, de 68 mm avant et de 119 mm après (figure 4). En 2000 la surface irriguée en Bretagne était de 14 400 hectares, avec une consommation en eau de 11 millions de m³ (selon l'IFEN). Pour autant, si les tendances

observées sur le déficit d'évaporation se confirment, le besoin en irrigation augmenterait sur la seconde moitié du 21^{ème} siècle. A l'horizon 2050, le bilan hydrique stationnel à Rennes donne une valeur de déficit d'évaporation annuel de 280 mm environ pour le scénario A1B (une valeur comparable, toute chose égale par ailleurs, à celles de Lyon ou Cognac). A l'horizon 2065 (figure 5), le déficit d'évaporation augmente encore pour atteindre la valeur de 390 mm annuel.

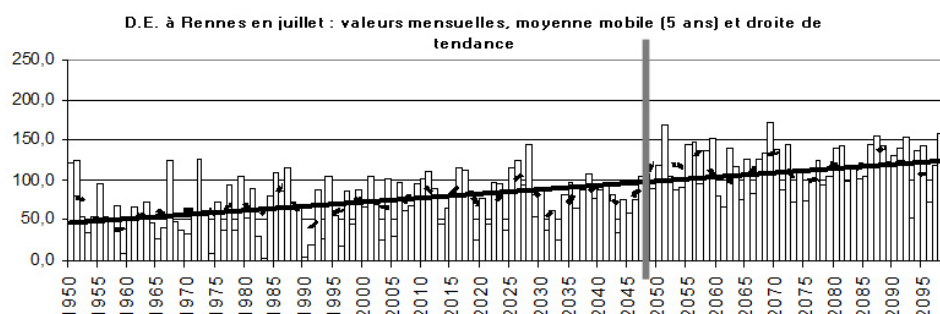


Figure 4 : Evolution du déficit d'évaporation en juillet (DE en mm) au cours du 21^{ème} siècle selon le scénario A1B, date de rupture en 2047 (Pettitt)

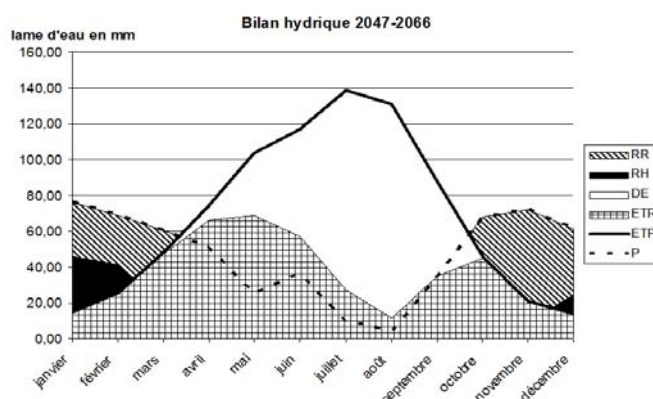


Figure 5 : Bilan hydrique à Rennes moyen sur la période 2047-2066 (modèle ARPEGE scénario A1B)

En terme de fréquence, le mois de juillet serait défini comme sec ($P < ETP$ et $60 < DE < 100$ mm) 1 année sur 4 sur la période 2000-2050, contre près de 3 années sur 4 sur la deuxième moitié du 21^{ème} siècle. Le mois de juin est dit subsec ($P < ETP$ et $30 < DE < 60$ mm) 1 année sur 6 sur la première moitié du siècle et 1 année sur 2 sur la seconde moitié.

2.2 Bilan hydrique spatialisé : lien entre ressources en eau et cultures

La culture en Bretagne est majoritairement tournée vers les fourrages avec la production de maïs ensilage et de colza. D'autres cultures sont également présentes sur le territoire telles que le blé et le maïs grain. Le blé et le maïs nécessitent un apport d'eau annuel de l'ordre de 600 mm/hectare, mais avec une répartition différente. En effet, ces deux céréales ont besoin de 50% de cette quantité d'eau durant la phase végétative – phase où la plante croît et murit – qui arrive au printemps pour le blé et au début de l'été pour le maïs. Ce dernier va ainsi avoir besoin d'eau à hauteur de 300 mm/hectare sur la période juin-juillet-août, période où les précipitations sont généralement plus faibles que sur le reste de l'année (d'après le RPDE, réseau partenarial des données sur l'eau de Poitou-Charentes).

Le but du bilan hydrique spatialisé est dès lors de croiser les données d'occupation du sol avec la taille de la réserve utile et les données climatiques pour apprécier les vulnérabilités locales des cultures en place. Les premières hypothèses nous font prédire un stress hydrique

en augmentation au cours du 21^{ème} siècle pour des céréales comme le maïs, car très demandeuses en eau l'été. Le stress hydrique augmenterait également pour des cultures comme le blé, mais *a priori* dans une moindre mesure car au printemps le déficit d'évaporation augmente moins fortement qu'en été. C'est également le cas pour les cultures en place sur des sols peu profonds qui ont ainsi une taille de réserve utile plus modeste (inférieure à 100 mm). Face à ces vulnérabilités théoriques, la spatialisation du bilan hydrique permettra d'infirmier ou confirmer ces hypothèses.

Conclusion

Le suivi du bilan hydrique stationnel à Rennes et spatialisé en Bretagne révèle une tendance à l'augmentation du déficit d'évaporation. Le modèle utilisé montre ainsi une augmentation de l'intensité et de la fréquence des sécheresses au cours du 21^{ème} siècle. Ce phénomène se traduit différemment à l'échelle locale, notamment du fait de la variabilité de l'occupation du sol et des types de sols. Ainsi, localement, on observe une vulnérabilité variable face aux sécheresses. Concrètement la construction du modèle de bilan hydrique spatialisé permet d'apprécier la vulnérabilité de l'agriculture, ce qui permet de guider la réflexion sur son adaptation face au changement climatique.

Bibliographie

- Allen, R., G., Periera, L., S., Raes, D., et Smith, M., 1998 : Crop evapotranspiration - guidelines for computing crop water requirements. *FAO Irrigation and drainage* **56**. Lu en ligne sur <http://www.fao.org/docrep/X0490E/x0490e00.htm#Contents>.
- CLIMATOR, Changement climatique, agriculture et forêt en France : simulations d'impacts sur les principales espèces . http://w3.avignon.inra.fr/projet_climator/
- Déqué, M., 2007 : Frequency of precipitation and temperature extremes over France in an anthropogenic scenario: model results and statistical correction according to observed values. *Global and Planetary Change*, **57**, 16-26.
- Déqué, M., 2009 : Annexe Volet 1. Méthode de désagrégation quantile/quantile conditionnelle. Projet REXHySS. Lu en ligne sur http://www.sisyphe.upmc.fr/~agnes/rexhyss/DOCS/annexes/aV1a.quantile_quantile.pdf
- Dubreuil, V., 1994 : *La sécheresse dans la France de l'Ouest : Etude d'après les bilans hydriques et les données des satellites NOAA.AVHRR*, Thèse de l'Université Rennes 2, 381p.
- Mounier, J., 1965 : Les besoins en eau d'une région d'après Thornthwaite : essai d'application à la Bretagne. *Noréis*, **48**, 437-448.
- Réseau partenarial des données sur l'eau (RPDE) de Poitou Charentes. www.eau-poitou-charentes.org
- Rigon, R., Bertoldi, G., Over, T. M., 2006 : GEOTop: A Distributed Hydrological Model with Coupled Water and Energy Budgets. *Journal of Hydrometeorology*, **7**, No. 3, 371-388.
- Thornthwaite, C.W. et Mather J.R., 1957 : Instructions and Tables for Computing Potential Evapotranspiration and the Water Balance. *Climatology*, **X**, Number 3. Drexel Institute of Technology, Laboratory of Climatology, Centerton, New Jersey.
- U.S. Army Corps of Engineers, 1956 : Snow Hydrology, Summary Report of Snow Investigations. Corps of Engineers, North Pacific Division, Portland, Oregon, 141-191.
- Base de données :*
- Publithèque de Météo-France : <http://publitheque.meteo.fr/okapi/accueil/okapiWebPubli/index.jsp>
- ECA&D : <http://eca.knmi.nl>
- Huard, F. : Données brutes modélisées fournies pour CLIMASTER, INRA Agroclim.

QUANTIFICATION DES PRECIPITATIONS EN ZONE PREALPINE : POTENTIALITES DE LA SPECTRO-PLUVIOMETRIE OPTIQUE

LAURENT J.P. ⁽¹⁾, DEWAELE H. ⁽¹⁾, BIGOT S. ⁽¹⁾, BIRON R. ⁽¹⁾, PANEL J.M. ⁽²⁾, LEJEUNE Y. ⁽²⁾, MORIN S. ⁽²⁾

⁽¹⁾ CNRS / Université Joseph Fourier - Grenoble 1 / G-INP / IRD, Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement - LTHE UMR 5564 BP 53, 38041 Grenoble-cedex 9 France

Email : jean-paul.laurent@ujf-grenoble.fr ; sylvain.bigot@ujf-grenoble.fr ; romain.biron@ujf-grenoble.fr

⁽²⁾ Météo-France / CNRS, CNRM-GAME, Centre d'Etude de la Neige

Domaine Universitaire, 1441 rue de la Piscine 38406 Saint-Martin d'Hères-cedex France

Email : jean-michel.panel@meteo.fr ; yves.lejeune@meteo.fr ; samuel.morin@meteo.fr

Résumé : *En zone préalpine, quantifier les précipitations, déterminer leur phase (pluie ou neige) et leur devenir sont d'une importance cruciale. Les techniques de mesure correspondantes restent complexes et impose une métrologie rigoureuse pour pouvoir prédire l'évolution correspondante du manteau neigeux : épaisseur, teneur et équivalent en eau, principalement. Nous présentons ici les résultats du test d'un «Spectro-Pluviomètre Optique» type PWS100 de Campbell Scientific installé fin 2010 par le LTHE sur le site de la station expérimentale du Col de Porte gérée par le Centre d'Etude de la Neige de Météo-France. Cet appareil discrimine la nature des hydrométéores qui intercepte son faisceau laser ce qui permet bien d'améliorer la définition des phases liquides et solides des précipitations comme le montrent nos premiers résultats. Par contre, nous avons aussi diagnostiqué un problème sur la quantification des cumuls de pluie ou de neige.*

Mots-clés : *montagne, neige, mesure in-situ, pluviométrie.*

Abstract : *Quantifying precipitations in the prealpine zone: potentialities of an optical spectro-pluviometer*

In the prealpine zone, quantifying precipitations, determining their phase (rain or snow) and their fate are of crucial importance. The corresponding measurement techniques remain complex and require a rigorous metrology in order to predict the corresponding evolution of the snowpack: thickness, water content and water equivalent, mainly. Here, we present the results of the test of a "optical spectro-pluviometer" type PWS100 from Campbell Scientific installed end of 2010 by the LTHE on the site of the Col de Porte experimental station managed by the "Centre d'Etude de la Neige" from Météo-France. This apparatus discriminates the nature of the hydrometeors which intercepts his laser beam which actually allows improving the partition of precipitation between liquid and solid phases as shown in our first results. However, in the same time, a problem on the quantification of accumulations of rain or snow has also been diagnosed.

Keywords : *mountain, snow, in-situ measurement, pluviometry.*

Introduction

Du point de vue de l'hydrologie en zone de montagne d'une manière générale, la quantification des apports en eau par les hydrométéores est un problème compliqué par le fait qu'il peut s'agir de précipitations sous forme solide (neige, essentiellement) ou sous forme liquide (pluie) ce qui change radicalement leur impact sur la dynamique du bilan hydrique à l'échelle de l'année : s'il s'agit de neige en période hivernale, on constitue un stock d'eau qui sera disponible à la fonte des neiges au printemps et sera partiellement consommé par sublimation jusque-là en fonction des conditions météorologiques locales ; s'il s'agit de pluie en l'absence de manteau neigeux, la quantité d'eau correspondante est immédiatement disponible pour l'infiltration et/ou le ruissellement. Enfin, si de la pluie tombe sur de la neige accumulée (épisode de redoux, par exemple), la qualité et la structure du manteau neigeux s'en trouve modifiées, ce qui joue un rôle non seulement sur le plan hydrologique mais aussi au niveau du risque d'instabilité de ce manteau. En zone préalpine, ce problème est encore aggravé par le fait que ce milieu est caractérisé par des altitudes intermédiaires où des transitions rapides peuvent s'opérer en fonction des conditions météorologiques, de leurs variations et des conditions locales d'exposition : orientation, pente, effets de masque de la végétation...

Une méthode classique pour mesurer les précipitations là où elles peuvent se présenter aussi sous forme solide consiste à utiliser un pluviomètre à augets chauffé dès que la température extérieure tombe en dessous d'un certain seuil au-dessus de 0°C, par exemple

4°C. De cette façon, qu'il s'agisse de pluie ou de neige qu'on aura fait fondre, on mesurera bien toujours l'intégralité du cumul en eau intercepté par le cône du pluviomètre. Cette solution présente toutefois deux inconvénients : 1) sur le plan pratique, dans des zones qui peuvent être très froides sur de longues périodes, le chauffage de ce type de pluviomètres occasionne une forte consommation d'énergie alors qu'il est souvent difficile d'en disposer à ces endroits et 2) sur le plan de l'hydrologie, pour des températures extérieures proches de 0°C, il est ensuite quasi-impossible de partitionner le cumul en eau ainsi mesuré en termes de neige et de pluie. En effet, il est avéré qu'il peut neiger à des températures sensiblement positives ou, au contraire, pleuvoir à des températures sensiblement négatives [L'Hôte *et al.*, 2004]. Une alternative au pluviomètre chauffant peut être l'utilisation de « pluviomètres à pesée » : cette fois, on ne cherche plus à faire fondre la neige qui s'accumule dans le réceptacle de l'appareil et on pèse en permanence l'intégralité des précipitations qui s'y trouvent. Ce système ne permet donc pas non plus de distinguer entre neige et pluie et il peut présenter plusieurs artefacts : réservoir plein, effets de « frottement » de la neige sur les parois de l'appareil, influence du vent sur la pesée...

C'est la raison pour laquelle, en parallèle avec ces systèmes de mesure du cumul d'eau, nous nous sommes intéressés à une classe d'appareils qui nous permette de discriminer les différents types d'hydrométéores : les « spectro-pluviomètres optiques » (SPO). En effet, plusieurs SPO – aussi appelés « capteurs de temps présents » ou « disdromètres » – sont actuellement disponibles commercialement dont : le « *Laser precipitation monitor* » de Thies-Clima, les « PWD » de Vaisala, le « Parsivel » de Ott et le « PWS100 » de Campbell Scientific. Ce papier est consacré aux tests que nous avons effectués avec ce dernier appareil que nous avons comparé au Parsivel pour ce qui est de l'identification des hydrométéores et de la mesure de leur granulométrie, et à des pluviomètres chauffants et à pesée pour ce qui est des cumuls. Par ailleurs, on trouvera dans [Egli *et al.*, 2009], [Haij et Wauben, 2010] ou [Lyth, 2010] des résultats d'études similaires avec d'autres combinaisons d'appareils.

1. Matériels et méthodes

1.1. Présentation du spectro-pluviomètre optique en test

Le principe de fonctionnement du PWS100 est décrit dans son manuel [Campbell, 2010] et plus en détail dans [Ellis *et al.*, 2006]. On trouvera une description similaire pour le Parsivel dans [Jaffrain *et al.*, 2011] ou pour le Thies dans [Bloemink et Lanzinger, 2005]. D'une manière générale, un SPO est constitué d'un émetteur de lumière et d'un ou plusieurs récepteurs. Dans le cas du PWS100, l'émetteur est un laser émettant dans le proche infrarouge à une longueur d'onde de 830 nm et il comporte deux récepteurs : un dans l'axe de l'émetteur et l'autre décalé de 20 degrés (figure 1). Par un système optique situé dans l'émetteur du PWS100, la lumière émise par le laser est structurée en 4 faisceaux horizontaux plats parallèles de 0,4 mm d'épaisseur distants de 0,4 mm. Aussi, quand une goutte tombant verticalement intercepte ce faisceau, elle génère sur le récepteur dans l'axe de l'émetteur un train d'ondes dont la fonction d'autocorrélation dépend de la vitesse de chute de cette goutte que l'on peut donc ainsi mesurer. Simultanément, le passage de la goutte dans le faisceau diffuse aussi la lumière en fonction de sa taille que l'on détermine par traitement du signal dans le PWS100 à partir de l'analyse de la figure d'intercorrélation des signaux reçus par les deux récepteurs.



Figure 1 : Le PWS100 installé au Col de Porte (photo : mars 2011). L'émetteur est à droite sur cette photo.

Sur un intervalle de temps donné, le résultat brut des mesures effectuées par le PWS100 est donc une matrice diamètres-vitesses dont chaque élément est le nombre d'hydrométéores qui ont été comptés avec une vitesse et un diamètre donnés. Les vitesses sont codées sur 34 classes entre 0 et 25,6 m/s. De même, les diamètres sont aussi codés sur 34 valeurs entre 0 et 25,6 mm. La matrice diamètres-vitesses comporte donc 34 x 34 éléments soit 1156 valeurs au total.

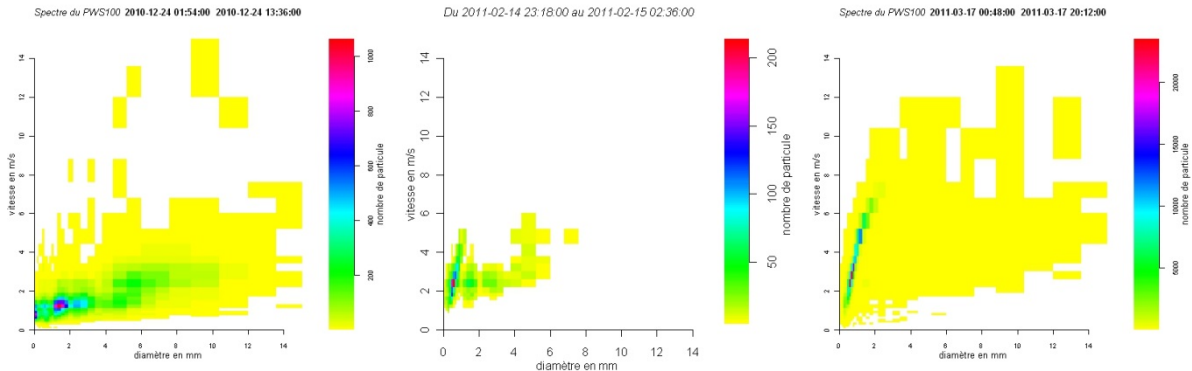


Figure 2 : Trois exemples de visualisation de matrices 34 x 34 vitesses (ordonnées) / diamètres (abscisses) mesurées par le PWS100. A gauche : neige le 24/12/2010 ; au milieu : épisode mixte le 14/2/2011 ; à droite : pluie le 17/3/2011. Le nombre de particules pour chaque couple vitesse-diamètre est codé sur l'échelle de teintes figurant à droite.

La figure 2 ci-dessus montre trois exemples réels de représentation de cette matrice qui sert ensuite de base à la classification en type d'hydrométéores opérée par le PWS100. Toutefois, elle n'est pas seule à être utilisée : l'algorithme de classification implanté en « logique floue » dans l'appareil fait également appel au rapport signal-sur-bruit (*signal to pedestal ratio*) des pics mesurés en comptage et à une température de rosée déduite de mesures annexes de température et d'humidité relative de l'air. In fine, les hydrométéores sont répartis en 9 classes : 1) bruine (*drizzle*) ; 2) bruine verglassante (*freezing drizzle*) ; 3) pluie (*rain*) ; 4) pluie verglassante (*freezing rain*) ; 5) neige en grains (*snow grains*) ; 6) flocons (*snow flakes*) ; 7) grésil (*ice pellets*) ; 8) grêle (*hail*) et 9) neige roulée (*graupel*). Deux classes supplémentaires sont définies pour les objets qui n'ont pu être identifiés (insectes, particules solides...) et en cas d'erreur dans l'algorithme. Enfin, divers post-traitements sont réalisés : le spectre de diamètres de gouttes est calculé (300 valeurs entre 0 à 30 mm tous les 0.1 mm) ce qui assure la fonction « disdromètre » de l'appareil. Connaissant la densité de l'hydrométéore en question, on en déduit par intégration la quantité d'eau équivalente apportée sur le pas de temps considéré ce qui permet de calculer l'intensité de précipitation et d'incrémenter le cumul. Des « codes temps » sont aussi déterminés selon différentes normes.

Ce qui est remarquable avec le PWS100, c'est qu'aussi bien les mesures brutes de vitesses et de tailles que tous les paramètres qui ont sont déduits sont accessibles, soit en temps réel avec un PC connecté au PWS100 via l'interface série en utilisant le logiciel « *Present Weather Viewer* » fourni par Campbell Scientific, soit en différé en configurant préalablement le PWS100 pour qu'il génère automatiquement à intervalles réguliers des messages texte contenant l'information désirée qu'il envoie sur son interface série. C'est sous ce dernier mode que nous fonctionnons sur le terrain en branchant le PWS100 sur une centrale d'acquisition de données CR1000 de Campbell Scientific qui récupère et stocke les messages envoyés et les met en forme.

1.2. Sites et protocoles de mesure

De mai à août 2010, nous avons installé le PWS100 sur le toit du bâtiment de notre laboratoire (45°11'38.41"N, 5°45'44.33"E, 212 m d'altitude) où il se trouvait alors à côté d'une station météo qui comporte un pluviomètre Précis-Mécanique 2000 cm² qui nous sert de référence. En parallèle, un Parsivel a aussi été installé. Pendant cette période, seuls des événements pluvieux ont été enregistrés.

En décembre 2010, le PWS100 a été réinstallé sur la « station nivo-météorologique du col de Porte » (45°17'42.10"N, 5°45'55.94"E, 1325 m d'altitude) que le Centre d'Etude de la Neige de Météo-France gère près de Grenoble [David et Martin, 1997]. Sur ce site est installé un ensemble particulièrement complet d'instruments visant à caractériser le manteau neigeux et son évolution. Pour ce qui nous concerne ici, nous avons accès sur ce site à des données de précipitations mesurées sur pluviomètres chauffant (modèle PG 2000 cm² développé par EDF) ou à pesée (T-200B de Geonor) et à des hauteurs de neige mesurées manuellement ou par capteurs ultrasonores (SR50A de Campbell Scientific). Au début du test sur ce site, un Parsivel géré par EDF fonctionnait encore. Nous en avons installé une nouvelle génération (prototype Parsivel 2 mis à disposition en beta-test par Ott) en mars 2011. Malheureusement, l'hiver 2010-2011 aura été particulièrement peu abondant en précipitations neigeuses et le printemps 2011 particulièrement sec...

2. Analyse des premiers résultats obtenus

En terme de dynamique, le PWS100 et le Parsivel reproduisent bien l'évolution du cumul d'eau qu'il s'agisse d'événements pluvieux ou neigeux, simples ou mixtes (figure 3).

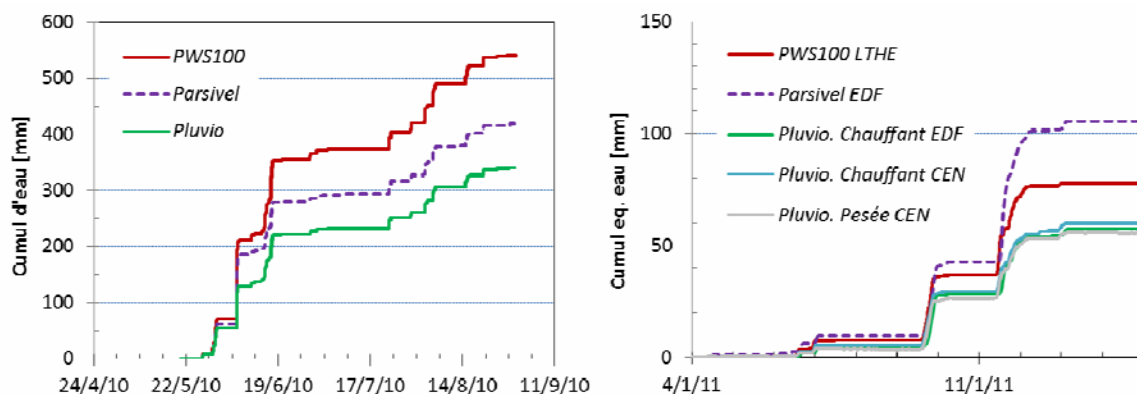


Figure 3 : Evolutions comparées du cumul d'eau mesuré par les différents appareils. A gauche : sur le toit de notre bâtiment entre mai et août 2010. A droite : au Col de Porte entre le 4 et le 15 Janvier 2011.

Par contre, en valeur absolue, on note sur cette même figure des écarts importants entre les cumuls obtenus à partir des mesures provenant directement des pluviomètres que nous avons pris ici comme référence et les valeurs calculées par les deux SPO. Pour ce qui est des

épisodes neigeux, on peut sans doute partiellement imputer cet écart à la méconnaissance de la densité exacte des précipitations solides en question [Brandes *et al.*, 2007]. Par ailleurs, il conviendrait aussi de corriger les mesures pluviométriques brutes de différents artefacts dont, notamment, l'effet du vent [Lejeune *et al.*, 2007] pour en déduire un équivalent en eau des précipitations neigeuses qui soit validé par l'observation de terrain. Ceci est normalement réalisé a-posteriori sur le site du Col de Porte par les personnels du Centre d'Etude de la Neige de Météo-France. Quoi qu'il soit, ces deux arguments ne concernent pas les précipitations pluvieuses pour lesquels de forts écarts entre cumuls sont aussi observés et, dans tous les cas, les deux SPO délivrent des cumuls très sensiblement différents.

Concernant la discrimination des types d'hydrométéores, la figure 4 ci-dessous montre un exemple de l'analyse que l'on peut faire d'un événement pluvio-neigeux à partir du comptage et de la classification opérés par le PWS100.

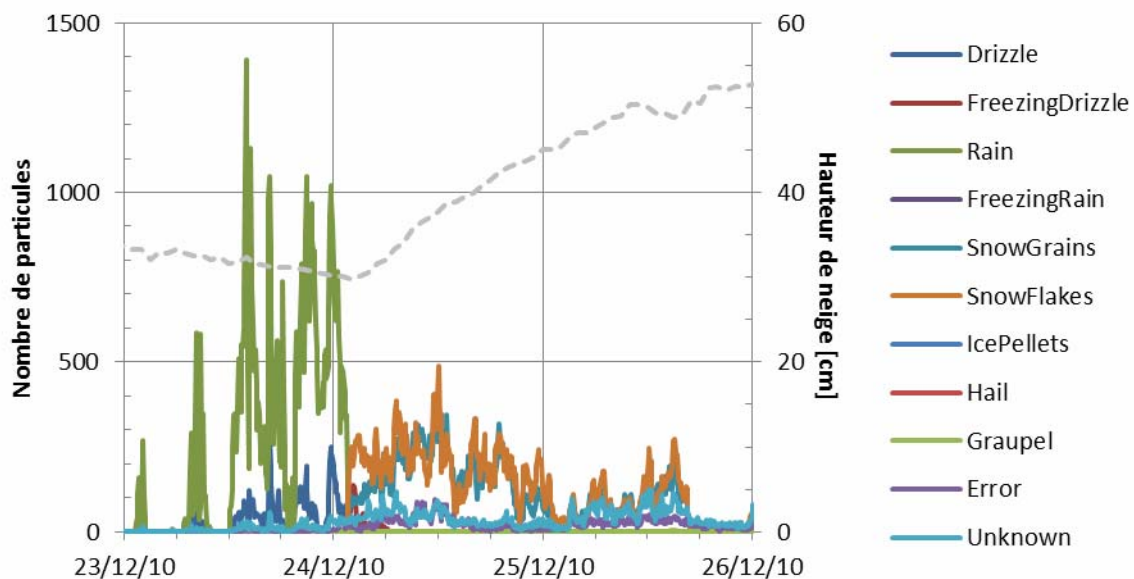


Figure 4 : Evolutions des types de précipitation (légende à droite) mesurées par le PWS100 au Col de Porte entre le 23 et le 26 décembre 2010. En pointillé : évolution de la hauteur de neige pendant la même période.

Cet exemple est intéressant car il montre que le PWS100 a été parfaitement capable de détecter le passage d'un régime de temps pluvieux avant le 24/12/10 à l'épisode neigeux qui s'en est suivi jusqu'au 26. Avant le 24, l'effet de la pluie sur le manteau neigeux s'est traduit par un léger tassement visible sur le signal de hauteur de neige mesurée par ultrasons alors qu'ensuite l'augmentation de hauteur de neige observée confirme bien le diagnostic fourni par le PWS100 en termes de types de précipitation, solides dans ce dernier cas. Toujours sur la même période, il faut néanmoins noter que l'on relève aussi un nombre significatif de particules détectées qui n'ont pu être classées comme des précipitations connues (comptages des classes « *error* » et « *unknown* ») ce qui contribue forcément aussi à l'erreur mentionnée plus haut sur les calculs ultérieurs de cumuls.

Conclusion provisoire

Les premiers tests du PWS100 que nous avons réalisés, aussi bien en plaine en conditions de pluie qu'en moyenne montagne en conditions hivernales et de printemps, ont montré qu'il était parfaitement opérationnel et qu'il présentait une grande richesse fonctionnelle appréciable pour une utilisation dans un contexte de recherches. Surtout, il permet effectivement de différencier correctement les types de précipitation entre phases liquide et solide ce qui était notre objectif principal. Par contre, l'origine des écarts importants que nous

avons notés entre les cumuls qu'il détermine et ceux calculés à partir des sorties brutes des pluviomètres n'est pas encore totalement élucidée. En l'état, il n'est donc pas envisageable d'utiliser un seul appareil de type SPO pour déterminer à la fois la phase et la quantité des précipitations en zone de moyenne montagne. Nous poursuivons actuellement l'exploitation de nos mesures et nous espérons pouvoir développer une procédure de calibration qui corrigera ce problème. S'il s'avère que ce n'est pas possible – ou trop complexe – il faudra alors se résoudre à continuer d'associer pluviomètres chauffant ou à pesée et spectro-pluviométrie optique ce qui, économiquement parlant, n'est pas neutre.

Bibliographie

- Bloemink, H.I. and Lanzinger, E., 2005. Precipitation type from the Thies disdrometer *WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO 2005)*, Bucarest, Romania.
- Brandes, E.A., Ikeda, K., Zhang, G., Schönhuber, M. and Rasmussen, R.M., 2007. A Statistical and Physical Description of Hydrometeor Distributions in Colorado Snowstorms Using a Video Disdrometer. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **46**(5), 634-650.
- Campbell Scientific Inc., 2010. *PWS100 Present Weather Sensor Instruction Manual*, 122 pages.
- David, P. et Martin, E; 1997, *Le laboratoire du Col de Porte : historique et climatologie*, Note du Centre d'études de la neige n°9, 22 pages.
- Egli, L., Jonas, T. and Meister, R., 2009. Comparison of different automatic methods for estimating snow water equivalent. *Cold Regions Science and Technology*, **57**(2-3): 107-115. Ellis, R.A. and et al., 2006. New laser technology to determine present weather parameters. *Measurement Science and Technology*, **17**(7), 1715.
- Ellis, R.A. & al., 2006. New laser technology to determine present weather parameters. *Measurement Science and Technology*, **17**(7), 1715.
- Haij, M.D. and Wauben, W., 2010. *Investigations into the improvement of automated precipitation type observations at KNMI*, WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2010), Helsinki, Finland.
- Jaffrain, J., Studzinski, A. and Berne, A., 2011. A network of disdrometers to quantify the small-scale variability of the raindrop size distribution. *Water Resour. Res.*, in press.
- Lejeune, Y., Y. L'Hôte, P. Etchevers, P. Wagnon, J.P. Chazarin and P. Chevallier, 2007. Constitution d'une base de données météorologiques sur un site andin de haute altitude : le site du Charquini, 4795 m, Bolivie. *IAHS Red Book*, **318**, 173-185.
- L'Hôte, Y., Chevallier, P., Etchevers, P., Lejeune, Y. and Wagnon, P., 2004. Pluie ou neige? Dispositif de mesures pluviographiques dans les Andes de Bolivie et interprétation des enregistrements. *Hydrological Sciences Journal*, **49**(2), 1-281.
- Lyth, D.R., 2010. *Results from UK Met Office investigations into new technology present weather sensors*, 14th Symposium on Integrated Observing and Assimilation Systems for the Atmosphere, Oceans, and Land Surface (IOAS-AOLS). January 17-21, Atlanta, GA.

DEBRIS FLOWS ET ACCESSIBILITÉ ROUTIÈRE DANS LES ALPES FRANÇAISES : CARACTÉRISATION ET MODÉLISATION DES VULNÉRABILITÉS PHYSIQUES, FONCTIONNELLES ET TERRITORIALES

LEONE F.*, DEYMIER J.*, CHAPELON L.*, COLAS A.*, JOMELLI V.**

* UMR 0007 GRED, Université Montpellier 3, 17 rue Abbé de l'épée, 34090, Montpellier, France, Frederic.Leone@univ-montp3.fr, Tel. 04 67 14 58 33

** CNRS, Laboratoire de Géographie Physique, UMR 8591, 1 place Aristide Briand, 92195, Meudon, France

Résumé : Cet article développe une approche de la vulnérabilité des réseaux routiers et de l'accessibilité territoriale sur trois départements alpins français (Savoie, Hautes-Alpes, Alpes de Haute-Provence). Les événements dommageables sont recensés depuis 1950 pour chaque tronçon routier. Ils sont hiérarchisés selon une échelle d'intensité des dommages. La dégradation de l'accessibilité routière est ensuite modélisée pour différents scénarios de coupure et à différentes échelles. On utilise pour cela la théorie des graphes dans un environnement SIG. Les résultats s'expriment au moyen de cartes et de courbes de temps d'accès pour plusieurs types d'enjeux (population, journées-skieurs, mailles territoriales).

Mots-clés : Coulées de débris, vulnérabilités, accessibilité, Alpes

Abstract : *Debris Flows and accessibility of roads in the French Alps: characterization and modeling of physical, functional and territorial vulnerability.* This paper develops a study of vulnerability of roads network and territorial accessibility in three French alpine departments (Savoie, Hautes-Alpes, Alpes de Haute-Provence). The damaging events are listed since 1950 for each road section. They are treated on a hierarchical basis according to a scale of damage intensity. The degradation of road accessibility is then modeled for various scenarios of cut and on various scales. These models are GIS-based and use the graph theory. The results are displayed with maps and curves of access time for several types of stakes (population, day-skiers, territorial grid).

Keywords : Debris flows, vulnerabilities, accessibility, Alps

1. Introduction

Les *debris flows* (ou coulées de débris) sont des écoulements hyper-concentrés affectant les versants à des vitesses allant de quelques km/h à quelques dizaines de km/h. Ces écoulements sont assez bien chenalisés dans leur partie amont mais ont tendance à s'étaler en aval, si bien qu'ils occasionnent très souvent des dégâts et engravements. A la différence des coulées boueuses, ils peuvent transporter des blocs de gros calibre alors que la part de la fraction argileuse dans la masse totale est souvent très réduite. C'est la raison pour laquelle ils peuvent exister en haute montagne où les argiles sont très peu présentes. Le déclenchement des *debris flows* est associé le plus souvent à des précipitations de forte intensité. C'est pourquoi il s'agit d'un phénomène essentiellement estival, la fonte nivale pouvant être un facteur aggravant. Cependant, les seules précipitations ne suffisent pas à entraîner un déclenchement : en effet les *debris flows* supposent aussi l'existence d'une quantité de matériaux mobilisables suffisante pour que la masse imbibée puisse commencer à fluer. Si la masse critique n'est pas atteinte, de violentes précipitations entraîneront un écoulement torrentiel "simple" aux conséquences très différentes (inondations). Les *debris flows* sont, pour cette raison, caractérisés par un temps de retour lui-même lié à la vitesse d'érosion dans le bassin versant (Pech & Jomelli, 2001 ; Jomelli et al., 2003).

La vulnérabilité des réseaux routiers peut être analysée *a posteriori* ou *a priori*, sous plusieurs de ses formes : vulnérabilité physique (matérielle) de l'infrastructure routière, vulnérabilité fonctionnelle du réseau routier, vulnérabilité territoriale liée aux pertes d'accessibilité routière de différents types d'enjeux vitaux mis en relation par ces réseaux routiers (populations, activités économiques, centres de secours...). Les réseaux routiers ont une répartition spatiale spécifique : objets linéaires immobiles, ils sont le support d'échanges

entre différents lieux. Cette implantation linéaire les expose particulièrement aux aléas naturels. Une première étape de notre travail a consisté à mesurer la fréquence et la gravité des dommages directs imputables aux *debris flows* (laves torrentielles) sur le réseau routier de trois départements français (Alpes-de-Haute-Provence, Hautes-Alpes, Savoie) depuis 1950. Elle a permis de construire des indicateurs de risque de dysfonctionnement de chaque tronçon qui intègrent les fréquences de coupure et la valeur fonctionnelle des tronçons. L'identification de ces tronçons vulnérables permet de justifier plusieurs scénarios de dégradation de l'accessibilité routière et d'évaluation de ses conséquences, notamment territoriales. Ainsi, plusieurs scénarios de coupure d'accès ont été modélisés, à différentes échelles spatiales et sur base SIG, en s'appuyant sur la théorie des graphes pour le calcul automatique des temps et distances d'accès par les plus courts chemins (algorithme de Dijkstra, 1959).

2. Caractérisation de la vulnérabilité physique et fonctionnelle du réseau routier alpin

2.1. Impacts physiques et fonctionnels depuis 1950

Une première phase de cette étude s'intéresse à la vulnérabilité physique et fonctionnelle du réseau routier de trois départements alpins de moyenne et haute montagne : Alpes-de-Haute-Provence (04), Hautes-Alpes (05), Savoie (73). Nous nous sommes focalisés sur les bassins versants actifs et sur les tronçons routiers exposés qui les traversent. La délimitation des principaux bassins versants actifs (285) a été fournie par l'équipe du LPG de Meudon (BD BV) avec une première extraction des évènements recensés depuis 1950 dans les bases des Services de Restauration des Terrains en Montagne (BD RTM) de l'Office National des Forêts (ONF). Cette base a ensuite été épurée, puis complétée et recoupée avec les bases du Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM, BDmvt) et du Conseil Général des Hautes-Alpes (BD CG05, Direction des Infrastructures). Nous en avons ensuite extrait tous les évènements signalant un impact physique ou fonctionnel sur le réseau routier entre 1950 et 2009. Au final, ce sont essentiellement les données RTM qui ont été intégrées dans nos bases de données (97,6% des évènements).

La base « BD impacts routes » comporte 298 évènements dommageables (30%). Au total, on recense 111 tronçons impactés au moins une fois en un ou plusieurs endroits, dont 94 tronçons avec un impact physique décrit et 103 tronçons avec un impact fonctionnel décrit. Cette base comporte une typologie des dommages maximums conforme à l'échelle d'intensité des mouvements de terrain de Leone (1996). Cette différenciation a été réalisée à partir des descriptions littérales des différentes bases de données. Ainsi, nous avons été en mesure d'agréger le nombre d'évènements dommageables par tronçon routier de la base SIG Route500 de l'IGN avec différenciation du niveau d'endommagement, physique ou fonctionnel. Cela débouche sur première famille d'indicateurs permettant de cartographier les tronçons les plus vulnérables depuis 1950. Il s'agit d'une évaluation *a posteriori* et empirique de la vulnérabilité, mesurée par l'endommagement constaté.

2.2. Répartition temporelle des impacts

Pour les trois départements ce sont les mois de juin, juillet et août qui ont enregistré le plus d'évènements dommageables sur le réseau routier. D'un point de vue probabiliste, on peut ainsi minimiser l'influence des debris flow sur l'accès aux stations de ski en hiver, contrairement aux avalanches de neige. Il en va autrement en été, compte tenu de la forte fréquentation touristique de ces mêmes stations en juillet et août. L'année qui a connu le plus d'évènements sur le réseau routier est 1965, avec un record pour la Savoie (23 évènements sur un total de 24). Mais on remarque depuis 1986 une tendance à l'augmentation du nombre

d'années dépassant les cinq événements dommageables par an. Cela peut s'expliquer entre autre par un meilleur recensement des dommages. Des épisodes de cette intensité peuvent provoquer des perturbations du réseau routier de plusieurs jours et/ou sur plusieurs localités. De fait, l'accessibilité routière se trouve fortement dégradée par une perte de la connectivité du réseau. C'est sur la base de tels événements que nous avons établi nos scénarios.

2.3. Distribution géographique des impacts

La répartition départementale des événements montre que les Hautes-Alpes ont été le plus impactées (48%), suivies de la Savoie et des Alpes de Haute-Provence. Cela n'est pas un reflet total de la réalité car ce département bénéficie de l'apport en événements dommageables de la base de données du CG 05, sans équivalent pour les autres départements. Néanmoins, compte tenu du faible emprunt à cette base (1,86%), le biais introduit est à minimiser et la hiérarchie préservée. Les Hautes-Alpes connaissent en effet des précipitations plus violentes, des roches souvent moins compétentes que la Savoie, et des longueurs de pente plus longues que les Alpes de Haute-Provence. Cela n'exclut pas d'autres biais ou carences liés à la collecte de l'information. C'est pour cette raison que nous avons fiabilisé nos données en ne retenant que les événements postérieurs à 1950, encore bien inscrits dans la mémoire collective. Une cartographie des impacts physiques et fonctionnels par tronçon routier montre que les vallées de la Haute tarentaise (Savoie), de la Maurienne (Savoie), du Briançonnais (Hautes-Alpes) et la vallée de l'Ubaye (Alpes-de-Haute-Provence) ont été les zones les plus affectées depuis 1950. La portion de route la plus vulnérable de notre zone d'étude est la départementale D1006 (34 événements), sur un tronçon de 2,5 km exposé aux laves torrentielles du torrent de La Ravoire à Pontamafrey-Montpascal (73). Notons que cette départementale D1006, tout comme la D994G, cumule des impacts sur deux tronçons, soit respectivement 39 et 19 impacts physiques recensés au total sur chacune. C'est un tronçon de la D238 sur la commune de Freissinières (05) qui recoupe le plus de torrents (7) à *debris flows* dommageables.

3. Indices de risque de perturbation fonctionnelle

3.1. Les composantes des indices

Le risque de perturbation fonctionnelle d'un tronçon routier peut se définir par une probabilité de dysfonctionnement. Comme toute notion de risque, la mesure de ce risque doit intégrer une notion d'aléa (le phénomène potentiellement dommageable), une notion de vulnérabilité (de l'élément/tronçon exposé) et une notion de valeur fonctionnelle (ou stratégique, ou d'usage = l'enjeu) de ce tronçon au regard de l'ensemble du réseau auquel il est connecté en temps normal. Nous différencierons ce risque de perturbation fonctionnelle d'un tronçon routier, du risque de dégradation de l'accessibilité territoriale assurée par un réseau routier. D'un point de vue théorique, l'aléa peut être considéré ici comme une fonction de trois probabilités dans un temps et sur un lieu donnés (Leone, 2007) :

- Une probabilité d'occurrence d'un phénomène potentiellement dommageable ;
- Une probabilité qu'a ce phénomène d'atteindre l'élément exposé ;
- Une probabilité qu'a cet élément exposé de se trouver présent au moment de l'arrivée du phénomène.

La vulnérabilité du tronçon routier peut être mesurée par un taux d'endommagement (ou de dysfonctionnement) potentiel. Pour la vulnérabilité physique, ce taux va dépendre de la magnitude du phénomène et de la nature du tronçon. Pour la vulnérabilité fonctionnelle, ce taux va dépendre de la vulnérabilité physique (intensité des dommages) et de la capacité de

rétablissement du tronçon concerné. La valeur fonctionnelle d'un tronçon routier peut se définir au moyen de plusieurs critères : le gabarit de la route (son importance stratégique), son flux (sa fréquentation), sa possibilité ou non d'être remplacée (longueur de déviation), son poids pour l'ensemble du réseau routier.

Dans la cadre de cette étude et en attendant de disposer de données plus précises sur les conditions de déclenchement et de propagation des phénomènes (évaluation de l'aléa local), nous proposons deux premiers indices expérimentaux de risque de dysfonctionnement (IRd) de tronçon routier. Ils sont basés respectivement sur les fréquences historiques d'impacts depuis 1950 (Fi : indicateur combiné d'aléa et de vulnérabilité) et deux indicateurs de valeur fonctionnelle : la longueur minimale de déviation possible du tronçon (Ld) et l'indice de destruction (Id).

3.2. Indice de valeur fonctionnelle d'un tronçon par destruction des liens (Id)

L'indice proposé ici traduit la perte d'accessibilité globale subie par les nœuds d'un réseau, et donc par le territoire qu'ils irriguent, à la suite de la suppression de chacun des liens individuellement. La suppression d'un arc du graphe permet de simuler une coupure accidentelle du lien de réseau qu'il représente. Dans certains cas, cette suppression peut entraîner la perte de connexité du réseau, c'est-à-dire l'impossibilité pour un automobiliste ou des secours de se rendre en tel ou tel lieu. L'accessibilité globale est évaluée par la somme des temps minimaux (en minutes) de parcours entre tous les nœuds du réseau (algorithme de Floyd). Il s'agit de calculer l'indice de dispersion d'un réseau. Trois grands types d'informations peuvent être dégagés de l'analyse des résultats de cet indice de valeur fonctionnelle par destruction.

- **Perte de connexité** : cela signifie que la coupure du tronçon rendrait un ou plusieurs nœuds inaccessibles. Il s'agit d'une information essentielle car la connexité est la propriété première d'un réseau. Ne plus pouvoir accéder signifie ne plus pouvoir approvisionner les habitations et ne plus pouvoir les secourir en cas de danger.
- **Indice de valeur nulle** : cela signifie que le tronçon n'est jamais emprunté par les cheminements optimaux. Sa coupure n'aurait donc aucune incidence fonctionnelle dans la mesure où un itinéraire alternatif, plus performant, lui est systématiquement préféré.
- **Indice de valeur positive** : cela signifie que la coupure du tronçon occasionnerait des détours aux automobilistes. Plus la valeur de l'indice est élevée plus les détours sont importants, plus le tronçon occupe une place stratégique dans le réseau. L'indice de destruction permet ici de hiérarchiser les tronçons en fonction de leur importance.

4. La perte d'accessibilité territoriale comme préjudice induit

4.1. Accessibilité et théorie des graphes

C'est Euler en 1737 qui est à l'origine de la théorie des graphes. Utilisée aujourd'hui en informatique ou en économie, la théorie des graphes trouve tout particulièrement son intérêt dans le domaine des transports. En effet, la transformation d'un réseau routier « réel » en graphe offre la possibilité de multiples applications. Si la théorie de graphes permet de simplifier le réseau visuellement, c'est avant tout dans les calculs et les représentations graphiques de l'accessibilité que la théorie des graphes devient la plus utile. Tout d'abord il faut transformer le réseau en graphe, c'est-à-dire en un objet mathématique composé de sommets et d'arcs. Les sommets (les points) peuvent être associés aux nœuds du réseau, et les arcs (les liaisons entre les points) sont associés aux tronçons routiers. Le graphe doit rendre compte fidèlement de la hiérarchie routière urbaine et donc distinguer les différents types de voies qui composent le réseau (Appert & Chapelon, 2006). Dans le cadre des réseaux routiers,

il est important d'attribuer des valeurs aux graphes (graphe valué). En effet, les lieux de départs et d'arrivées sont situés dans l'espace et n'ont pas forcément le même poids : les routes ont des vitesses et des capacités différentes. Chaque arc est caractérisé par sa longueur en kilomètres (caractéristiques morphologiques) et par la vitesse de circulation automobile permise sur l'infrastructure qu'il représente (autoroute...) dans le respect du code de la route (caractéristiques qualitatives). Grâce à la théorie des graphes, il est possible d'intégrer la notion d'accessibilité dans les systèmes d'information géographique. La représentation graphique d'un réseau couplé aux nombreux calculs d'accessibilité permet d'insérer la perte d'accessibilité dans la visualisation géographique de la vulnérabilité des réseaux routiers et donc du territoire.

4.2. Modélisation de l'accessibilité à l'état normal

Afin de mettre en évidence l'altération de l'accessibilité nous avons dû préalablement définir l'accessibilité à l'état normal, c'est-à-dire en présence d'un réseau routier « sain » avec tous les cols ouverts (situation estivale). En utilisant un réseau non altéré nous pouvons ainsi établir une accessibilité optimale et théorique de référence, idéale pour établir des comparaisons avec des accessibilités dégradées par coupures de voies et/ou fermeture de cols. Les lieux de départ choisis sont les villes de plus de 10 000 habitants et les lieux d'arrivée sont variables suivant les enjeux territoriaux pour lesquels on a cherché à définir cette accessibilité : les sites de stations touristiques, les centroïdes des communes, les mailles territoriales de 2 km de côté. Pour notre étude, le choix des lieux d'arrivées s'est fait en fonction de leur importance dans la structure territoriale des départements alpins. En effet leur vitalité est directement liée au maintien d'une bonne accessibilité. Ces lieux et leurs attributs sont donc considérés comme des enjeux. Nous avons retenu pour nos scénarios 3 familles d'enjeux : la population communale, le nombre de journées-skieurs des principales stations touristiques, la surface territoriale.

4.3. Modélisation de la dégradation de l'accessibilité face aux debris flows

4.3.1. Scénarios explicatifs

Nous avons choisi deux scénarios explicatifs (reconstitution d'évènements) en fonction de divers critères. On a tout d'abord opéré un tri suivant les durées des épisodes pluviométriques, le nombre de tronçons touchés pour un même épisode, et l'intensité des dommages et des perturbations. Puis nous avons effectué une rapide phase de test pour déterminer le nombre approximatif de lieux affectés. Enfin, suite à un autre test basé cette fois-ci sur le temps d'accès, nous avons gardé les scénarios dont au moins l'un des tronçons coupés entraînait une déviation d'au moins 30 minutes, considérée comme pénalisante pour un automobiliste. Par ailleurs, nous avons recherché des scénarios impactant des territoires différents. Le premier scénario retenu correspond à l'évènement du 24 juillet 1996, ciblé sur la Savoie. Le second scénario a une emprise spatiale et temporelle plus importante. Il rejoue des évènements qui ont affecté les départements des Hautes-Alpes et des Alpes-de-Haute-Provence du 19 au 21 juin 2005, donc durant trois jours. Les résultats s'expriment sous forme de cartes et de graphiques. Les cartes donnent la perte de temps (en mn) pour atteindre chaque lieu considéré (maille, station de ski ou centre de commune) depuis les principales agglomérations voisines. Plusieurs modes de représentation cartographique de ces indicateurs de perte d'accessibilité ont été testés (carroyage, symboles, lignes) afin d'optimiser la communication des résultats. Les courbes apportent une seconde information quantitative permettant de mesurer le préjudice induit par la perte d'accessibilité : elles donnent le volume d'enjeux (personnes, surface, etc.) accessible en fonction du temps. Ces traitements graphiques des résultats permettent de visualiser l'écart par rapport à une situation normale d'accessibilité.

4.3.2. Scénarios prédictifs

Plusieurs scénarios prédictifs ont été élaborés à une échelle plus locale sur la moyenne vallée de l'Ubaye dans les Alpes-de-Haute-Provence (région de Barcelonnette). Ils sont basés sur une modélisation des pertes de temps d'accès des secours vers plusieurs sites à risque torrentiel élevé. Ces sites ont préalablement fait l'objet d'un diagnostic de risque intégré (approche multicritère) sur près de 300 bâtiments et 25 ponts susceptibles d'être coupés par des laves torrentielles. La modélisation repose sur un réseau routier plus détaillé et utilise également l'emploi de l'outil RouteFinder[®] dans l'environnement logiciel MapInfo[®]. La dégradation de l'accessibilité des secours y a été exprimée en rallongement des temps de parcours depuis le centre de secours principal de Barcelonnette. Une représentation par carroyage des pertes de temps d'accès offre la possibilité de créer des géo-indices de risque agrégés combinant les probabilités de pertes humaines (risque humain) et les temps d'accès des secours.

5. Conclusion : aide à la décision

Outre son caractère innovant dans le couplage des diagnostics de risque naturel avec la modélisation de l'accessibilité routière sur base SIG, cette approche conduit à des cartes et des indicateurs à forte valeur décisionnelle pour les pouvoirs publics. Elle a permis d'explorer plusieurs protocoles méthodologiques, différentes bases de données routières, divers types d'indicateurs et plusieurs modes de représentation cartographique, afin d'optimiser la communication des résultats à différentes échelles spatiales. Ce travail a également permis d'explorer la notion de risque reporté par diffusion spatiale des vulnérabilités, notamment fonctionnelles, en s'attachant à caractériser les risques imputables aux *debris flows* en dehors des seules zones d'exposition directe.

Les premiers résultats obtenus vont être transmis aux différents gestionnaires de réseau routiers (DDT, Conseil Généraux) afin de susciter une réflexion sur les moyens et avantages de réduire la vulnérabilité de l'accessibilité routière dans les Alpes face à ces aléas naturels. Nous espérons pouvoir contribuer de la sorte à augmenter la résilience fonctionnelle de ces territoires montagnards et transfrontaliers fortement sollicités, en particulier dans un contexte de changements climatiques influençant les aléas morpho-dynamiques.

Bibliographie

Appert M. & Chapelon L., 2006 : La vulnérabilité des réseaux routiers urbains face aux risques d'altération, *In* : La mise en carte des risques naturels, *Géorisque*, 2, collection du laboratoire GESTER, Université Montpellier 3, 47-58.

Jomelli V., Chochillon, C., Brunstein, D et P. Pech, 2003 : Hillslope debris flows frequency since the beginning of the 20th century in the French Alps, *In* : *Debris flow hazards mitigation*, Rickenmann & Chen (ed), Millpress Rotterdam, 127-137.

Leone F., 1996 : *Concept de vulnérabilité appliqué à l'évaluation des risques générés par les phénomènes de mouvements de terrain*, Thèse de doctorat, spécialité géographie, Université J. Fourier, Grenoble, publiée dans les Documents du BRGM, 250, Ed. BRGM, Orléans, 286 p.

Leone F., 2008 : *Caractérisation des vulnérabilités aux catastrophes « naturelles » : contribution à une évaluation géographique multirisque (mouvements de terrain, séismes, tsunamis, éruptions volcaniques, cyclones)*, Ed. Edilivre, Paris, 336 p.

Leone F. (dir.), 2011 : *Risk quantification of network interruption by debris flows*, Livrable D6.2. Projet ANR 2008 VMCS (Vulnérabilité : Milieux, Climat, Sociétés) SCAMPEI (Scénarios Climatiques Adaptés aux zones de Montagne : Phénomènes extrêmes, Enneigement et Incertitudes), UMR GRED, Université Montpellier 3, 200 p.

Pech P. & Jomelli V., 2001 : Caractéristiques et rôle du cône apical dans le déclenchement des coulées de débris, *Géographie physique et Quaternaire*, 55, 1, 47-61.

LE ROLE DES TENDANCES DANS LA CONSTRUCTION DES SCENARIOS CLIMATIQUES : L'EXEMPLE DES TEMPERATURES MINIMALES HIVERNALES EN GRECE

MAHERAS P. (1) SKOURKEAS A. (2) et MACHERA F.(2)

(1)Département de Météorologie et de Climatologie, Université de Thessaloniki, Grèce, maheras@geo.auth.gr

(2)Département de Mathématiques, Université de Thessaloniki, Grèce

Résumé : On utilise l'analyse canonique de corrélation afin de proposer une méthode statistique de "désagrégation", de simulation des températures minimales hivernales en Grèce et de rechercher le rôle des tendances dans la construction des scénarios climatiques. L'élimination des tendances significatives des séries chronologiques avant la construction du modèle s'avère très efficace, car, excepté les écarts entre les valeurs simulées et observées, tous les autres critères d'évaluation du modèle concernant la période de validation sont plus satisfaisants.

Mots clés : températures minimales, scénarios, tendances, analyse canonique, Grèce

Abstract : *The role of trends in the construction of climate scenarios: the case of winter minimum temperatures in Greece*
Canonical correlation analysis is a meaningful multivariate approach to construct statistical downscaling models which relate large-scale climate variables to local climate variables (minimum winter temperatures over Greece). The elimination of the significant trends of the time-series before the construction of the model is proven to be very efficient, since the performance criteria, except for the mean differences between the observed and simulated temperatures revealed more reliable results.

Key-words : minimum temperature, scenarios, trend analysis, canonical analysis, Greece

1. Introduction

La construction des scénarios climatiques, en supposant une concentration élevée des gaz à effet de serre, utilise les données produites par les modèles de circulation générale (GCM en anglais). Cependant la faible résolution spatiale de ces données constitue un obstacle majeur quant à leur utilisation pour des études régionales ou locales. C'est la raison pour laquelle ont été développés plusieurs techniques dites de 'désagrégation d'échelles', c'est-à-dire d'amplification spatiale et temporelle de phénomènes de circulation générale. Ces techniques se divisent en deux grandes catégories : les techniques fondées sur les modèles eux-mêmes, dites dynamiques et les techniques empiriques dites statistiques fournissant des solutions simples mais très efficaces. Ces dernières méthodes sont basées sur les relations empiriques observées entre les éléments du climat et les éléments de la circulation régionale ou locale.

Des études antérieures récentes concernant la construction des scénarios des températures extrêmes en Grèce, utilisant diverses méthodes statistiques (neurones artificiels, analyse canonique, régression multiple linéaire, classification des types de circulation à échelle régionale. Par exemple Maheras et al., 2006 ; Kostopoulou et al., 2007 ; Tolika et al., 2007 ; Skourkeas et al., 2010a ; Skourkeas et al., 2010b) montrent que les tendances des séries chronologiques utilisées, introduites dans les modèles de construction des scénarios, jouent un rôle non négligeable dans les résultats.

Dans cette étude nous avons utilisé l'Analyse Canonique de Corrélation (CCA) afin de développer la méthode statistique de 'désagrégation d'échelles'. Cette approche a pour but de simuler les températures minimales hivernales en Grèce et de rechercher le rôle des tendances des séries chronologiques dans la construction des scénarios des températures minimales.

2. Données et Méthodes

Nous avons utilisé les données des températures minimales hivernales de 20 stations helléniques distribuées de façon uniforme au cours de la période 1958-2000. Il est à noter que

les séries chronologiques de toutes les stations sont complètes et que l'homogénéité de ces données a été vérifiée par la méthode d'Alexandersson (1986). La saison hivernale est composée par les mois de décembre de l'année précédente et les mois de janvier et de février de l'année suivante.

Nous avons également utilisé les données hivernales de la couche d'épaisseur (1000-500hpa) en point de grille (2.5° x 2.5°) de NCEP/NCAR Reanalysis project, couvrant l'Europe et la Méditerranée sur la période 1958-2000 (154 points de grille). On a de même utilisé les valeurs saisonnières de la couche d'épaisseur (1000-500hPa) du modèle HadAM3P (1960-1990 et 2070-2100) pour la même fenêtre et la même résolution que les données NCEP/NCAR

L'apprentissage du modèle a été fait en utilisant les périodes 1958-1978 et 1994-2000 (28 années, période de calibration du modèle) et la période intermédiaire (1979-1993, 15 années) a été utilisée comme période de validation du modèle.

Les résultats du modèle pour la période de validation sont comparés avec les données d'observation de la même période (1979-1993). On a utilisé quatre paramètres différents pour faire cette comparaison : le coefficient de corrélation de Spearman, l'écart entre les températures minimales hivernales simulées et observées, le rapport des écarts types des mêmes valeurs et le paramètre de RMSE.

Dès que le modèle a été établi, il a été appliqué en utilisant comme entrées les données du modèle atmosphérique HadAM3P, tant pour la période 1961-1990 (*control run*) que pour la période du futur (2071-2100, scénario A2 IPCC). Ensuite, pour estimer le changement futur des températures minimales hivernales, on a calculé les écarts entre les résultats du scénario et ceux du *control run* (*scénario – control run*).

Afin de rechercher le rôle des tendances, dans une première étape nous avons éliminé les tendances significatives au seuil 0.05 tant pour les séries chronologiques des températures minimales des stations (7 stations, toutes avec une tendance négative) que pour les séries chronologiques de la couche d'épaisseur (1000-500hPa) des points de grille (80 points de grille, tous avec une tendance positive), et dans une seconde étape, nous avons appliqué la même procédure mentionnée ci-dessus, dans le but d'estimer le changement futur des températures minimales hivernales. Enfin, nous avons comparé les résultats obtenus par les deux approches (approche A avec l'élimination de la tendance et approche B classique).

3. Résultats

3.1 Période de validation 1979-1993

Dès que le modèle a été établi, il a été appliqué en utilisant les deux ensembles de séries chronologiques mentionnées ci-dessus. Le tableau 1 nous donne :

1. les valeurs du coefficient de corrélation pour toutes les stations entre les valeurs observées et les valeurs simulées des températures minimales par les deux approches (A et B).
2. les écarts bruts entre les températures minimales simulées (approches A et B) et observées.
3. les rapports entre les valeurs des écarts types simulées (approches A et B) et observées.
4. les valeurs du critère d'évaluation des résultats RMSE (approches A et B).

Tableau 1 : Températures minimales hivernales, période de validation 1979-1993. Les valeurs signalées en gris foncé sont statistiquement significatives au seuil 0.05.

-Coefficients de corrélation entre les valeurs estimées (approches A et B) et observées (1a et 1b)

-Ecart entre les valeurs estimées (approches A et B) et observées (2a et 2b)

-Rapports des écarts types estimés (approches A et B) et observés (3a et 3b)

-Valeurs du coefficient RMSE (4a et 4b)

Stations	Coefficients de corrélation Approche A(1a)	Coefficients de corrélation Approche B(1b)	Ecart, A(2a)	Ecart, B(2b)	Rapports des écarts types A(3a)	Rapports des écarts types B(3b)	RMSE A(4a)	RMSE B(4b)
Agrinio	0.61	0.59	-0.06	-0.05	0.32	0.23	1.687	1.85
Alexandroupoli	0.63	0.62	-0.12	-0.09	0.74	0.7	1.142	1.135
Athens	0.72	0.67	-0.07	-0.03	0.68	0.65	0.388	0.441
Elliniko	0.68	0.64	-0.07	-0.06	0.57	0.54	0.584	0.637
Heraklio	0.66	0.64	-0.03	-0.03	0.33	0.33	0.409	0.42
Ierapetra	0.29	0.38	-0.02	-0.11	0.76	0.62	0.886	0.715
Ioannina	0.52	0.44	-0.05	0.05	0.43	0.36	1.348	1.481
Kalamata	0.4	0.22	-0.04	-0.1	0.42	0.53	0.76	0.953
Kerkyra	0.62	0.56	-0.06	0.01	0.36	0.4	1.212	1.27
Kozani	0.77	0.67	-0.06	0.06	0.68	0.73	0.388	0.522
Kythira	0.65	0.66	-0.07	-0.03	0.74	0.75	0.397	0.388
Larissa	0.48	0.37	-0.02	0.01	0.15	0.15	1.702	1.778
Mylos	0.69	0.63	-0.07	-0.08	0.72	0.72	0.329	0.385
Mytilini	0.7	0.71	-0.1	-0.15	0.81	0.81	0.672	0.682
Naxos	0.74	0.72	-0.04	-0.02	0.51	0.5	0.265	0.275
Rodos	0.54	0.66	-0.05	-0.08	0.61	0.53	0.61	0.51
Samos	0.71	0.61	-0.08	-0.13	0.69	0.65	0.514	0.662
Skyros	0.64	0.68	-0.07	-0.08	0.53	0.05	0.662	0.635
Tripoli	0.25	0.31	-0.03	0.01	0.39	0.05	1.679	1.704
Thessaloniki	0.63	0.55	-0.06	0.05	0.56	0.57	0.792	0.901

D'après ce tableau on constate que les coefficients de corrélation sont élevés pour la grande majorité des stations. Si l'on compare les chiffres des coefficients de corrélation obtenus par les deux approches, on constate que les chiffres obtenus par l'approche A sont relativement supérieurs aux chiffres de l'approche B, surtout en ce qui concerne un certain nombre des stations qui ne présentent aucune tendance significative.

L'examen des écarts bruts entre les températures minimales simulées et observées pour la période de validation, fait paraître, qu'en règle générale, les écarts sont négatifs à savoir que les températures minimales apparaissent sous-estimées par les deux approches. La comparaison entre les écarts obtenus par les deux approches montre que ces écarts sont équivalents.

Concernant la variabilité inter-annuelle simulée des températures minimales hivernales, elle est nettement sous-estimée pour presque toutes les stations étudiées. Il faut noter que les résultats concernant l'approche A apparaissent de nouveau nettement plus satisfaisants que les résultats obtenus avec l'autre approche, car les rapports des écarts types des séries simulées et observées sont, pour la majorité des stations, plus proches de l'unité.

Enfin, pour les valeurs du critère d'évaluation RMSE on rappelle que plus les valeurs de ce paramètre sont faibles, plus les résultats de la simulation sont satisfaisants. D'après le tableau 1, il est évident que les résultats obtenus par l'approche A sont nettement plus satisfaisants que les résultats obtenus par l'approche B.

3.2 Période du contrôle.

Dès que le modèle a été établi, il est appliqué en utilisant comme entrée les données du modèle atmosphérique HadAM3P, tant pour la période 1961-1990 (*run de contrôle*) que pour la période future (2071-2100). Ensuite, pour estimer le changement futur des températures minimales nous avons calculé les écarts des résultats du scénario avec ceux du '*run contrôle*'.

Cette fois, l'apprentissage du modèle a été fait en utilisant comme période de calibration l'ensemble de l'information disponible (1958-2000, données observées et données des réanalyses NCEP/NCAR). Ensuite, ce modèle a été appliqué aux données de HadAM3P pour la période 1961-1990. L'application a été faite en utilisant les deux approches A et B déjà mentionnées. La performance et la crédibilité des données du HadAM3P pour reproduire les relations entre les prédicteurs (couche d'épaisseur 1000-500hPa) et les températures minimales pour les stations helléniques utilisées, ont été testées en comparant les valeurs simulées aux valeurs d'observation de la période 1961-1990. Ces résultats sont ensuite comparés entre eux (approche A et B) pour voir le rôle des tendances dans la construction des scénarios.

D'après le tableau 2 on peut constater que l'élimination de la tendance par les séries chronologiques (approche A) fournit des écarts relativement plus élevés par rapport aux écarts de l'approche B. Tous ces écarts ne sont pas statistiquement significatifs au seuil 0.05.

Tableau 2 : Températures minimales hivernales, période de contrôle (1961-1990) et de scénario (2071-2100). Les valeurs signalées en gris foncé sont statistiquement significatives au seuil 0.05.

- Ecart entre les valeurs estimées (approches A et B) et observées, période 1961-1990 (1a et 1b)
- Rapports des écarts types estimés (approches A et B) et observés, période 1961-1990 (2a et 2b)
- Ecart entre les valeurs estimées (approches A et B) et observées, période 2071-2100 (3a et 3b)
- Rapports des écarts types estimés (approches A et B) et observés période 2071-2100 (4a et 4b)

Stations	1961-1990				2071-2100			
	Ecarts, Approche A(1a)	Ecarts, Approche B(1b)	Rapports des écarts types A(2a)	Rapports des écarts types B(2b)	Ecarts, Approche A(3a)	Ecarts, Approche B(3b)	Rapports des écarts types A(4a)	Rapports des écarts types B(4b)
Agrinio	0.32	0.1	0.63	0.35	1.65	1.47	0.96	1.02
Alexandroupoli	0.28	0.24	0.58	0.44	1.61	1.71	0.97	0.95
Athens	0.2	0.2	0.65	0.52	1.07	1.21	0.97	0.93
Elliniko	0.2	0.15	0.63	0.47	1.11	1.18	0.97	0.98
Heraklio	0.15	0.16	0.58	0.49	0.86	1	0.97	0.94
Ierapetra	0.18	0.28	0.45	0.55	1.38	1.68	0.95	0.92
Ioannina	0.23	0.26	0.64	0.44	1.09	1.31	0.94	0.9
Kalamata	0.23	-0.01	0.58	0.38	1.32	1.02	0.97	1.05
Kerkyra	0.22	0.28	0.63	0.54	1.14	1.38	0.96	0.89
Kozani	0.19	0.38	0.56	0.61	0.84	1.22	0.93	0.89
Kythira	0.14	0.18	0.58	0.6	0.85	1.01	0.98	0.9
Larissa	0.26	0.27	0.63	0.44	1.23	1.45	0.94	0.91
Mylos	0.16	0.12	0.58	0.48	0.99	1.06	0.98	0.97
Mytilini	0.22	0.07	0.57	0.45	1.43	1.3	0.98	1.02
Naxos	0.15	0.2	0.6	0.61	0.86	1.02	0.97	0.9
Rodos	0.16	0.21	0.58	0.59	1.01	1.17	0.98	0.91
Samos	0.28	-0.13	0.57	0.44	1.75	1.07	0.98	1.07
Skyros	0.19	0.07	0.62	0.39	1.03	0.93	0.97	1
Tripoli	0.21	0.06	0.59	0.25	0.93	0.82	0.93	1
Thessaloniki	0.23	0.36	0.63	0.57	1.04	1.4	0.93	0.89

Pourtant, si l'on compare les rapports des écarts types des deux approches, on constate que les résultats obtenus par l'approche A sont meilleurs. D'une part, les rapports des écarts types

simulés et observés sont plus élevés, d'autre part, ces rapports ne diffèrent pas beaucoup d'une station à l'autre, à savoir qu'il y a une homogénéité spatiale plus forte de la variabilité des températures minimales.

3.3 Résultats concernant la période 2071-2100.

La dernière partie de ce travail est une tentative d'estimation des changements futurs des températures minimales hivernales, tant par l'approche A que par l'approche B. D'après les résultats obtenus, il semble que les températures minimales hivernales vont présenter une augmentation relativement faible partout en Grèce. Les chiffres des écarts obtenus par les deux approches sont proches, en moyenne près de 1°C (approche A=1.16°C, approche B=1.22°C). Ces chiffres, pour toutes les stations, sont statistiquement significatifs. L'examen des rapports des écarts types (écarts types simulés/observés) nous montre que l'approche A fournit des résultats plus satisfaisants car pour presque toutes les stations la variabilité simulée des températures minimales est très proche de la variabilité observée.

4. Conclusions.

Dans cette étude nous avons utilisé l'Analyse Canonique de Corrélation (ACC) comme méthode statistique de désagrégation des modèles globaux dans le but de construire des scénarios climatiques concernant les températures minimales hivernales en Grèce. L'utilisation de la même méthode et des mêmes données, premièrement comme données brutes, et deuxièmement après avoir éliminé les tendances des séries chronologiques (températures minimales et couche d'épaisseur 1000-500hPa) permet de comparer les résultats obtenus et de faire des conclusions concernant le rôle des tendances dans cette procédure.

C'est ainsi que l'élimination des tendances fournit des résultats plus satisfaisants qu'en utilisant les données brutes car, excepté les écarts entre les valeurs simulées et observées, tous les autres critères d'évaluation du modèle concernant la période de validation sont plus satisfaisants.

Les résultats obtenus par l'application de deux approches pour la période de contrôle, apparaissent relativement contradictoires. C'est ainsi que l'approche A fournit des résultats plus satisfaisants concernant la variabilité des températures minimales estimées tandis que l'approche B fournit des écarts de températures relativement plus faibles. Il semble que l'élimination de la tendance de signe contraire de deux sortes de données (tendance négative des températures minimales, tendance positive des valeurs de la couche d'épaisseur 1000-500hPa) perturbe une partie des résultats concernant l'approche A.

Enfin, l'estimation des changements futurs des températures minimales hivernales par les deux approches montre que dans l'ensemble, les deux approches concordent puisque les chiffres des températures minimales semblent augmenter légèrement jusqu'à la fin du siècle, mais dans le détail, les résultats de l'approche A sont plus satisfaisants surtout en ce qui concerne la variabilité des températures estimées.

Au total, l'élimination des tendances des séries chronologiques peut améliorer les résultats des modèles statistiques de désagrégation et augmenter la fiabilité des scénarios des changements climatiques, mais il est nécessaire de faire encore beaucoup de travaux de recherche dans ce domaine pour avoir des réponses plus complètes et des résultats plus satisfaisants.

Remerciements

Ce travail a été effectué dans le cadre du projet GABARDINE (Groundwater Artificial recharge based on Alternative sources of water : advanced integrated technologies and management) financé par la Commission Européenne sous le numéro 518118.

Bibliographie.

- Alexandersson H., 1986 : A homogeneity test applied to precipitation data . *J Climatol.*, **6** 661-675.
- Kostopoulou E.,Giannakopoulos C.,Anagnostopoulou C.,Tolika K.,Maheras P.,Vafiadis.M.,Founda G.,2007 : Simulating maximum and minimum temperature over Greece: A comparison of three downscaling techniques. *Theoretical and Applied Climatology*, **90**, 65-82.
- Maheras P., Flocas H., Tolika K., Anagnostopoulou C., Vafiadis M., 2006: Circulation types and extreme temperature changes in Greece. *Climate Research* **30** (2), 161-174.
- Skourkeas A., Kolyva-Machera F., Maheras P.,2010a: Estimation of mean maximum summer and mean minimum winter temperatures over Greece in 2070-2100 using statistical downscaling methods. Accepted for publication in *Euro-Asian journal of sustainable Energy Development policy*.
- Skourkeas A., Kolyva-Machera F., Maheras P.,2010b: A statistical downscaling model based on Canonical correlation analysis. *Submitted for publication*.
- Tolika, K., Anagnostopoulou C., Maheras P., Vafiadis M.,2007: Simulation of future changes in extreme rainfall and temperature conditions over the Greek area: A comparison of two statistical downscaling approaches. *Global and Planetary Change*, **63**, 132-151

LA VIGNE, LE VIN ET LE CLIMAT VUS PAR UN NOTABLE LAVALLOIS AU DEBUT DU XVI^e SIECLE

MARCHAND J. P., BONNARDOT V., PLANCHON O. & DUBREUIL V.

UMR 6554 LETG, CNRS Laboratoire COSTEL, Université Rennes 2, Place du Recteur Henri le Moal 35043
Rennes Cedex, France. jean-pierre.marchand@uhb.fr

Le vin tranche boyau d'Avranches et rompt-ceinture de Laval...
(Gabriel Dumoulin, Curé de Maneval (1621))

Résumé : Guillaume Le Doyen décrit pour Laval de 1481 à 1537 la qualité des moissons (blé) et des vendanges, ce qui permet de fournir une chronique climatique montrant une probable rémission du petit âge glaciaire (PAG). L'abandon progressif des vignes et la réduction de la production de vin sur cette période au profit des vins d'Anjou est dû, à la fois au progrès du cidre, à une amélioration des transports et à un climat peu favorable à la faisabilité des vendanges.

Mots clés : Climatologie historique. (XV^{ème}-XVI^{ème}), conditions climatiques, vendanges, rémission du PAG.

Abstract : *Vine, wine and climate perceived by a notable from Laval at the beginning of the XVI century.* Guillaume Le Doyen described the harvest quality (wheat and grapes) at Laval between 1481 and 1537, providing a climatic series showing the probable Little Age remission. The decrease in vine surfaces and wine production in this region and at that period gives way to wine importation from Anjou. This is due to a combination between the increase in cider production, transport improvement and unsuitable climate for viticulture.

Keywords : Historical climatology (XVth-XVIth), climatic conditions, grape harvest, Little Age remission

De 1480 à 1537, Guillaume Le Doyen (GLD), notaire du comte de Laval a rédigé, année après année ses mémoires, en vers de médiocre qualité certes, mais qui fournissent des renseignements forts précieux sur la vie lavalloise. Les « *Annales et chroniques du païs de Laval depuis l'an 1480 jusqu'à l'année 1537* », dont le manuscrit est conservé aux archives départementales de la Mayenne ont été édités au XIX^{ème} siècle par M. Godbert. C'est une source « réputée fiable » et utilisée par les historiens de la fin du moyen âge et de l'époque moderne (M. Le Méné, 1982, D. Pichot 1996, F. Pitou 1996).

Dans sa chronique G. Le Doyen n'oublie pas le climat: il y décrit chaque année le temps des hivers, la qualité des récoltes de blé et celle des vendanges : « *De vin ne fust grande abondance en tout ce pays (1512)* », « *et après deux matins gelée qui brula nos vins (1513)* ». Il nous donne une chronique régulière permettant de suivre l'évolution du climat sur cinquante six ans. Or cet aspect du travail de Le Doyen a été peu étudié par les historiens, sauf par M. Le Méné qui l'utilise dans sa thèse (*op cit*) pour décrire le climat angevin à la fin du moyen âge et par Neveux et Céard (1987) qui utilisent sa description du terrible hiver 1481. Pourtant, on est dans une période où, selon E. Leroy Ladurie (2004), l'on noterait un réchauffement des températures, ce que souligne également Neveux et Céard et qui amènerait une rémission dans le petit âge glaciaire (PAG).

L'analyse des situations hivernales (Marchand et *al.*, 2010) sur la période 1481-1537 a montré que G. le Doyen nous donne des chroniques climatiques saisonnières par séquences de types de temps, la recherche étant alors pilotée par de grandes séquences « perçues » par leurs durées et leurs intensités. Le climat vécu devient une aide à la détermination des climats passés. Les hivers ne se marquent pas à Laval par des périodes froides continues, bien que les années 1510-1524 aient connu une séquence de ce type. Les périodes douces liées à des types de temps océaniques dominant. De là à affirmer que l'on a une rémission du petit âge glaciaire, il y a une marge que seule pourra confirmer l'analyse de la vulnérabilité climatique du printemps et de l'été. Dans cet article, nous nous attachons plus particulièrement aux passages mentionnant le climat du printemps et de l'été en relation avec la vigne et le vin.

1. Le climat du printemps et de l'été définis par la quantité et qualité des vendanges

Pour ces deux saisons, la méthodologie n'est pas exactement du même ordre, les données chiffrées étant toujours absentes. On ne peut pas appliquer les méthodes bien connues et développées par Leroy Ladurie dans son « *Histoire du climat depuis l'an mil* » (1983). Les abbayes du Bas Maine n'ont pas tenu de chroniques sur les dates et les bans de vendanges. En effet, G. le Doyen, contrairement à l'hiver, fournit peu de renseignements sur le climat vécu au printemps et en été, s'attachant plutôt à décrire des phénomènes exceptionnels datés comme de fortes gelées ou des tempêtes. Certes, certaines années particulièrement humides ou très sèches sont signalées mais le corpus est insuffisant pour pouvoir en tirer des conclusions sur les séquences significatives, comme cela a été le cas pour l'hiver (Marchand *et al.*, 2010). Par contre, les données sur les récoltes de blé et sur le vin (en quantité et qualité) sont suffisamment nombreuses pour que l'on puisse extrapoler le temps probable des saisons concernées. Pour ce qui concerne les vendanges, GLD note non seulement la qualité et la quantité du vin récolté localement aux alentours de Laval, mais il indique aussi les importations de vin en provenance de l'Anjou, vins de qualité supérieure, selon ses dires, par rapport à celle du vin lavallois. Ces données permettent de dégager des séquences par types de temps dominants, séquences relatives au climat vécu et donc à ne pas prendre dans l'absolu.

Quand on se penche sur les séquences jumelant le printemps et l'été, de façon à rendre compte des potentialités agronomiques concernant la vigne, on note que les « bonnes années » sont relativement nombreuses avec 28 occurrences de séquences [printemps +été] favorables à la croissance de la vigne et à la maturation du raisin (tableau suivant) soit 50% des années étudiées par GLD.

Tableau 1 : Descriptif climatique des saisons printemps/ été

Descriptif climatique des saisons printemps/ été	Nombre de cas
<i>Chaud et sec/ Chaud et sec</i>	22
<i>Humide et froid /humide et froid</i>	11
<i>Humide et froid/ Chaud et sec</i>	5
<i>Chaud et humide/Chaud et sec</i>	6
<i>Chaud et sec/humide et froid</i>	4
<i>Chaud et sec/chaud et humide</i>	1
<i>Froid et sec/chaud et sec</i>	1
<i>Froid et humide/chaud et humide</i>	1
<i>Chaud et sec/froid et sec</i>	1

Parmi les critères qui ont servi à établir ces tableaux de séquences climatiques, on a utilisé la qualité des vendanges selon GLD.

Tableau 2 : Termes descriptifs relatifs au vin utilisés par G. Le Doyen. (h) hiver ; (p) printemps.

Termes descriptifs relatifs au vin	Années	Total
Pas de vin (gelées)	1481(h)-1490-1517-1522-1524-1532 (p)	6
Vin médiocre	1482-1496-1506-1511-1523-1526-1529-1535-1536-1537	10
Vin trop vert	1488-1505-1519	3
Peu mais honnête	1507	1
Vin commun	1495-1513-1515-1520	4
Bonne quantité	1483-1484-1487-1494-1498-1499-1509-1514-1524-1530	10
Bonne qualité	1491-1492-1504-1509-1528-1530-1531-1532-1534	9
Bon mais peu	1485-1486-1501-1502-1512-1521-1527	7
Bon mais pas trop fort	1493	1
Peu cher	1497	1

La figure 1 résume ainsi les successions des années en jumelant les caractères de chaleur et de sécheresse, qui cumulés sont favorables à de bonnes vendanges.

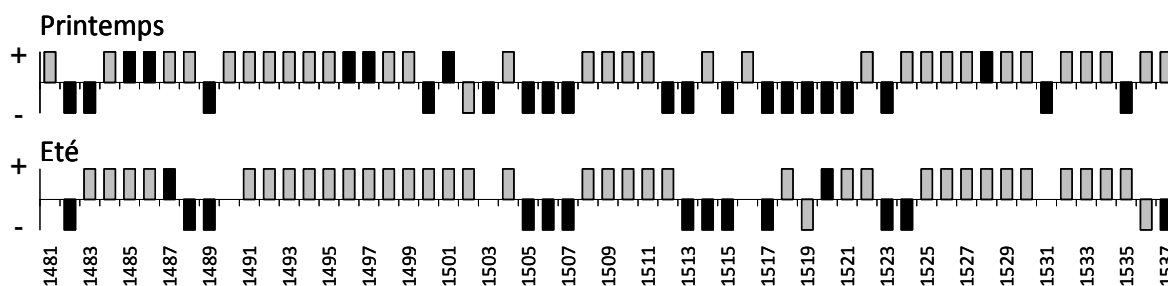


Figure 1 : Successions des années climatiques (printemps en haut et été en bas) : en positif les années chaudes, en négatif les années fraîches ; en noir les années humides et en gris les années sèches.

Dans ces conditions deux questions se posent alors : qu'en est-il d'une rémission du petit âge glaciaire et quelle fut la réaction des lavallois face à cette évolution potentielle du climat ?

A priori, si la variabilité interannuelle du climat est bien la marque d'un climat océanique atténué, les séquences de temps correct sont assez nombreuses pour que l'hypothèse de la rémission du PAG soit envisageable. Plus que pour l'hiver, les temps éléments sont relativement nombreux et surtout se traduisent par des séquences significatives. On note des années « pourries » mais aussi des sécheresses avec des séquences qui pourraient rappeler celles enregistrées en 1975-1976 !! Les années allant de 1527 à 1535 sont assez révélatrices à cet égard. En tenant compte des données hivernales (qui regroupent en fait notre automne et notre hiver), on peut essayer de donner pour cette période un graphique qualitatif du bilan de l'eau en allant du plus frais et humide (noir) au plus chaud et sec (blanc). On est là aux limites de ce que l'on peut tirer du texte tout en étant dans une fourchette de vraisemblance acceptable.

Tableau 3 : Schéma récapitulatif du « bilan de l'eau » de l'hiver à l'été:

Années	HIVER	PRINTEMPS	ETE
1527	Très humide	subsec	subsec
1528	humide	subsec	subsec
1529	humide	subsec	subsec
1530	Très humide	subsec	subsec
1531	Très humide	subsec	subsec
1532	humide	subsec	subsec
1533	humide	subsec	subsec
1534	humide	subsec	subsec
1535	humide	subsec	subsec

Très humide	humide	subsec	sec
-------------	--------	--------	-----

2. La diminution du vignoble lavallois: évolution climatique ou socio économique ?

Pour cela il faut se référer aux écrits de R. Musset (1908, 1917) qui, à la suite de l'abbé Angot (1889) a posé la question de la limite climatique septentrionale de la vigne. Ces deux auteurs constatent que, jusqu'au XIX^{ème} siècle, la vigne était plantée dans tout le Bas Maine et ils en montrent ensuite la décadence: la vigne paraît avoir été plus répandue dans les environs de Laval au XIII^{ème} siècle mais elle « disparaît progressivement au cours du XV^{ème} et du XVI^{ème} ». G. Le Doyen, effectuant une enquête dans le cadre de ses fonctions de notaire du comte de Laval, signale en 1514 que les vignes ont été détruites et converties en terre à blé à Chantelou aux portes de la ville. En 1687, les vignes ont presque toutes disparu alors qu'aux

XIV^{ème} et XV^{ème} siècles elles s'étendaient sur toutes les collines entourant la ville, jusqu'aux portes de celle-ci. « *Malgré une faible reprise dans les années 1580/1583, la décadence devient complète et la gelée de 1593 et 1594 sont comme le coup de grâce* » (A. Angot, 1889). Sur les comptes de l'aumônerie de Laval « *le vin figure aux achats dans les comptes des dépenses et le cidre se recueille dans les métairies* » alors que « *en 1409 seul le vin y est mentionné comme boisson* » et qu'en 1434, « *le cidre y est acheté en quantité très limitée* ».

Cette mutation dans les habitudes alimentaires pose un problème classique en géographie, celui de la limite et de son évolution. René Musset a abordé plusieurs fois cette question qui comporte des réponses économiques, mais aussi climatiques. Or R. Musset s'est toujours intéressé au climat et particulièrement aux problèmes des limites climatiques, que ce soit avec une entrée socio-économique (limites de la vigne et du cidre (1908) ou via des classifications sur les régimes saisonniers des précipitations (1943). Il avait déjà noté un gradient des isochrones de la moisson pour le blé d'hiver pour l'ouest de la France montrant une dizaine de jours de retard à Laval par rapport à Angers (1917).

Quelles sont les causes de cette disparition ? Outre l'accroissement de population qui pousse à augmenter les surfaces en blé ainsi que l'introduction du sarrasin « *qui n'est que trois mois en terre et se recueille le dernier* ». Pour René Musset, les causes de la disparition de la vigne sont essentiellement socio-économiques, mais guidées par un climat mal adapté : « *elle a disparu car sa culture était artificielle et précaire et on la cultivait par nécessité* ». Et il précise : « *il y a trop de gelées précoces ou tardives, les températures de l'été sont trop basses, les pluies persistantes d'été trop fréquentes* ». Au XVII^{ème} siècle, la cause est entendue, mais on est alors en plein dans les mauvaises années du PAG. De plus, le cidre et le poiré remplacent le vin. Cette substitution a lieu au XIII^{ème} et XIV^{ème} en Normandie. La première mention de cidre à Laval dans les comptes de l'hôpital se situe vers 1430. Le prix du vin augmente alors que celui du cidre reste fixe. Il faut quelques mauvaises années comme en 1506-1507 pour que le G. le Doyen se résigne à boire du cidre. Déjà les moines de l'abbaye de La Roë, au nord de l'Anjou, avaient anticipé ce changement en achetant des vignes aux portes de la Flèche sur le Loir entre 1366 et 1408 (A. Angot, 1889).

Les conditions économiques changent entre le XV^{ème} et le XVI^{ème} siècle : une paix relative amène une amélioration des conditions de vie (Pichot, Salbert 1984). L'amélioration de la navigation sur la Mayenne à partir à la fin du règne de François I^{er} va permettre au vin d'Anjou et d'Orléans d'être servi à la table des bourgeois de Laval. Guillaume Le Doyen en est le témoin et acteur privilégié qui compare régulièrement le vin local à ceux de St Denis d'Anjou et de Fromentières, village pourtant situé au sud du département actuel de la Mayenne et au nord de l'Anjou. Le vin d'Orléans mérite qu'on l'appelle « *Monsieur* », alors que le cidre est appelé « *valet* ». La consommation entre le vin et le cidre devient alors un signe de différenciation sociale entre le peuple et les élites bourgeoises ou nobiliaires qui ont les moyens de s'offrir du vin d'Anjou au lieu de la piquette locale qui, dès lors, va périr.

René Musset, raisonnant sous l'hypothèse implicite de la stationnarité du climat, n'a pas envisagé la péjoration du climat liée au début du PAG qui aurait accompagné la baisse de la qualité des vendanges, le recours à des importations, et le remplacement du vin par le cidre pour les classes populaires. Selon E. Leroy Ladurie, de 1450 à 1550, on est dans une phase de rémission du petit âge glaciaire. Cette période encadre celle de la chronique de G. le Doyen (1480/1537) qui donne à penser, (*cf supra*) que l'abandon de la vigne se continue dans les environs de Laval malgré cette amélioration relative du climat...

On peut faire l'hypothèse que le début du XVI^e siècle, avec sa péjoration du climat, a facilité l'abandon de la viticulture aux environs de Laval au profit de l'Anjou, et que des habitudes de commerce avec l'Anjou se soient créées à cette période. Le réchauffement relatif

de la période suivante (1470/1550) et les conditions économiques nées de la période froide précédente, associées aux nouveaux comportements des consommateurs aisés, n'a pas permis de replanter de la vigne. On est, si cette hypothèse est vraie, dans une configuration proche de la période contemporaine avec une évolution climatique qui suscite une adaptation des pratiques culturelles voire un glissement géographique de la vigne susceptible d'être remplacée par une autre culture Mais à la différence de ce qui se passe actuellement, le réchauffement n'a été qu'une parenthèse entre deux périodes froides, ce qui n'a pas permis de revenir à un vignoble qui était, si l'on en croit René Musset et l'abbé Angot, en état d'équilibre précaire.

En l'absence de renseignement sur le cépage, on peut penser que celui-ci est le Chenin blanc utilisé en Anjou à cette époque mais cultivé dans d'autres conditions (porte-greffe, taille et mode de conduite etc... certainement très différentes de ceux d'aujourd'hui). Si on se base sur les caractéristiques phénologiques actuelles du cépage Chenin blanc en Val de Loire d'après des études récentes portant sur 5 sites dans les Coteaux du Layon, la date moyenne de débourrement de ce cépage au printemps est le 5 avril ; la date moyenne de floraison est le 14 juin et la date moyenne des vendanges est le 17 octobre (Tescic et Barbeau, 2004), bien que cette dernière soit plus précoce de 15 jours dans le contexte actuel du changement climatique (Neethling, 2010).

Les données climatiques actuelles (1951-1988) ne montrent pas de différences de température en été (19°C en juillet) entre Laval (La Perrine) et Angers (Beaucouzé). La station de Saumur, plus représentative que celle d'Angers des conditions climatiques du vignoble angevin actuel, est, quant à elle, plus chaude (1951-1990 : 19,6°C en juillet). C'est aussi un « pôle de sécheresse » dans l'ouest de la France (Dubreuil, 1994). Cependant, les particularités du climat du *Val d'Anjou* résultent d'une combinaison de facteurs géographiques régionaux et locaux plus complexe que la simple position en latitude (Quénol *et al.*, 2008 ; Bonnefoy *et al.*, 2010).

Mais si on prend en compte le bilan de l'eau de ces trois stations, tel que l'a calculé V. Dubreuil (1994), la différence entre les nombres de mois secs et subsecs montre nettement que le climat du Val d'Anjou est mieux adapté à la vigne que celui de Laval même si on tient compte des sécheresses de 1989-90, absentes de la série lavalloise.

Tableau 4 : BILAN DE L'EAU (Penman) LAVAL-ANGERS (D'après V. Dubreuil, 1994) Légende : 4= avril 5= juin etc... en % par mois. L=Laval -La Perrine (1959-1988) A= Angers -Avrillé (1961-1990)

	L4	A4	L5	A5	L6	A6	L7	A7	L8	A8	L9	A9
Hyper humide	24		8									
Humide	4	10	18	4	4				10	6	20	
Faible déficience	68	90	60	50	56	34	10	14	16	10	24	36
Sub-sec	4		12	26	20	26	40	20	24	38	36	34
Sec			4	10	16	36	46	60	36	50	4	6
Aride					4	4	4	6	4	4	36	

Si on fait l'hypothèse que, quelles que soient les variations séculaires du climat, les différences thermiques entre Laval et Angers sont comparables entre le XVI^{ème} siècle et nos jours, on voit bien que les conditions de croissance de la vigne et de maturation du raisin sont nettement plus favorables en Anjou que pour les environs de Laval. Dans cette dernière contrée, la contrainte n'est pas la faisabilité technique de la vendange, toujours possible sauf cas exceptionnel, mais bien la qualité de celle-ci, ce dont G le Doyen semble parfaitement conscient !! On retrouve avec la vigne ce qui avait été démontré pour le foin et le blé en Irlande (Marchand, 1985) ou la contrainte n'était pas la croissance de l'herbe mais bien la

variabilité climatique qui empêchait ou non la faisabilité d'une bonne récolte, le système favorisant l'herbe par rapport au blé plus exigeant en chaleur.

Conclusion

En l'absence de données chiffrées, les données textuelles et la richesse de la chronique de G. Le Doyen permettent de se faire une idée de la variabilité interannuelle des printemps et des étés avec des séquences de beau temps révélées par des années favorables aux vendanges et laissent penser qu'une rémission du PAG a pu se produire vers 1500/1540. Mais faute de données sur la période qui précède, on est réduit à des conjectures que seule la diminution de la culture de la vigne permet de corroborer. Par contre cette rémission du PAG, malgré les quelques belles années enregistrées qui ont été favorables aux vendanges, n'a pu enrayer une évolution socio-économiques fondée sur un changement des habitudes alimentaires et sur une extension des échanges interrégionaux avec un climat peu favorable à de bonnes vendanges.

Bibliographie

- Source : Guillaume Le Doyen : *Annales et chroniques du pays de Laval depuis l'an 1480 jusqu'à l'année 1537*. Publiées pour la première fois par M. Godbert avec notes et éclaircissements de M. Louis La Beaulière. Slatkine reprints. Genève 1971. 390 p.
- Angot A., 1889 : *Le cidre, son introduction dans le pays de Laval*. (Archives de la Mayenne) <http://www.lamayenne.fr> .6 p.
- Bonnefoy C, Quenol H., Planchon O., Barbeau G. (2010) : *Températures et indices bioclimatiques dans le Val de Loire dans un contexte de changement climatique*. EchoGéo N° 4 <http://www.revues.org> 15p.
- Dion R., 1934 : *Le Val de Loire étude de géographie régionale*. Arraud, 752 p.
- Dubreuil V., 1994 : *La sécheresse dans la France de l'ouest. Etude d'après les bilans hydriques et les données de satellites NOAA-AVHRR*. Thèse de doctorat, Univ Rennes 2, T1, 381p.
- Le Méné M., 1982 : *Les campagnes angevines à la fin du moyen âge*. Cid éditions, Nantes, 534 p.
- Leroy Ladurie E., 1986 : *Histoire du climat depuis l'an mil*. Tome 1, Flammarion, 286 p.
- Leroy Ladurie E., 2004 : *Histoire humaine et comparée du climat*. Tome 1, Fayard, 739 p.
- Marchand J.-P., 1985 : *Contraintes climatiques et espace géographique, le cas Irlandais*. Paradigme Caen 336p.
- Marchand J.-P., Planchon O., Bonnardot V., 2010 : *Le climat vécu, une aide à la détermination des climats passés : les hivers à Laval (1481-1537)*. Actes du XXIII Colloque AIC, Rennes, 373-378.
- Musset R., 1917 : *Le Bas Maine, étude géographique*. Armand Colin, 496 p.
- Musset R. 1908 : *Les limites de la vigne dans l'ouest de la France* Annales de géographie. 268-270
- Neethling E., 2010 : Relation entre le milieu physique et la qualité des raisins dans le Val de Loire, évolution et perspective dans un contexte du changement climatique. Master International vintage, INRA Angers, 92p.
- Neveux H., Céard J., 1987 : *L'offensive du malin*. In Delumeau J. et Lequin Y., « Les malheurs des temps », Larousse, 519p.
- Pichot D., 1984 : *Le moyen âge*. In J. Salbert, « La Mayenne des origines à nos jours » ; Bourdessoules.
- Pichot D., 1995 : *Le bas Maine du X^e au XIII^e siècle, étude d'une société*. Société archéologique et historique de la Mayenne. « La Mayenne : archéologie, histoire, Supplément n°7 », Laval. 455 p.
- Pitou F., 1996 : *Laval au XVIII^e siècle, Marchands, artisans, ouvriers dans une ville textile*, « La Mayenne : archéologie, histoire, Supplément n°8 », Laval.
- Quenol H., Planchon O, Wahl L., 2008 ; *Méthodes d'identification des climats viticoles*, Rev géog de Liège, **51**, 127-137
- Tesic D. & Barbeau G., 2004 : *Evaluation of the Site Index model for viticultural zoning*. In Proc International terroir congress, Cape Town.

L'ENNEIGEMENT DANS LES ALPES DU SUD EN FRANCE : EVOLUTION TEMPORELLE ET RELATION AVEC LA CIRCULATION ATMOSPHERIQUE.

MARTIN N¹, CARREGA P¹

¹Université de Nice-Sophia, équipe G.V.E. de l'UMR Espace 6012 du CNRS, 98 Bd E. Herriot, 06204 Nice cedex 3, France, nicolas.martin@unice.fr

Résumé : *Après avoir défini l'évolution de l'enneigement des Alpes du Sud à partir de postes de mesures de Météo-France (notamment à l'aide de celui d'Isola 2000), l'intérêt se porte sur l'étude des relations entre les variables météorologiques issues des réanalyses du NCEP et les chutes de neige. Des types de circulation atmosphérique liées ou non à la variation du manteau neigeux sont définies ainsi que l'évolution de leurs occurrences depuis 1973 dans le but de comprendre les tendances observées sur l'épaisseur de neige au sol.*

Mots-Clés : *épaisseur du tapis neigeux, chute de neige, réanalyses NCEP, circulation atmosphérique.*

Abstract : *Having defined the evolution of the snow coverage of the South Alps from measures posts of Météo-France (in particular by means of Isola 2000), the interest concerns to the study of the relations between the meteorological variables stemming from NCEP reanalysis and the snowfalls. Type of atmospheric circulation connected or not to the variation of the snow-covered are defined as well as the evolution of their occurrences since 1973 with the aim of understanding the trends observed on the thickness of snow on the ground.*

Keywords : *snow-covered thickness, snowfall, NCEP reanalysis, atmospheric circulation.*

Introduction

Grâce à des altitudes élevées dans sa partie nord, le département des Alpes-Maritimes (extrême sud-est de la France) bénéficie chaque année de chutes de neige et de la présence d'un manteau neigeux plus ou moins stable et durable entre octobre et juin (Carrega, 1982 et 1989). Les populations résidant dans cet espace montagneux ont calqué leur rythme de vie sur cette alternance saisonnière et ont depuis plusieurs dizaines d'années développé d'importantes activités économiques reposant sur l'enneigement des massifs. Afin de renforcer les infrastructures d'accès et celles nécessaires à la pratique des sports d'hiver, les collectivités territoriales subventionnent très largement cette activité touristique, véritable épine dorsale de la vie économique de cet espace montagneux.

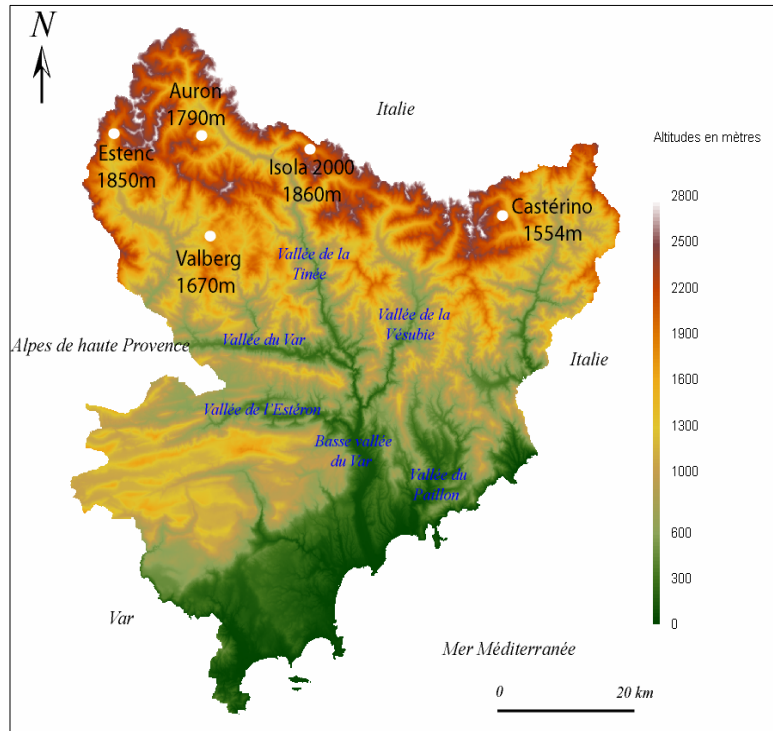
Le climat est caractérisé par sa variabilité naturelle, mais subit également depuis plusieurs décennies les conséquences des activités humaines sur la composition chimique de l'atmosphère. Selon les dernières conclusions du GIEC (2007) le renforcement de l'effet de serre est une réalité et par conséquent la température moyenne du globe augmentera pendant le siècle à venir. Cette hausse a déjà débuté et s'observe aisément depuis le début des années 80 à l'échelle mondiale. Les superficies couvertes par la neige pourraient donc décroître (Armstrong et Brun, 2008).

L'objectif de ce travail est tout d'abord d'analyser l'évolution de l'enneigement et des chutes de neige à l'aide de postes de mesures de Météo-France, situés dans le nord montagneux des Alpes-Maritimes. Afin de comprendre la tendance précédemment dégagée les données journalières d'Isola 2000 et les réanalyses du NCEP (National Centers for Environmental Prediction) sont croisées sur environ 40 ans. Les corrélations ainsi mises en valeur permettent de sélectionner 4 variables météorologiques influençant l'enneigement ensuite utilisées pour définir des types de circulations atmosphériques plus ou moins favorables aux chutes de neige ; leur occurrence tout au long de ces 40 années est étudiée dans le but de comprendre l'évolution de l'épaisseur du manteau neigeux.

1. L'enneigement des Alpes-Maritimes.

1.1. Le réseau de mesures nivologiques de Météo-France.

Dans ce département des sommets de plus de 3000 m d'altitude s'observent à moins de 40 km de la mer Méditerranée. Même s'il est ardu d'organiser un réseau de mesures



météorologiques dans un espace aussi accidenté, Météo-France dispose de quelques stations dans le nord montagneux du département dont les données sont numérisées (d'autres stations sont présentes mais n'ont pas encore bénéficié d'une numérisation de leurs données). Les 5 postes utilisés dans cette étude (Isola 2000, Auron, Valberg, Estenc et Casterino) sont disséminés selon une hétérogénéité spatiale comblant en partie leur nombre peu élevé. Cependant leur répartition altitudinale offre une faible amplitude préjudiciable à l'étude des relations entre enneigement et altitude (fig. 1).

Figure 1 : Localisation des postes nivologiques de Météo-France dans les Alpes-Maritimes.

1.2. Evolution de l'enneigement moyen annuel de 1973 à 2010.

Seul l'historique d'Isola 2000 permet de dégager l'évolution du manteau neigeux dans les Alpes-Maritimes (fig. 3). Les 4 autres postes ne proposent pas d'historiques aussi longs et les mesures numérisées ne débutent qu'en 1983 pour Valberg et Auron, et encore plus tardivement pour Casterino (1990) et Estenc (1996). Les hauteurs moyennes annuelles de neige décroissent fortement entre le début des années 70 et la fin des années 80 : la moyenne mobile sur 5 ans perd plus de 100 cm en 15 ans (-70%). Une légère hausse s'opère alors pour stabiliser l'épaisseur moyenne sur 5 ans du manteau neigeux entre 60 et 70 cm.

Pour mieux comprendre cette évolution l'intérêt se porte sur le cumul annuel des chutes de neige. Le manteau neigeux s'amincit-il parce qu'il neige moins ? Ce facteur explique seulement en partie la tendance observée. En effet les cumuls annuels des chutes baissent également dans le temps, mais selon un rythme décalé et dans des proportions moindres : compris entre 4 et 7 m de 1973 à 1989 (avec une exception en 1981), les cumuls oscillent ensuite entre 2 et 5 m jusqu'en 2007 (avec là aussi une année atypique en 1996). L'originalité de l'évolution croisée des hauteurs d'enneigement et des cumuls des chutes réside dans l'absence de relation forte entre ces variables dès 1982 : alors que les cumuls de neige sont sensiblement les mêmes que de 1973 à 1980, les hauteurs d'enneigement sont nettement plus faibles (fig. 2). Enfin les deux dernières années (2009 et 2010) retrouvent de forts cumuls de chutes de neige tandis que les hauteurs moyennes d'enneigement, certes orientées à la hausse, n'ont rien de comparable avec les données enregistrées dans les années 70.

Ainsi la relation statistique entre l'épaisseur du manteau neigeux et l'intensité annuelle des chutes de neige a changé durant ces quelques décennies bien que les évolutions de ces deux variables soient orientées dans la même direction. Quels pourraient être les facteurs météorologiques responsables de ces tendances ?

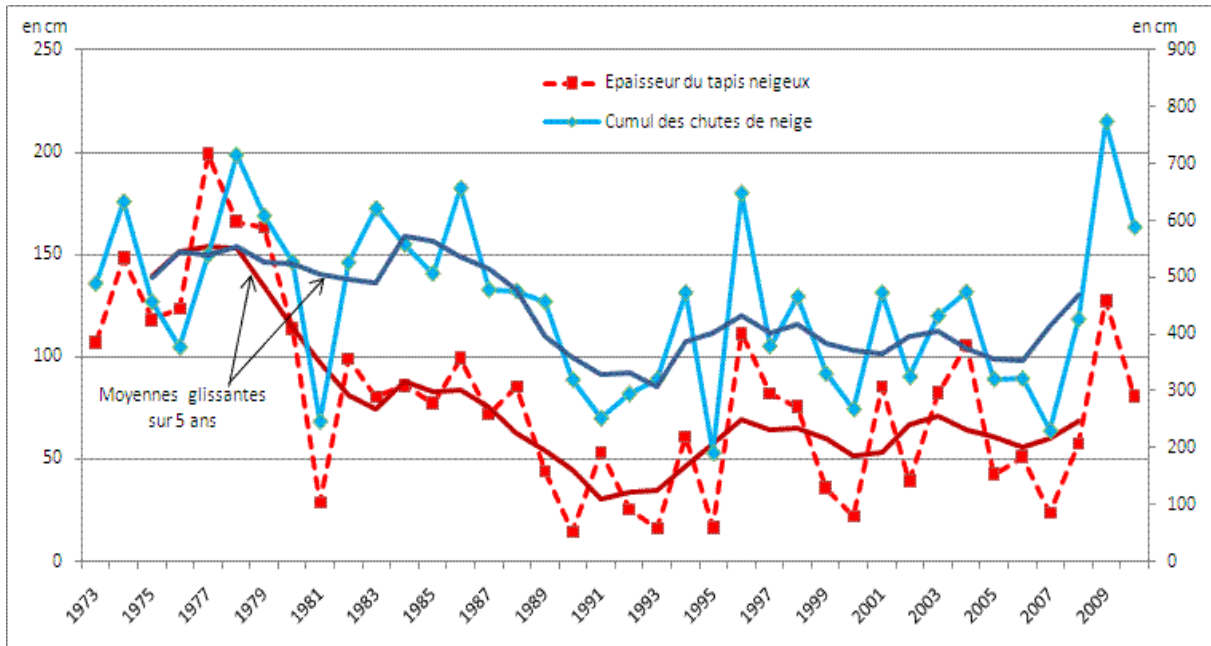


Figure 2 : Evolutions du tapis neigeux moyen (ordonnées à gauche) et des cumuls annuels de chutes de neige (ordonnées à droite) à Isola 2000 de novembre à avril de 1973 à 2010.

2. La circulation atmosphérique générale et les chutes de neige dans les Alpes-Maritimes.

2.1. Les données macroéchelle des réanalyses du NCEP et les chutes de neige locales.

Dans le but de comprendre le ou les contextes synoptiques généraux dans lesquels les chutes de neige se produisent, un recours aux réanalyses du NCEP est opéré. Ces modélisations (Kalnay, 1996) procurent une abondante source de données à une résolution spatiale grossière de 2.5°.

Une sélection de variables est menée en déterminant les coefficients de corrélation entre chacune des variables journalières des réanalyses, disponibles pour l'ensemble des niveaux de géopotential à 12h TU, et les chutes de neige journalières d'Isola 2000 relevées à 6h TU entre 1972 et 2010 pour les jours des mois de novembre à avril au cours desquels un événement neigeux a été enregistré (1658 jours au total). Le calcul est effectué en se fondant sur les 2 points de réanalyses les plus proches spatialement du site de mesures d'Isola 2000 (7.5°E/45°N et 7.5°E/42.5°N). Malheureusement aucun des deux points n'est situé dans un environnement comparable au poste de Météo-France, l'un se trouvant dans la plaine du Pô à 15 km au sud-ouest de Turin et l'autre au dessus de la Méditerranée à plus de 100 km des côtes. Cependant des coefficients de corrélation compris entre 0,3 et 0,5 en valeur absolue suggèrent l'existence de relations entre les chutes de neige et la pression atmosphérique en surface, le flux méridien et l'humidité spécifique à 700 hPa, la vitesse verticale à 850 hPa. Ces variables météorologiques sont donc employées pour caractériser les configurations atmosphériques moyennes responsables de différents cumuls de neige précipités sur 24h.

2.2. Les types de circulation à neige

Les chutes de neige, comme les précipitations en général, nécessitent l'association de deux facteurs principaux: d'une part la « matière première » c'est-à-dire de la vapeur d'eau, et d'autre part un « moteur d'ascendance » (pour qu'il y ait précipitation il faut qu'air et vapeur d'eau montent, d'où détente et refroidissement nécessaires à la condensation).

Les chutes de neige quotidiennes sont réparties en 4 classes d'épaisseur tombée en 24h, dont la moyenne est respectivement pour les classes 1 à 4 : 2,6 cm (853 jours), 12,2 cm (570 jours), 27,8 cm (196 jours), et 54,8 cm (39 jours). Pour chacune de ces classes, à partir des 187 points de grille couvrant l'Europe, a été reconstitué le « champ-type » de chacune des 4 variables météorologiques retenues, fondé sur la moyenne de toutes les situations quotidiennes constituant la classe.

La « matière première » est représentée par la variable « humidité spécifique du géopotential 700 hPa ». L'allure générale du champ est la même pour toute les classes, avec une opposition entre une Europe du Nord sèche (1 à 1.5 g/kg d'air humide) et une Méditerranée occidentale humide (> 2 g/kg), avec deux noyaux centrés sur l'Algérie, et la Provence ou le golfe de Gênes. Le maximum concerne l'Algérie pour les 3 premières classes et notre région pour la quatrième. Il croît avec les classes : de 2, il passe successivement à 2.15, 2.45 et 2.50 g/kg pour la classe de chutes maximales.

Les trois autres variables sont susceptibles d'exprimer l'ascendance. La pression en surface dessine un champ avec un vaste secteur dépressionnaire sur l'Atlantique nord auquel se rattache un talweg axé NW-SE de la Normandie à la mer Ionienne, encadré par de hautes pressions vers les Açores et la mer Noire. Avec les classes les plus enneigées, le talweg se creuse et tend à « glisser » vers le sud, occasionnant un flux de surface bien marqué de SE, en même temps que dans la région la pression évolue assez peu (1013 à 1011.5 hPa). La vitesse verticale à 850 hPa (en Pa/s) montre une répartition spatiale complexe, à plusieurs noyaux, avec une constante, quelle que soit la classe de chute : un axe de vitesses négatives (donc ascendantes) du golfe de Gascogne au sud de l'Adriatique avec deux minimum, entouré de valeurs positives (subsidentes) sur l'Irlande, le Sud-est de l'Espagne et surtout sur la Tchéquie. Le minimum centré sur la mer Tyrrhénienne (-0.040 Pa/s) pour les faibles chutes se décale sur l'est de la Corse pour la classe 2, puis se centre entre Corse et Provence pour les classes 3 et 4 donnant des ascendances de 1.30 Pa/s (soit environ 1.3m/s). Enfin, la variable vent à 700 hPa dessine un champ où les vitesses sont maximales en Méditerranée, avec une composante ouest dominante. Un faible talweg axé nord-sud sur la France se marque de plus en plus profondément quand on change de classe, pour aboutir à un cut off (probablement associé à une goutte froide) dès la troisième classe centré sur le Pays de Galles, puis sur la Bretagne pour la quatrième. Dans ce dernier cas, le flux devenu méridien sur la région s'incurve à son maximum au SW, avec un cyclonisme marqué à l'avant de ce talweg, position idéale pour une forte convergence (fig.3).

Au total, on constate que prise isolément, la configuration pour chaque variable associée aux classes les plus neigeuses est toujours celle qui leur est plus favorable : forte humidité spécifique vers 3000 m, faible pression en surface associée à un flux de SE (ascendance forcée par le relief), fortes vitesses verticales vers 1500 m, et rapide flux de SW à 3000 m perturbé, soulevé par le relief et fortement cyclonique. On peut en déduire que la situation synoptique idéale pour de fortes chutes de neige à Isola devrait rassembler tous ces ingrédients simultanément...

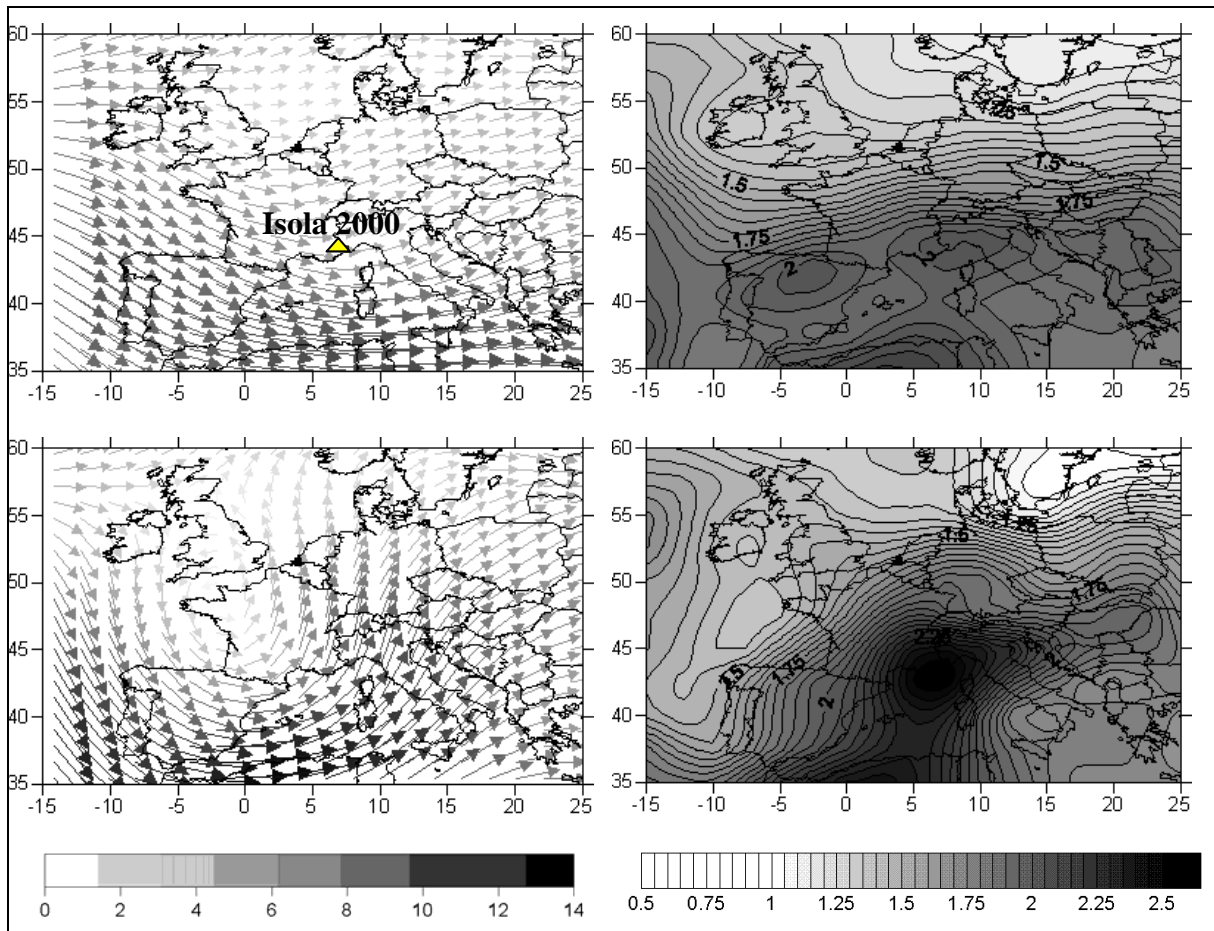


Figure 3 : Champs-type de vitesse du flux en m/s et de l'humidité spécifique en g/kg à 700ha pour les classes 1 (faibles chutes) en haut et 4 (forte chutes) en bas.

2.3 Evolution de l'occurrence des évènements neigeux

Dans l'optique de comprendre pour quelles raisons les cumuls de chutes de neige ont été orientés à la baisse durant les années 80 puis ont stagné depuis, la démarche la plus séduisante intellectuellement aurait été d'établir une classification des 4 variables du NCEP sélectionnées. L'évolution de l'occurrence des classes de circulation atmosphérique produites aurait ensuite pu indiquer une éventuelle diminution des contextes synoptiques associés aux chutes de neige. Cependant aucune des nombreuses tentatives de classification effectuées (classification ascendante hiérarchique et k-means selon plusieurs critères d'agrégation) sur les 187 points de grille de la fenêtre européenne n'a permis d'identifier des classes de circulation atmosphérique présentant des chutes de neige sur 24h aussi distinctes que les classes empiriques élaborées dans le paragraphe précédent.

Ainsi pour mieux comprendre les tendances observées sur l'épaisseur du tapis neigeux et sur les cumuls annuels, l'occurrence annuelle des chutes de neige par classe a été calculée (fig. 4). Seules les chutes de neige inférieures à 5 cm voient leur effectif annuel augmenter dans le temps : alors qu'elles étaient moins de 15 par an durant les années 70 en moyenne glissante sur 5 ans, elles sont passées à environ 25 depuis le milieu des années 80. Pour les chutes comprises entre 6 et 21 cm, et 21 et 40 cm, une hausse suivie d'une baisse s'est produite entre 1980 et 1990 de telle sorte que leur occurrence sur les 40 dernières années n'a pas changé. Enfin la classe des plus fortes chutes de neige s'est faite de plus en plus rare avec un nombre moyen d'évènements passant de plus de 2 en moyenne sur 5 ans, entre 1974 et 1981, à moins de 1 depuis 1985.

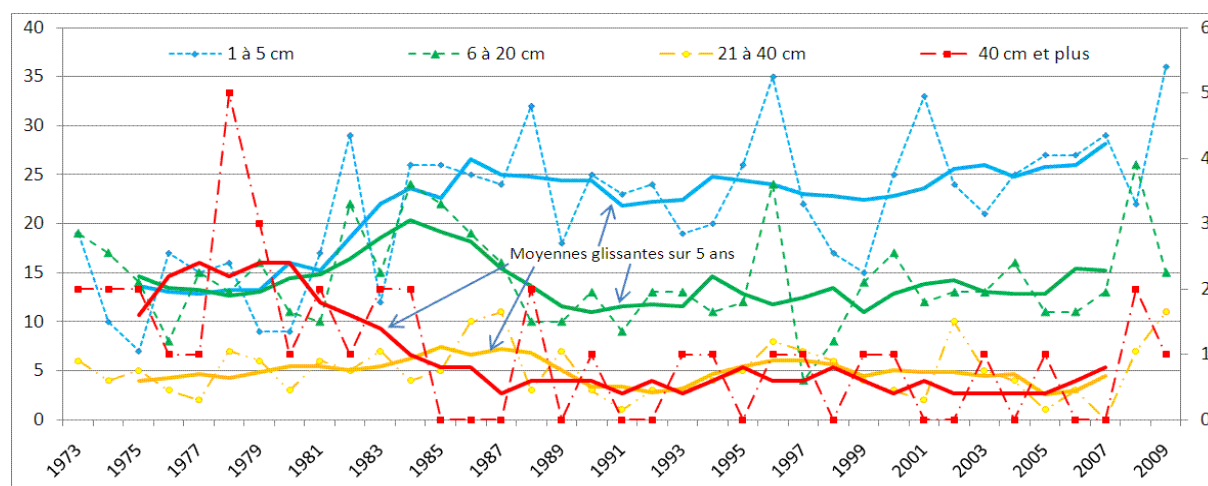


Figure 4 : Evolutions du nombre de chutes de neige par classe et par an à Isola 2000 entre 1973 et 2010. Pour la classe « 40 cm et plus » les effectifs se lisent sur l'axe des ordonnées de droite tandis que pour les 3 autres classes l'axe de référence est à gauche.

L'impact de la diminution des grosses chutes de neige est sensible sur l'épaisseur du manteau neigeux qui s'amincit de manière synchrone au début des années 80 ; cette tendance se renforce encore lorsque le nombre de chutes de neige de 6 à 20 et de 21 à 40 cm, qui avait légèrement cru dans un premier temps, baisse aussi à la fin des années 80. Il semblerait donc que les configurations atmosphériques associées aux classes de chutes de neige les plus fortes soient moins fréquentes depuis une vingtaine d'années, ou que la même classe de situation ne produise plus les mêmes effets...

Conclusion

La tendance observée sur l'épaisseur du tapis neigeux et sur l'importance des chutes de neige dans les Alpes-Maritimes est orientée à la baisse entre 1973 et 2010. Le facteur explicatif choisi dans cette étude met en avant la diminution de la fréquence des configurations de circulation atmosphérique favorables aux chutes de neige conséquentes et donc à l'épaississement du manteau neigeux. Seules les variations à la hausse sont donc considérées et aucun aspect concernant le tassement, la sublimation ou encore la fusion de la neige n'est abordé. Ces divers phénomènes ont probablement un poids non négligeable dans la tendance observée. Des variables telles que la température, la teneur en eau de la neige fraîchement tombée ou encore la durée moyenne entre chaque chute seront bientôt prises en compte.

Remerciements : Les auteurs remercient le NOAA/OAR/ESRL PSD (Boulder, Etats-Unis) pour l'obtention des réanalyses atmosphériques NCAR-NCEP, de même que Météo-France pour les données nivologiques de plusieurs postes dans les Alpes-Maritimes.

Bibliographie

- Armstrong R.L. et Brun E., 2008 : Snow and climate: Physical processes, surface energy exchange and modeling. Cambridge, Cambridge University Press, 222 pages.
- Carrega P., 1982 : Les séquences froides dans les Alpes Maritimes Franco-Italiennes : durée de retour et structure géographique. In *Géographes Aujourd'hui*. Mélanges offerts en hommage à Jean MIEGE, 239-254.
- Carrega P., 1989 : L'évolution du manteau neigeux dans l'arrière-pays niçois. Mélanges offerts au Professeur Gonnet, Nice, 309-316
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J., Leetmaa A., Reynolds E., Jenne R. et Joseph D., 1996 : The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437-470.

CLIMAT, SOCIÉTÉ ET RISQUES SANITAIRES EN MILIEU URBAIN : LE CAS DE LA VILLE DE ZIGUINCHOR AU SENEGAL

MBAYE I.¹ CAMARA M.², PAUL P.³

1 Université de Ziguinchor, UFR des Sciences et Technologies, Département de Géographie, BP : 523 Ziguinchor, SENEGAL, Tel : +221 33 938 85 69/ + 221 33 991 69 49, Courriel : ibmbaye1@yahoo.fr

2 Université de Ziguinchor, UFR des Sciences et Technologies, Département de physique, BP : 523 Ziguinchor, SENEGAL, Courriel : moctar1sn@yahoo.fr

3 Faculté de géographie et d'aménagement, 3, rue de l'Argonne, 67 083 Strasbourg Cedex. Courriel : patrice.paulm@orange.fr

Résumé : *Durant l'été boréal, l'Afrique de l'Ouest et le Sénégal en particulier sont soumis à l'influence du flux de mousson qui apporte l'humidité nécessaire au développement de l'activité convective et donc de la pluie. Au Sénégal, la variation de cette dernière, expose la population urbaine à des inondations. La ville de Ziguinchor, située à environ 450 km de Dakar, n'échappe pas à cet événement climatique extrême souvent associé à de réels problèmes de santé publique. Ainsi, les perceptions des populations de la ville de Ziguinchor sur les impacts du changement climatique révèlent que les événements hydroclimatologiques extrêmes à l'image des inondations sembleraient assujettis à un contexte écologique propice à l'émergence du paludisme, des Infections Respiratoires Aigues (IRA), des maladies diarrhéiques, etc. Toutefois, le rôle des déterminants naturels est modulé par le contexte socio-économique peu favorable.*

Mots clés : *Changement climatique, Santé, Ville, Sénégal*

Abstract : *Climatic, social and sanitary risk in urban areas: the case of the city of Ziguinchor in Senegal. During the boreal summer, West Africa and especially Senegal, are under the influence of the monsoon flux which brings the humidity necessary for the development of the convective activity and therefore the rainfall. In Senegal, the fluctuation of this monsoon flux exposes the urban population to floods. The city of Ziguinchor, located approximately 450 km from Dakar, is strongly concerned by this extreme climate event often associated with real public health problems. However, the role of natural determinants is modulated by the unfavorable social and economic context. Then the perceptions of the populations of Ziguinchor city on climate change impacts show that extreme hydroclimatic events such as floods may be linked to an ecologic context favorable to the appearance of malaria, acute respiratory infections, diarrheal diseases, etc. However, the role of natural determinants is modulated by the unfavorable social and economic context.*

Key words : *Climate change, Health, City, Senegal*

Introduction

Le système de mousson est la principale caractéristique du climat ouest africain en été boréal. Il se compose du flux de mousson dans les basses couches, des jets d'altitude, des Ondes d'Est Africaines et des systèmes précipitants telles que les lignes de grain. L'Afrique de l'Ouest a connu à partir de la fin des années 60 une sécheresse sévère de près de 30 ans, dont les conséquences ont été dramatiques pour les populations concernées (famines de 1972-1974 et 1983-1984). Pour tenter d'expliquer cette variation climatique majeure, quelques hypothèses ont été proposées de manière indépendante à savoir la rétroaction positive entre les précipitations et l'albédo local via la modification de la végétation et les processus de surface (Charney, 1975), les téléconnexions associées aux variations de température de surface des océans (Folland et al., 1986) et la variabilité des Ondes d'Est Africaines (Druyan and Hall, 1995 ; Grist and Nicholson, 2002). De plus, LeBarbé et al (2002) ont montré que cette forte sécheresse était plus liée à une baisse du nombre d'événements pluvieux que par une baisse de leur intensité. La présente décennie (2000-2010) est caractérisée par une persistance de la sécheresse sur le Sahel (région ouest africaine localisée au dessus de 12°N) avec un fort déficit dans sa partie Ouest notamment au Sénégal (Lebel et al., 2009). Malgré la persistance du déficit pluviométrique, la fluctuation du système de mousson au Sahel est souvent à l'origine de phénomènes climatiques extrêmes tels que les inondations (années 2005, 2007, 2010) qui entraînent de graves problèmes de santé publique surtout chez les populations urbaines à l'image de celles de la ville de Ziguinchor situé dans la région naturelle de la Casamance au Sénégal.

1. Données et méthodes

La ville de Ziguinchor est localisée dans la région naturelle de la Casamance, située au sud-ouest du Sénégal (Figure 1). Son climat est ponctué par l'alternance d'une saison pluvieuse et d'une autre sèche. Son hivernage est le plus humide du Sénégal.

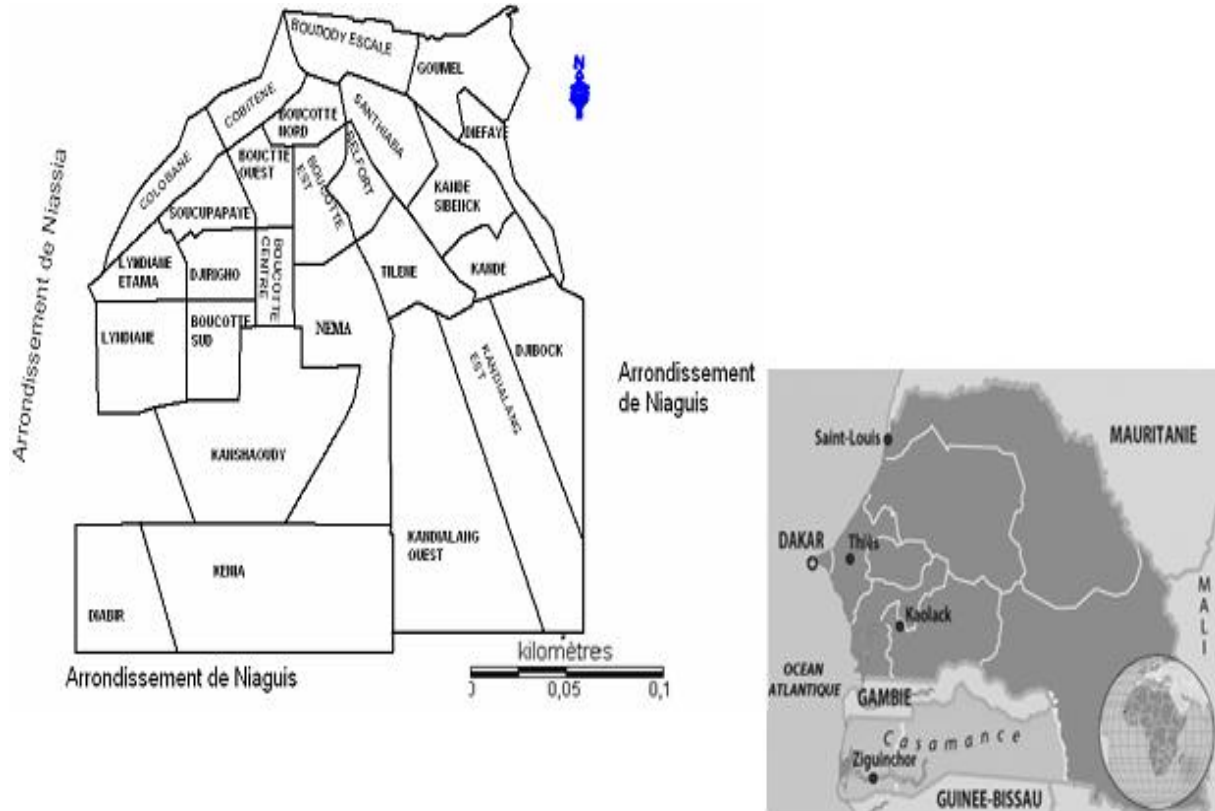


Figure 1 : Localisation géographique de la ville de Ziguinchor au Sénégal (à droite) et répartition des quartiers dans la ville (à gauche). Source : casamance.net.

Les données que nous avons collectées pour réaliser cette étude sont d'une part, des données pluviométriques et d'autre part, des données sociales.

Les données de pluie proviennent de la station synoptique de Ziguinchor qui est une antenne régionale de l'Agence Nationale de la Météorologie du Sénégal (ANAMS). Ces données s'étendent sur la période 1941-2010. L'indice sahélien de Lamb (Lamb, 1985) a été utilisé pour étudier la variabilité interannuelle à inter-décennale de la pluie à Ziguinchor. Cet

indice se calcule selon l'équation suivante : $I = \frac{(x_i - \bar{x})}{\delta}$; sachant que x_i est le cumul pluviométrique de l'année i ; \bar{x} est la moyenne de la pluie annuelle sur la période 1941-2010 et δ est l'écart type de la série pluviométrique. Les données journalières de pluie ont permis de mettre en évidence les jours pluvieux (cumul journalier supérieur 1mm ou seuil 1mm) et les événements de pluies intenses (cumul journaliers supérieur à 10 mm). L'évolution du nombre de jours pluvieux et des événements intenses a été calculée et représentée uniquement sur la période 1941-2005 à cause de contraintes dans la disponibilité des données journalières de 2006 à 2010.

Les données sociales sont obtenues à l'aide d'une enquête que nous avons effectuée auprès de 260 ménages, répartis sur l'ensemble des quartiers de la ville de Ziguinchor. Les ménages les plus exposés au phénomène d'inondation (localisation dans des bas-fonds, des rizières...)

ont attiré notre choix. Les données sociales sont relatives aux perceptions des populations sur les impacts sanitaires du changement climatique dans la ville de Ziguinchor. Donc, les opinions recueillies auprès des populations, combinées à la revue de la littérature existante nous ont permis de mettre en relief le lien probable entre les pratiques sociétales et les risques sanitaires d'une part et le changement climatique d'autre part. Par ailleurs, les données climatologiques étant des informations rétrospectives (1941-2005) ne peuvent pas être mises en relation avec celles de l'enquête de terrain qui date de 2011. C'est la raison pour laquelle, nous avons jugé utile de valoriser le savoir des populations qui vivent quotidiennement les effets du changement climatique.

2. Résultats

2.1. Variabilité du climat urbain

A l'instar de la région Ouest africaine, Ziguinchor a connu une forte variation pluviométrique ponctuée par la succession d'une période humide (1941-1969) et d'une période sèche durant les décennies 1970 à 1990 (figure 2). La récente décennie reste sèche mais le déficit pluviométrique par rapport à la séquence humide est plus faible (196 mm) comparée à la période 1970-1999 qui est de 279 mm. Dans l'intra-saisonnier, le pic de la saison de la pluie reste concentré entre juillet et septembre (plus de 80% du cumul pluviométrique annuel moyennés sur les périodes considérées) quelque soit la période considérée. La sécheresse des années 70 à 90 semble être liée à la diminution des précipitations en août (22%) et septembre (13%). Tandis que la récente période est surtout caractérisée par une hausse des précipitations en juillet (11%) et un déficit notoire en septembre (30%) lorsqu'on la compare à la période humide.

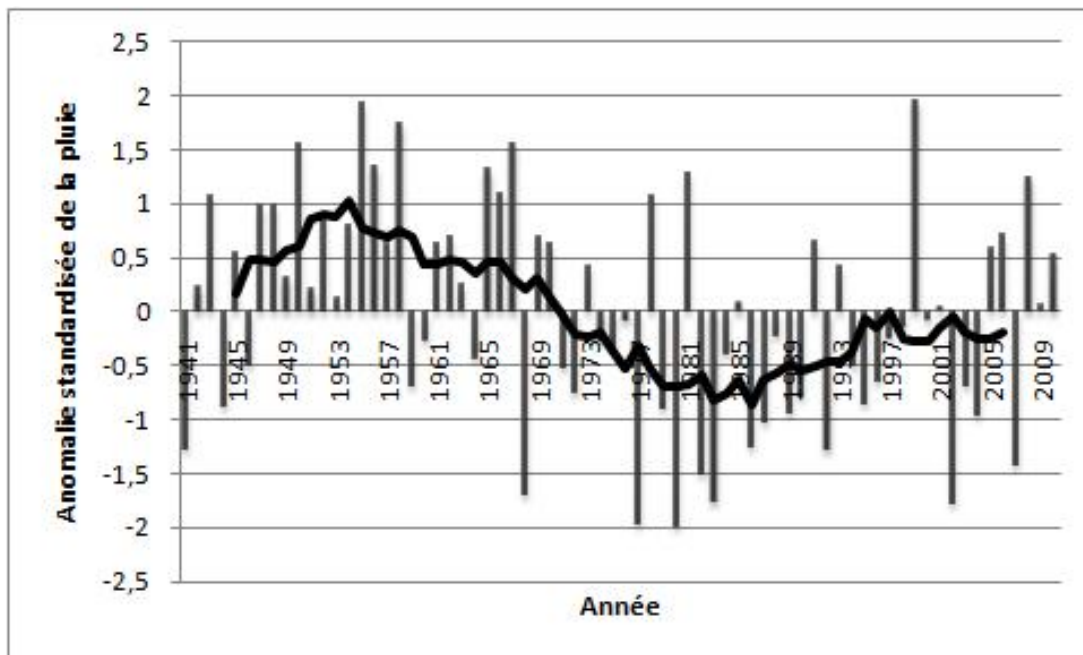


Figure 2 : Variation interannuelle de la pluie Selon l'indice de Lamb (Lamb, 1985) à Ziguinchor. La courbe en trait continu noir représente une moyenne mobile décennale.

La figure 3 montre que la sécheresse est surtout expliquée par une diminution du nombre des événements pluvieux : le nombre d'événements pluvieux est plus faible pendant la période récente que durant la période humide. Cependant, on note une légère hausse aussi bien du nombre de jours de pluie (seuil 1mm) que des événements intenses (cumul pluviométrique journalier supérieur à 10 mm) au cours de cette dernière décennie. Cela se

traduit par la survenue d'événements climatiques extrêmes (inondations) souvent associés à des problèmes de santé publique.

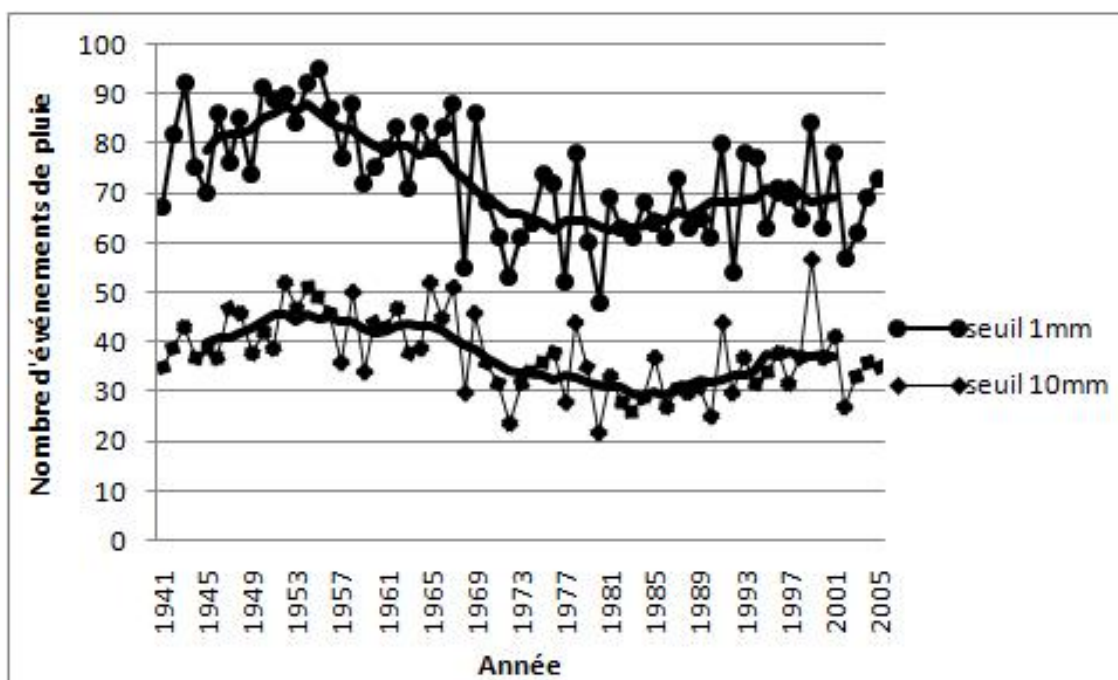


Figure 3 : Variation interannuelle du nombre de jours pluvieux (seuil 1mm) et du nombre d'évènements intenses (nombre de jours ayant un cumul pluviométrique supérieur à 10mm). La courbe en trait continu noir représente une moyenne mobile décennale.

2.2 Société, risques sanitaires et changement climatique

Les problèmes de santé de la ville de Ziguinchor laisse une place importante au paludisme, suivi des Infections Respiratoires Aiguës (IRA), de l'hypertension artérielle et des maladies diarrhéiques (SNIS, 2005 ; RMZ, 2006). Ainsi, d'après les enquêtes faites auprès des populations, 54 % de la morbidité palustre de la ville de Ziguinchor s'explique par le climat et les modifications qui lui sont associées. En effet, l'absence d'un système adéquat d'évacuation des eaux pluviales engendre une recrudescence du phénomène d'inondation dans la plupart des quartiers déshérités de la ville, localisés dans des sites de bas-fonds. Ce cadre écologique est ainsi favorable à la pullulation d'agents pathogènes (anophèle...), vecteurs de maladies surtout hydriques à l'image du paludisme.

Les IRA constituent la deuxième cause de morbidité liée au climat avec 34 % des observations. Elles sont suivies par l'hypertension artérielle et les maladies diarrhéiques dont 5 % de la morbidité est respectivement imputée au changement climatique. Les autres cas (rhumatisme, méningite...) liés à ce dernier sont rares, car 2 % seulement de la morbidité est expliquée par ce dernier (Figure 4).

Le rôle du climat est toutefois compliqué par le contexte socio-économique peu favorable (pauvreté des ménages, insuffisance d'équipement dans les structures de santé...) dans lequel vit la majorité des populations de la ville. Par ailleurs, la plupart des ménages s'alimentent en eau à partir de puits intérieurs ou extérieurs à leur domicile (CRZ, 2004). Cependant, l'eau provenant de ces sources ne répond pas à la qualité d'une eau potable. Elle est par conséquent, à l'origine de maladies hydriques (diarrhées...), surtout chez les enfants âgés de 0 à 5 ans (Bâ, 2001). De surcroît, la plupart des quartiers de la ville de Ziguinchor sont confrontés à des problèmes d'assainissement très récurrents, perceptibles à travers les canaux à ciel ouvert (photo1), la pratique de l'incinération des ordures (photo 2), pour ne citer que ceux-là.

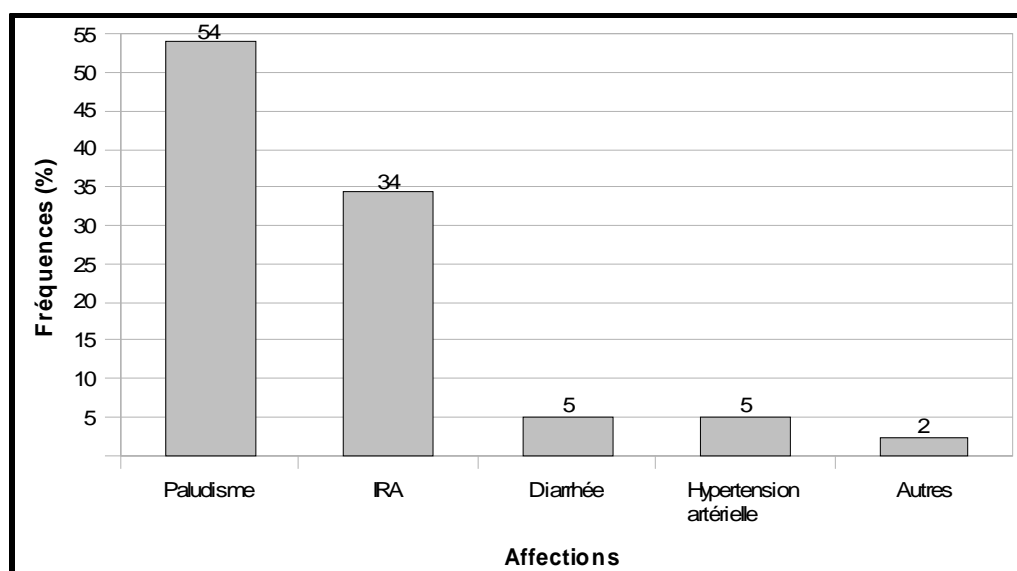


Figure 4 : Fréquences des principales causes de morbidité liées au changement climatique chez les populations de la ville de Ziguinchor en 2011 (source : enquête sur les perceptions des changements climatiques de la ville de Ziguinchor réalisée par MBAYE en 2011).



Photo 1 : Vue d'un canal à ciel ouvert de la ville de Ziguinchor en 2011



Photo 2 : Vue d'une pratique de l'incinération dans la ville de Ziguinchor en 2011

De surcroît, comme pour la plupart des villes africaines, la population de la ville de Ziguinchor est essentiellement concentrée dans l'espace péri-urbain. Parmi les caractéristiques socio-économiques les plus manifestes des populations occupant cet espace figurent la pauvreté des ménages et la quête effrénée du foncier. Par ailleurs, dans cet espace, les parcelles rizicoles et maraichères jouxtent certaines habitations. Dans un tel contexte, l'espace est devenu une compétition et par conséquent un véritable enjeu. Ainsi, les endroits les plus dangereux (bas-fonds, des rizières, etc.) et les plus sensibles aux événements hydroclimatologiques extrêmes (inondations...) qui sembleraient être liés au changement climatique, sont occupés par l'habitat précaire.

Conclusion

En définitive, ce travail nous a permis d'étudier la variabilité de la pluviométrie en milieu urbain sénégalais à travers l'exemple de la ville de Ziguinchor. Cette variabilité qui semblerait être liée en partie aux fluctuations du système de mousson occasionnerait la survenue d'événements extrêmes (inondations...) souvent associés à un contexte écologique propice à l'émergence de problèmes sanitaires à l'image du paludisme, des IRA et des maladies diarrhéiques chez les populations les plus vulnérables notamment celles de l'espace péri-

urbain. Le climat est certes une variable contributive non négligeable dans cette situation sanitaire, mais ne peut en aucun cas tout expliquer. Cela signifie que le contexte socio-économique défavorable dans lequel vivent les populations doit aussi être pris en compte. Il est perceptible, en partie, à travers les problèmes d'accès à l'eau potable, la paupérisation des ménages et les problèmes d'assainissement récurrents au niveau des quartiers. A cela s'ajoutent les insuffisances de la couverture sanitaire en termes de structures de soins et d'équipements. Ainsi, Une approche intégrée permettrait d'agir directement sur les déterminants réels des risques sanitaires relevant à la fois du climat et de la société.

Bibliographie

Bâ B., 2001: *Impacts de la consommation des eaux de puits sur la santé des populations dans la région de Ziguinchor*. Mémoire de DEA 2001, ESP/UCAD, 42 p+annexes.

Conseil Régional de Ziguinchor (CRZ), 2004 : *Plan régional de développement intégré de la région de Ziguinchor (2005-2009)*, 146 p.

Charney J. G., 1975: Dynamics of deserts and drought in the Sahel. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, **101**, 193-202.

Druyan L.M., T.M. Hall, 1996: The sensitivity of African wave disturbances to remote forcing. *Journal of Applied Meteorology*, **35**, 1100-1110.

Folland, C.K., T.N. Palmer and D.E. Parker, 1986: Sahel rainfall and worldwide sea temperature 1901-1985. *Nature*, **320**, 602-607.

Grist, J. P., and S. E. Nicholson, 2002: Easterly waves over Africa. Part II: observed and modeled contrast between wet and dry years. *Monthly Weather Review*, **130**, 212-225

Lamb, P.J., 1985: Rainfall in Subsaharian West Africa during 1941-83. *Z. Gletscherk Glazialgeol*, **21**, 131-139.

Le Barbé, L., T. Lebel, and D. Tapsoba, 2002: Rainfall variability in West Africa during the years 1950-1990. *Journal of Climate*, **15(2)**, 187-202

Lebel, T. and A. Ali, 2009: Recent trends in the Central and Western Sahel rainfall regime (1990–2007), *Journal of Hydrology*, **375**, 52–64

Service National de l'Information Sanitaire (SNIS) /SENEGAL, 2005 : *Rapport annuel*, 172 p.

Région Médicale de Ziguinchor (RMZ)/SENEGAL, 2006 : *Rapport annuel, 2006*, 58 p + annexes.

VULNÉRABILITÉ DU DELTA DU FLEUVE SÉNÉGAL AUX ÉVÉNEMENTS CLIMATIQUES EXTRÊMES : CAS DES INONDATIONS DANS LA VILLE DE SAINT-LOUIS DU SÉNÉGAL

MBOUP M.⁽¹⁾, KANE A.⁽²⁾, NDIAYE A.⁽³⁾

¹ Ecole Doctorale Eau, Qualité et Usages de l'Eau (EDEQUE), Université Cheikh Anta Diop Dakar, Boulevard Martin Luther King, BP 5005, Dakar-Fann, Sénégal. dasso01@yahoo.fr ; marvemsoda@gmail.com

² EDEQUE, Département de géographie, Université Cheikh Anta Diop, Boulevard Martin Luther King, BP 5005, Dakar-Fann, Sénégal. akane@ucad.sn

³ Département de géographie, Université Cheikh Anta Diop, Boulevard Martin Luther King, BP 5005, Dakar-Fann, Sénégal. aminata.ndiaye@ucad.edu.sn

Résumé : Le delta du fleuve Sénégal est une zone basse très sensible aux variations hydro-climatiques. Pendant la saison des pluies, les niveaux d'eau augmentent considérablement du fait de l'arrivée de la crue et de l'augmentation saisonnière des eaux marines poussées vers la côte par les flux de mousson. Avec l'évolution prévue du réchauffement climatique, le niveau de la mer devrait augmenter considérablement dans les années à venir. La ville côtière de Saint-Louis, située dans l'estuaire, est ainsi plus que jamais exposée aux risques d'inondations. Ce fut déjà le cas en 1999 et 2003, entre autres, où les pouvoirs publics face au mécontentement populaire procèdent à l'ouverture d'une nouvelle embouchure sur la "langue de barbarie", une flèche sableuse littorale instable qui sépare le fleuve de l'océan. Les résultats de cette intervention, certes efficace dans un premier temps, restent mitigés car ont causés d'importants dégâts environnementaux et socioéconomiques sur les écosystèmes connexes.

Mots clés : delta du Sénégal, vulnérabilité, inondation, Langue de Barbarie

Abstract : *Vulnerability of Senegal River Delta to extreme climatic events: case of floods in the town of Saint Louis-Senegal.* Senegal River delta is a low area very sensitive to hydro-climatic changes. During the rainy season, water levels increase dramatically due to the arrival of the flood and the seasonal increase in sea water pushed toward shore by the monsoon flow. With the expected path of global change, sea level should increase considerably in the years to come. The coastal town of Saint-Louis, located in the estuary, is more than ever exposed to the risk of flooding. This was the case in 1999 and 2003, among others, where governments face of popular discontent perform at the opening of a new mouth on the "Langue de barbarie", an unstable sand spit that separates the coastal river of ocean. The results of this intervention, certainly effective initially, remain mitigated because they cause significant environmental and socio-economic damages to related ecosystems

Key words : Senegal River delta, vulnerability, flood, "Langue de Barbarie"

Introduction

Le delta du Sénégal est un site bas fortement soumis à l'influence des fluctuations hydrologiques annuelles d'origine marine (Océan Atlantique) et continentale (fleuve). L'arrivée de la crue dont la hauteur est largement dépendante des pluies enregistrées dans le bassin, correspond généralement à la période d'élévation saisonnière du niveau des eaux marines poussées vers la côte par la mousson.

La ville de Saint-Louis, située au cœur de l'estuaire du Sénégal, subit des inondations de plus en plus fréquentes, aggravées en ce sens par le réchauffement climatique et l'édification d'un barrage en amont de la ville. La dernière en date, en octobre 2003, avait placé la ville de St Louis, relativement basse, sous les eaux. Ces événements n'avaient pas manqué de causer d'importants dégâts matériels et humains. Pour tenter de d'apporter des solutions rapides et efficaces, les pouvoirs publics ont eu recours à une intervention sans doute efficace dans un premier temps pour l'évacuation des eaux, mais toutefois truffée d'incertitudes et d'impacts négatifs sur les écosystèmes : l'ouverture artificielle d'une nouvelle embouchure sur la langue de Barbarie, une flèche sableuse littorale fragile et instable qui sépare le fleuve de l'océan atlantique. Les conséquences négatives de cette intervention ne tarderont pas à se manifester. Cette action s'est accompagnée d'une forte intrusion marine dans le bas estuaire, la salinisation progressive des terres et de la nappe souterraine, la dégradation des écosystèmes

du Gandiolais, élargissement non contrôlé de cette brèche qui subit une évolution dans un sens imprévisible et menace de submersion sur quelques petites îles situées en face de la brèche entre autres.

1. Le delta du Sénégal : un site très sensible aux variations hydro-climatiques

1.1. Présentation du cadre physique et socio-économique

Né des régions montagneuses guinéennes du Fouta Djallon, le fleuve Sénégal long de 1700 km prend la forme d'un delta dans sa partie terminale. C'est une zone basse, formée de plaines inondables et de bas plateaux, parcourus par des chenaux anastomosés (défluent) qui enserrant un réseau de zones humides très dense d'une importance stratégique sur le plan écologique, social et économique. En plus d'être classé site Ramsar, patrimoine mondial de l'Unesco et réserve de biosphère MAB, le delta du Sénégal polarise beaucoup d'enjeux socioéconomiques. Il a fait l'objet de grandes politiques d'aménagements hydro agricoles. Ainsi deux barrages ont été édifiés : le barrage anti-sel de Diama dans le delta et celui de Manantali dans le haut bassin. Ces ouvrages ont permis la disponibilité de l'eau douce en permanence dans le delta et le développement de l'agriculture irriguée. Cette situation a exercé un attrait sans précédent de la région et ceci a favorisé l'implantation de grandes villes comme St-Louis et Richard Toll.

A l'instar des fleuves tropicaux, les écoulements du Sénégal sont très irréguliers. Ses débits dépendent entièrement des pluies enregistrées dans le bassin versant, qui est caractérisé par l'alternance d'une saison sèche et d'une saison humide (Kane, 1997). La pluviométrie demeure donc l'élément le plus déterminant dans la caractérisation de la crue (hauteur et l'ampleur). De ce fait, les variations interannuelles des paramètres hydro-climatiques perturbent fortement le fonctionnement de ce milieu. Ainsi, la grande sécheresse des décennies 1970-80, provoquée par des déficits chroniques dans les cumuls pluviométriques au Sahel, avait plongé la vallée du Sénégal dans une importante dégradation des conditions de vie rurale. Dans le même registre, durant les années excédentaires, le fleuve a parfois connu des crues exceptionnelles qui ont occasionnées des débordements spectaculaires dans toute la vallée.

Depuis le début des années 1990, on note une forte recrudescence des inondations. Ainsi, la ville côtière de Saint-Louis a connu des inondations récurrentes en 1994, 1998, 1999 et 2003. La fréquence de ces phénomènes est liée entre autres à deux principaux éléments : le réchauffement climatique et l'édification du barrage de Diama sur le delta.

1.2. Vulnérabilité de l'estuaire au réchauffement climatique

L'estuaire est considéré comme le secteur du littoral, à faible relief, correspondant à l'embouchure d'un cours d'eau important, qui s'évase vers l'aval et dans lequel pénètre amplement la marée (Paskoff, 1985). C'est la zone du delta soumise à l'influence constante des eaux marines. Il est circonscrit sur une étroite zone comprise entre Diama et l'embouchure et coïncée entre la Langue de Barbarie à l'ouest et la zone dunaire de l'est (voir fig. 1). L'altitude est généralement comprise entre -1 et 1 m par référence à l'échelle du niveau de la mer.

Saint Louis, ville amphibie et basse, s'est bâtie au cœur de la zone estuarienne. De ce fait, la ville reste très sensible aux fluctuations hydrologiques fluviales et marines durant l'année. Elle subit des inondations de plus en plus fréquentes liées non seulement aux fortes crues du fleuve mais aussi à l'augmentation du niveau de la mer.

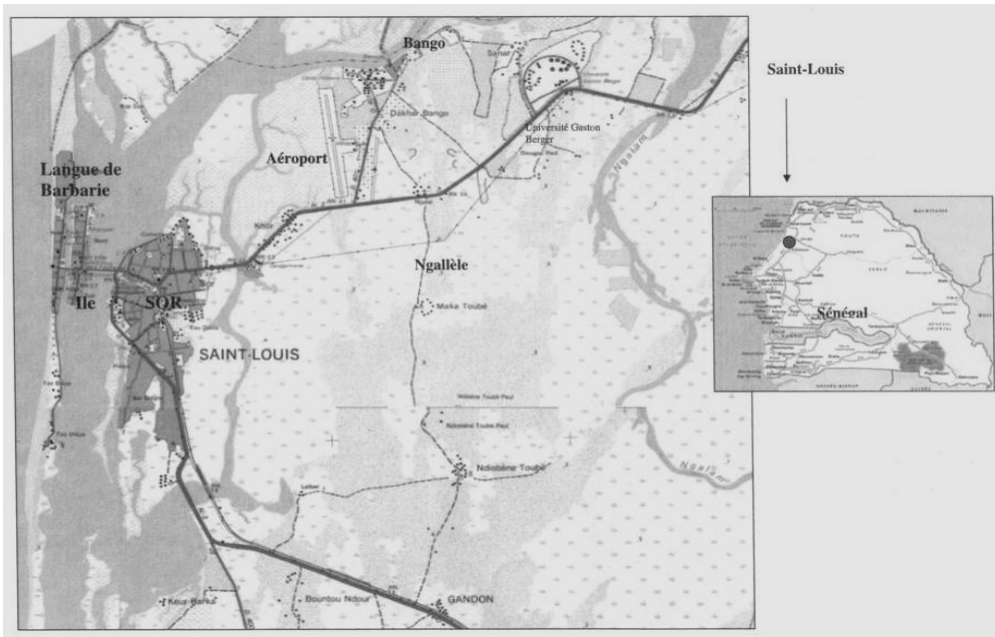


Figure 1 : L'estuaire du Sénégal et la ville de Saint-Louis (source Sénégal, R 2005)

Pendant la saison des pluies, les crues annuelles du fleuve, se conjuguent à l'élévation saisonnière du niveau marin provoquée par l'arrivée des eaux tropicales chaudes et par la mousson qui a tendance à les accumuler sur la côte (Sall, 2006). Or, depuis ces dernières décennies, on assiste à une élévation sensible du niveau marin suite au changement climatique. Depuis un siècle, le niveau de la mer a augmenté de 10 à 25 cm. Les modèles prévoient une élévation supplémentaire de ce niveau de 9 à 88 cm d'ici l'an 2100 (GIEC, 2001). L'élévation du niveau de la mer est sans équivoque, car il est maintenant évident dans les observations que plusieurs facteurs y contribuent: la dilatation thermique, la fonte généralisée de la glace ainsi que d'autres contributions climatiques dont l'estimation de la somme a été cohérente avec l'augmentation du niveau moyen de la mer, observée directement de 1993 et 2003 (GIEC, 2007).

Cette situation va occasionner de sérieux dégâts sur le littoral et surtout sur les installations humaines. Les zones côtières et insulaires de même que les deltas et estuaires, qui sont les plus peuplées du monde et qui polarisent souvent des activités économiques importantes, sont ainsi très menacées (Camara, 2010). Des études menées sur la vulnérabilité des côtes sénégalaises à la hausse du niveau de la mer confirment la thèse selon laquelle, l'estuaire du Sénégal est sous le risque permanent d'être inondée. Or, la zone est sous l'influence constante des variations du niveau des eaux du fleuve Sénégal, des marigots défluent et de l'Océan Atlantique. Cette situation fait que les débordements des eaux du fleuve ont engendré, de tout temps, l'inondation des villages côtiers et l'érosion de la côte comme en témoignent les nombreuses ruptures du cordon littoral de la Langue de Barbarie (Dia, 2000 in Sall, 2006). Le quartier de Guet Ndar située sur ce cordon littoral a été envahi par la mer en juillet 2001.

2. Historique et évolution des inondations dans la ville de Saint-Louis

2.1. Historique des inondations à St-Louis

Les inondations ne sont pas des manifestations spontanées et mystérieuses, mais des phénomènes parfaitement naturels. Il est rare qu'elles frappent sans préavis, elles se produisent généralement dans des zones déjà reconnues comme critiques : les plaines inondables qui sont des étendues relativement plates, attenantes à un lac ou à une rivière, et

susceptibles d'être envahies par les eaux de crues. Elles font partie intégrante de l'espace vital du cours d'eau que celui-ci peut occuper périodiquement. Les plaines inondables sont soumises à des variations de haut et faibles niveaux d'eau qui s'étendent sur de longues périodes; elles subissent également des fluctuations rapides et saisonnières.

Au niveau du delta du fleuve Sénégal, l'histoire de la ville côtière de Saint-Louis est marquée par des inondations récurrentes et graves, notamment pendant la période d'abondance hydrologique d'avant 1970; mais ce phénomène a connu une recrudescence au cours de ces dernières années notamment en 1994, 1998, 1999 et 2003. En réalité, les inondations constituent l'une des calamités naturelles ayant marqué l'histoire de la ville depuis sa création au milieu du 17ème siècle. Mais avec la mise en place des barrages de Diama et de Manantali pour régulariser le régime du fleuve, la hauteur d'eau du bief estuarien du fleuve Sénégal s'est progressivement rehaussée, notamment en hivernage. Cette hausse du niveau maximum de la crue s'accompagne de débordements du fleuve, occasionnant des inondations dans toute la zone estuarienne et plus particulièrement à Saint-Louis. Les problèmes d'inondation ont été observés bien avant l'avènement des barrages, c'est le cas de celle de 1950 (voir planches 1 et 2). Mais il s'est passé un long moment sans manifestation d'inondations.



Planches 1 et 2 : Respectivement les crues de 1950 et 1999 provoquant des inondations spectaculaires à St-Louis (source : Kane 1997 (à gauche), Dia 2000 (à droite))

Cependant depuis 1994, malgré une décennie de sécheresse, une reprise de ces inondations est observée dont la plus spectaculaire est celle de 1999. Ainsi des témoins ont affirmé que l'inondation de 1999 a envahi une grande partie de la ville. En 2003 elle a été amortie par la réalisation d'un canal de délestage mais néanmoins une partie du cimetière musulman était sous les eaux.

2.2. Les inondations de 2003 et l'ouverture artificielle d'une nouvelle embouchure

En septembre 2003, le fleuve Sénégal est progressivement en crue. Le débit à Bakel (haut bassin) enregistre un maximum de 3505 m³/s le 23 septembre. Si l'on admet que la cote IGN d'alerte de St-Louis se place autour de 1,25 m (Dumas, Mietton, 2006). Le niveau de l'eau à St Louis est à une cote IGN maximale de 1.42 m le 28 septembre, et reste les jours suivants à 1.41 m. La crue engendre une forte inondation sur la ville de St-Louis qui est littéralement sous les eaux (voir figure suivante).

Saint-Louis allait connaître la pire inondation de ces dernières décades. Face à cette menace, les autorités publiques, après maints essais infructueux pour créer des déversoirs latéraux en amont de Saint-Louis ou relever les quais, ont trouvé comme dernier recours de creuser un canal de délestage du trop-plein d'eau du fleuve à travers la Langue de Barbarie, pour parer au plus pressé.

L'hivernage 2003 a été marqué par une bonne pluviométrie dans le haut bassin du fleuve Sénégal, ce qui a déclenché une crue précoce à Saint-Louis. Devant le mécontentement populaire et sous la pression des autorités, les gestionnaires prennent la décision d'ouvrir une brèche au travers de l'étroit cordon littoral, rapprochant ainsi l'embouchure du fleuve de la ville (à 7 km au sud du pont Faidherbe contre une trentaine auparavant) et provoquant une perte de charge hydraulique.

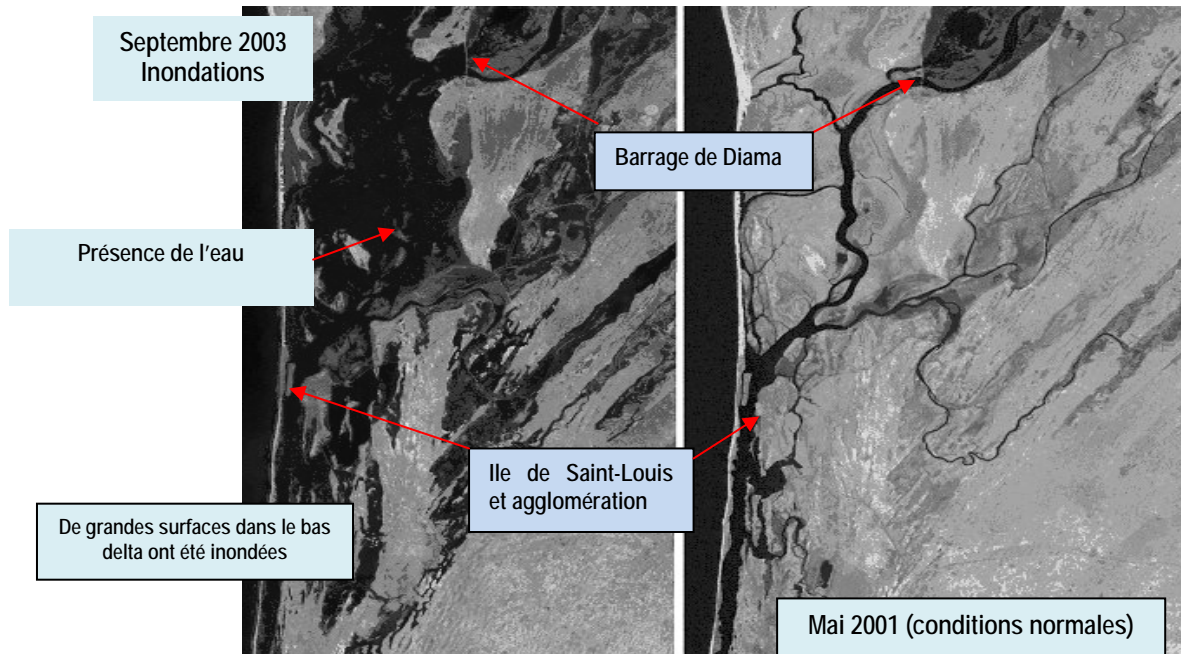


Figure 2 : images satellites (Landsat) de l'estuaire le 28 septembre 2003 et le 14 mai 2001

L'ouverture a été réalisée dans la nuit du vendredi 3 au samedi 4 octobre 2004, l'écoulement étant effectif vers 8 heures du matin. Elle mesurait au départ 4 m de large, 1,5 m de profondeur sur une longueur de 100 m. Elle s'est retrouvée à plus de 200 m de large à la date du 6 octobre et à - 6 m de profondeur en marée basse le 26 octobre. N'est-ce pas là une brèche sur un cordon littoral connu pour sa sensibilité à l'érosion ? La flèche sableuse de la Langue de Barbarie est une mince et fragile bande de sable constamment au contact avec la mer et le fleuve.

3. Politiques de gestion et conséquences de l'embouchure artificielle

La gestion des inondations de la ville de Saint-Louis s'est toujours avérée difficile et problématique pour les autorités publiques. Des initiatives de toutes sortes ont été tentées pour enrayer ce fléau comme la mise en place de digues de protection ceinturant la ville mais celles-ci ce sont montrées insuffisantes. Pour régler ces problèmes de manière définitive d'après les autorités, le canal de délestage des eaux du fleuve a été réalisé. Officiellement, ce canal a donc été creusé pour soulager Saint-Louis des inondations. Autrement dit, c'était une solution de "moindre mal" pour faire face à la situation.

En effet, la deuxième pointe de débit à Diama le 29 octobre 2003 ne se voit même pas sur le limnigramme de St Louis. Cette brèche donc a permis de vider le trop-plein d'eau du fleuve et par conséquent, d'éviter l'aggravation des inondations cependant elle a eu des impacts socioéconomiques et environnementaux désastreux. Il faut noter que cette solution pour lutter contre les inondations était avancée parmi d'autres dès 2002 dans le rapport PNUE mais qu'elle était accompagnée de mesures complémentaires, telles que la construction d'épis

protecteurs au niveau de la brèche, qui n'ont pas été réalisés en octobre 2003 (Mietton *et al.*, 2006).

Les conséquences sont énormes dans les écosystèmes connexes. Cette action s'est accompagnée d'une forte amplification du marnage, une intrusion marine dans le bas estuaire entraînant la salinisation progressive des terres et de la nappe souterraine et la dégradation des écosystèmes du Gandiolais traditionnellement tournés vers la production maraichère. Egalement l'élargissement de la brèche se fait à un rythme incontrôlé et menace de submersion quelques petites îles de pêcheurs situées en face. On peut dès lors s'interroger sur la durabilité de cette action irréversible. Plus important encore, comment Saint-Louis et l'estuaire vont-ils désormais évoluer avec l'évolution prévue du changement climatique et ses répercussion sur l'élévation du niveau de la mer ?

Conclusion

La vulnérabilité du delta du Sénégal aux événements climatiques extrêmes tels que les sécheresses cycliques et les inondations récurrentes durant ces deux dernières décennies n'est plus à démontrer. L'ouverture artificielle d'une nouvelle embouchure sur la Langue de barbarie, en septembre 2003, marque ainsi un tournant décisif dans la problématique environnementale et socioéconomique de l'estuaire.

Aujourd'hui, la gestion de cette situation semble vraiment compromise surtout, quand c'est un autre aléa majeur comme l'élévation du niveau de la mer due au réchauffement climatique global qui vient s'y greffer. L'évolution environnementale et socioéconomique de ce grand ensemble mériterait d'être suivie eu égard aux importants enjeux environnementaux, socioéconomiques et culturels que polarisent le delta et sa ville phare, Saint-Louis.

Bibliographie

- Camara M.M.B, 2010 : *Evolution du trait de côte et changement climatique sur le littoral de la Presqu'île du Cap Vert (Sénégal) : conséquences socio-économiques et stratégies d'adaptation* in Actes du 23ème colloque de l'AIC Rennes 2010, pp 97-102 ;
- Dia A, 2000 : *Ecoulement et inondations dans l'estuaire du fleuve Sénégal : le cas de la ville côtière de Saint-Louis*, Mémoire de DEA, département de géographie, FLSH, UCAD, 97 p.
- Dumas D, Mietton M, 2006 : Fonctionnement des hydrosystèmes et gestion de l'eau dans le bas delta du fleuve Sénégal : ruptures et adaptations in *Interactions Nature-sociétés : analyses et modèles*, UMR6554 LETG, 5 p.
- GIEC/IPCC, 2001 : *Climate Change 2001: The scientific Basis: Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press.
- GIEC/IPCC, 2007 : Groupe de travail I du GIEC. Quatrième Rapport d'évaluation, Bilan 2007 des changements climatiques les bases scientifiques physiques, Résumé à l'intention des décideurs, 25p.
- Kane A, 1997 : *L'après-barrages dans la vallée du fleuve Sénégal : modifications hydrologiques, morphologiques, géochimiques, sédimentologiques. Conséquences sur le milieu et les aménagements hydro-agricoles*. Thèse de doctorat d'Etat, Dakar, UCAD, 551 p.
- Mietton M, Dumas D, Hamerlynck O, Kane A, Coly A, Duvail S, Baba M. L.O, M. Daddah M, 2006 : *Le delta du fleuve Sénégal, une gestion de l'eau dans l'incertitude chronique*, 12 p.
- Paskoff R., 1985 : *Les littoraux : impacts des aménagements sur leur évolution*, Paris, Masson, 148 p.
- Sall M, 2006 : *Crue et élévation du niveau marin à Saint-Louis du Sénégal : impacts potentiels et mesures d'adaptation*. Thèse de doctorat, Université du Maine, 332 p.
- Sénégal, R du, 2005 : *Profil environnemental de la ville de Saint-Louis*. Commune de Saint-Louis, p.12-198

LA TEMPÉRATURE ET L'ÉPIDÉMIE DE GRIPPE SAISONNIÈRE EN TUNISIE EN 2009-2010

MEJRI W.

Doctorante – Université Paris I Panthéon-Sorbonne (France) – Université de la Manouba (Tunisie) – UMR 8185 CNRS « Espaces, Nature, Culture »
mejriw@yahoo.fr

Résumé : *Le présent article se situe dans le champ de la biométéorologie médicale. Il s'intéresse aux effets des paramètres climatiques et plus précisément les températures sur le déclenchement de l'épidémie de la grippe saisonnière en Tunisie et leur propagation spatio-temporelle en 2009/2010 dans deux gouvernorats, Bizerte et Kasserine. Nous avons repéré des résultats qui insistent sur la présence de corrélation entre les baisses de température et le déclenchement de l'épidémie de grippe et sur l'aggravation de la propagation de virus pour les deux gouvernorats Bizerte et Kasserine. Le présent article aussi démontre que les cas de grippe sont plus importants à Kasserine que Bizerte ce qui peut être expliqué par le fait que la saison climatique est plus froide à Kasserine qu'à Bizerte*

Mots clés : *Grippe, Déclenchement épidémique, Température, Tunisie*

Abstract : *Temperature and The seasonal epidemic of flu in 2009-2010 in Tunisia* This article is part of the field of the medical biometeorology. It focuses on the effects of climatic parameters and precisely the temperatures on the outbreak of the epidemic of seasonal influenza in Tunisia. And their tempo-spatial spread in 2009/2010 in two governorates, Bizerte and Kasserine. We found results that emphasize the presence of correlation between temperature and Lowering the outbreak of the flu epidemic and the further spread of virus to the two governorates Bizerte Kasserine. This section also shows that cases of influenza are more important in Kasserine than Bizerte which can be explained by the fact that the season in Kasserine is colder than Bizerte.

Keywords : *Influenza, Epidemic release, Temperature, Tunisia.*

Introduction

Une épidémie correspond à la propagation rapide d'une maladie transmissible, sur un territoire donné, pendant une période de temps limitée. La grippe est typiquement une maladie qui sévit de façon épidémique en Tunisie comme dans la plupart des pays. Cette épidémie, en Tunisie (et dans le reste de l'Hémisphère Nord), se déclenche pendant la période hivernale entre octobre et mars [1]. Différents facteurs sont responsables du déclenchement d'une épidémie à partir de cas isolés. Parmi ces facteurs, les facteurs climatiques qui semblent pouvoir être mis en exergue en termes d'implication dans le déclenchement épidémique, spécifiquement la température. D'après plusieurs études [2, 3, 5] la baisse de la température semble être, de facto, une condition nécessaire à ce déclenchement. Cet article essaie de démontrer, sur la base d'un croisement entre des données sanitaires et météorologiques, cette liaison dans deux gouvernorats de différents étages climatiques ; Bizerte et Kasserine.

1. Données et méthode

Cette étude repose sur deux types de données :

1.1. Données sanitaires :

Les méthodes de surveillance de la grippe en Tunisie sont de quatre types : la surveillance sentinelle, la surveillance virologique, la surveillance des formes graves et la surveillance de la mortalité par grippe [4]. Nous allons nous limiter pour cet article au niveau des données de la surveillance sentinelle, qui s'appuie sur un réseau de praticiens, choisis sur une base volontaire, exerçant dans des centres de santé ou des cabinets privés ou encore des pharmaciens d'officine. Ces structures sont censées couvrir une proportion déterminée de la population du pays, soit un échantillon représentatif de la population nationale. Nous avons utilisé les données cliniques hebdomadaires de deux gouvernorats, Bizerte et Kasserine,

tirées des bulletins de l'ONMNE (Observatoire National des Maladies Nouvelles et Emergentes) dans leur forme brute, dans un premier lieu, puis nous avons calculer les pourcentages de cas de grippe de la population totale de chaque gouvernorat , pour faire la comparaison entre les deux gouvernorat s.

1.2. Données climatiques :

Nous avons choisi d'étudier deux stations météorologiques tunisiennes qui appartiennent à deux étages climatiques différents:

- **Bizerte** se trouve au nord Est du pays (figure n 1). Elle appartient au climat méditerranéen à nuance subhumide. Elle se caractérise par des hivers doux, humides et pluvieux et des étés chauds et sec.

- **Kasserine** est situé au centre ouest du pays, à une altitude supérieure à 1000 mètres. Elle appartient dans sa partie nord au climat semi aride et dans son extrême sud au climat aride. Elle se caractérise par des hivers plus au moins froids, secs avec une pluviométrie très variable mais plus faible que celle de Bizerte.

Nous avons tiré les données climatiques des archives de l'Institut National de la Météorologie. Dans ces documents nous avons relevé les températures maximales et minimales journalières. Et nous avons ensuite calculé les maxims et minims hebdomadaires puisque nos données sanitaires ne sont disponibles que sur une échelle hebdomadaire.



Figure 1 : les deux gouvernorat s étudiés Bizerte et Kasserine.

1.3. Croisement des données :

Nous avons utilisé la méthode statistique de test de corrélation pour chercher le lien entre température et déclenchement d'épidémie de grippe pour les deux gouvernorats étudiés pour la saison froide 2009-2010.

Cette analyse se fera à l'aide de calculs de corrélation menés sous le logiciel XL-Stat (Addinsoft, version 2010).

La mise en relation entre baisse de température et déclenchement épidémique sera faite par l'étude des graphiques du nombre de grippe hebdomadaire et des températures maximales et minimales moyennes hebdomadaires pour les deux stations et prouvée par les tests de corrélations de Pearson.

2. Résultats

2.1. Région de Bizerte

D'après la figure n° 2 et le Tableau n° 1 nous pouvons retirer les remarques suivantes;

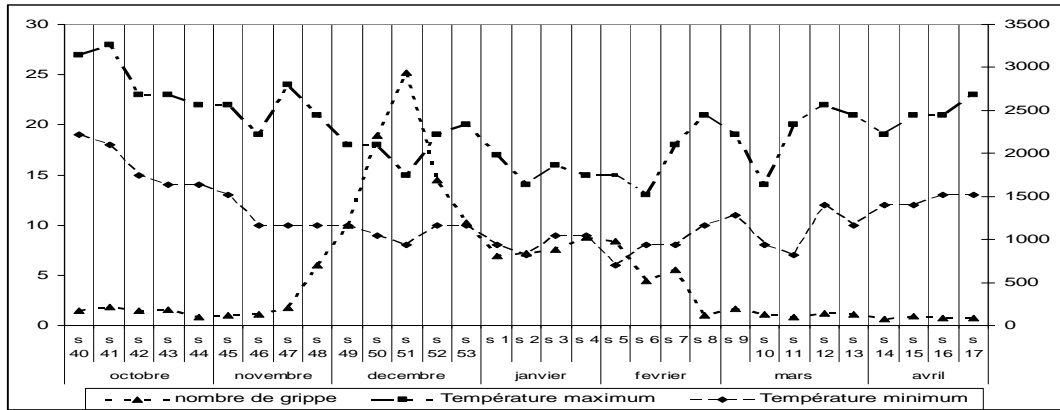


Figure 2 : Températures maximale et minimale et nombre de cas de grippe à Bizerte en 2009/2010

Le déclenchement épidémique intervient après une baisse significative de la température dans les semaines n°49 et 50. Ceci semble encore plus significatif pour les températures minimales dont les valeurs atteindraient 10°C pendant 3 semaines consécutives avant le déclenchement épidémique.

Le pic de cas de grippe s'enregistre au cours de la 51ème semaine avec environ 3000 cas de grippe ce qui représente environ 0.5% de la population totale du gouvernorat de Bizerte. Cette semaine enregistre elle-même des baisses de températures significatives avec des températures maximales atteignant 15°C et des températures minimales ne dépassant pas les 7°C (Figure n°2). Pour une meilleure vérification de la relation température-grippe nous avons calculé le coefficient de détermination de Pearson

Tableau 1 : Corrélation entre les températures minimales et maximales moyennes hebdomadaires et nombre de cas de grippe à Bizerte en 2009/2010.

Matrice de corrélation (Pearson) Bizerte:

Variables	nombre de grippe	Température minimum
nombre de cas de grippe	1	-0,430
Température minimum	-0,430	1

Variables	nombre de grippe	Température maximum
nombre de cas de grippe	1	-0,477
Température maximum	-0,477	1

Les valeurs en gras sont différentes de 0 à un niveau de signification $\alpha=0,05$

La corrélation entre le nombre de cas de grippe et les températures minimales moyennes hebdomadaires est inverse et significative (coefficient de **-0,430** ($p<0,0001$)).

L'analyse de corrélation entre les températures maximales moyennes hebdomadaires donne des résultats sensiblement similaires à celle des températures minimales moyennes hebdomadaires avec un coefficient de **-0,477** ($p<0,0001$) (Tableau N°1).

Les deux tests suggèrent un lien inverse entre la température et les cas de grippe : la baisse de la température s'accompagne d'une augmentation des cas de grippe à Bizerte.

Nous rappelons que les côtes de Bizerte s'étendent sur 135km (sans compter les côtes du lac Ichkeul évaluées à 115 km). Elle est donc sous effet direct de la mer méditerranéenne qui adoucit les hivers de la région et diminue les amplitudes thermiques journalière et annuelles.

Est-ce que ça sera le cas pour une station montagnaise et qui a un climat semi-aride comme Kasserine ?

2.2. Région de Kasserine

La station de Kasserine enregistre des températures plus faibles que celles de Bizerte avec une température maximale hebdomadaire moyenne égale à 19.6°C contre 19.9°C pour Bizerte et une température minimale moyenne hebdomadaire égale à 7.7°C contre 10.7°C pour Bizerte. Les questions qui se posent sont les suivantes : 1) est ce que la relation va être la même entre température-grippe pour un gouvernorat à ambiance climatique plus froide que celle de Bizerte? 2) est ce que l'ambiance qui semble plus froide à Kasserine va agir sur le déclenchement et le nombre de grippe de la même façon que celle du premier gouvernorat ou plutôt va agir dans un même sens mais en aggravant la situation épidémique?

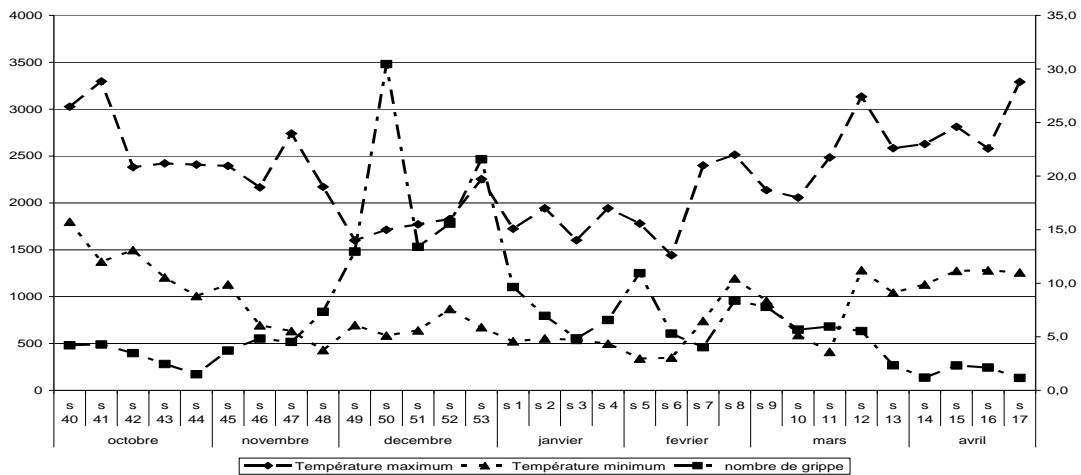


Figure 3 : Températures minimales et maximales et nombre de cas de grippe à Kasserine en 2009/2010

La relation température/grippe est la même à Kasserine qu'à Bizerte puisque le nombre de grippe augmente avec la baisse des températures (Figure n°3). Cependant on note une légère précocité de la date de déclenchement de la grippe. Nous pouvons trouver une explication de cette situation dans les courbes des températures maximales et minimales hebdomadaires des deux stations. Nous enregistrons des baisses de températures à Kasserine avant celles enregistrées à Bizerte. Ainsi la semaine 48 enregistre des températures maximales et minimales très basses, qui ne dépassent pas 14°C et 3.6°C respectivement. De même pour la semaine 49, nous enregistrons des températures basses ce qui peut expliquer d'une part le déclenchement plus précoce de l'épidémie à Kasserine qu'à Bizerte et ce qui confirme d'autre part l'hypothèse que les faibles températures donnent naissance à une condition climatique favorable à la propagation de virus de la grippe et rendent les systèmes immunitaires vulnérables. Le test de corrélation entre température et grippe confirme cette déduction au niveau des températures minimales ainsi que pour les températures maximales (Tableau n°2).

Les deux tests suggèrent donc un lien inverse entre la température et les cas de grippe : la baisse de la température s'accompagne d'une augmentation des cas de grippe à Kasserine comme le cas de Bizerte. La corrélation entre le nombre de cas de grippe et les températures minimales moyennes hebdomadaires est inverse et significative (coefficient **-0,495** ($p < 0,0001$)). La corrélation entre les températures maximales moyennes hebdomadaires et le nombre de cas de grippe est plus élevée (coefficient **-0,661** ($p < 0,0001$)). La population serait donc plus sensible à des températures maximales faibles plutôt qu'à des températures minimales faibles.

Tableau 2 : Corrélation entre les températures minimales et maximales moyennes hebdomadaires et le nombre de cas de grippe à Kasserine en 2009/2010.

Matrice de corrélation (Pearson) Kasserine :

Variables	nombre de grippe	Température minimum
nombre de cas de grippe	1	-0,495
Température minimum	-0,495	1

Matrice de corrélation (Pearson) Kasserine:

Variables	nombre de grippe	Température maximum
nombre de cas de grippe	1	-0,661
Température maximum	-0,661	1

Les valeurs en gras sont différentes de 0 à un niveau de signification alpha=0,05

2.3. Comparaison entre les deux gouvernorats Bizerte et Kasserine

Le nombre de cas de grippe à Kasserine a commencé de se multiplier à partir de la dernière semaine de novembre ; c'est-à-dire une semaine plus tôt qu'à Bizerte. Le pic est également enregistré une semaine plus tôt qu'à Bizerte c'est-à-dire au cours de la 50^{ème} semaine au lieu de la 51^{ème} à Bizerte. Le nombre maximum de cas de grippe enregistré au gouvernorat de Kasserine est plus important que celui de Bizerte (Tableau n°2) à plusieurs niveaux: aux niveaux du nombre de cas de grippe, de l'indicateur global de grippe¹ et du taux de syndrome grippal par rapport à la population totale du gouvernorat .

Tableau 3 : Comparaison en chiffres des deux pics grippaux de Bizerte et de Kasserine en 2009/2010

	<i>Date d'enregistrement du pic</i>	<i>nombre de cas de grippe</i>	<i>Indicateur global en %</i>	<i>taux de grippe de la population Totale en %</i>
Bizerte	La semaine N°51	2945	28,2	0,54
Kasserine	La semaine N°50	3481	37,2	0,81

Dans les trois formes d'enregistrement de grippe du gouvernorat de Kasserine, station qui enregistre des températures plus basses qu'à Bizerte, nous repérons des chiffres et des taux plus élevés que ceux du gouvernorat côtier de Bizerte. La date d'enregistrement du pic des syndromes grippaux est repérée au gouvernorat de Kasserine une semaine avant celui de Bizerte.

Aussi nous pouvons voir que les corrélations statistiques entre température-grippe du gouvernorat de Kasserine sont plus fortes que celles de Bizerte ce qui confirme l'hypothèse que plus la température diminue, plus le nombre de patients augmente. Mais est ce que la température est le seul critère pour le déclenchement de l'épidémie de la grippe ?

Conclusion

Les résultats obtenus mettent en évidence des relations significatives entre température et grippe. Mais il faut dire que l'action de la température est une condition nécessaire mais non suffisante au déclenchement épidémique, puisque le syndrome grippal est très compliqué et

1

¹ Les réseaux sentinelles fournissent des pourcentages de cas de grippe relevés par gouvernorat : ce que Les autorités sanitaires nomment l'indicateur global (IG). Il s'agit ni plus ni moins du pourcentage de « syndromes grippaux » sur l'ensemble des consultations auprès des membres du réseau.

dépend de plusieurs conditions climatiques et socio économiques. Au-delà des nombreuses réserves méthodologiques admises et assumées, les résultats présentés ouvrent d'autres perspectives dans la lignée de celles d'ores et déjà avancées pour la France [7]. Telle que l'étude systématique des types de temps observés avant le déclenchement épidémique ou la méthode de groupement de Duncan appliquée avec les fluctuations climatiques qui semblent aboutir à des résultats significatifs entre les éléments climatiques et l'épidémie grippale. [6]

Bibliographie

Dhaouadi .H (2003) *Evolution de la grippe en Tunisie de 1983 à 2001; variations antigeniques, surveillance épidémiologique, mesures preventives*. Thèse, université de Tunis El Manar ; Faculté de Médecine de Tunis.

Eccles R.(2002) Acute cooling of the body surface and the common cold. *Rhinology*, 40(3), pp. 109-114.

Hope-Simpson R E (1981) The role of season in the epidemiology of influenza. *The Journal of Hygiene* (London) **86**: 35-47

Khalfa.M (2010) *Surveillance de la grippe lors de la pandémie A/H1N1 en Tunisie*, PFE d'ingénieur. Université de Carthage ; Ecole Supérieure de la Statistique et de la Analyse de l'Information.

Lowen A C, Mubareka S, Steel J, Palese P (2007) Influenza Virus Transmission Is Dependent on Relative Humidity and Temperature. *PLoS Pathog* **3**: e151

Lysaniuk B. (2009) *Le risque grippal en France métropolitaine : étude géographique d'un risque sanitaire saisonnier*. Thèse, université Paris I Panthéon-Sorbonne.

Lysaniuk.B et Tabeaud. M. (2010) Vers une signature spatiale de la vulnérabilité épidémiologique en France : l'exemple de la grippe *Physio-Géo - Géographie Physique et Environnement*, volume **IV**. page 199-212.

SYSTEME D'ALERTE CLIMATO-METEOROLOGIQUE DE PREVENTION DE L'EPIDEMIE DE DENGUE (BRESIL)

MENDONÇA F., AQUINO JUNIOR J., ROSEGHINI W.F.F., CASTELHANO, F.J., HOFFMAN, T.

LaboClima - Dep. Geographie - UFPR / Brésil – chico@ufpr.br, zeaquinoju@yahoo.com.br, feltrim@hotmail.com, francisco_castelhan@hotmail.com, terezacph@gmail.com

Resumé : *La dengue est une maladie virale transmise par un moustique (Aedes aegypti et Aedes albopictus) pour laquelle il n'existe aucun contrôle clinique. Considérant la forte influence du climat (tropical-soustrropical – notamment la température et la précipitation) sur sa manifestation, cet article présente le Système d'Alerte Climato-Météorologique de Prévention de l'Epidémie de Dengue (SACDENGUE), développé par cette équipe de chercheurs et l'appliqué dans l'État du Paraná (sud du Brésil). Le système d'alerte est basé sur l'analyse rythmique des types de temps à partir de laquelle il est possible d'identifier les situations quotidiennes de risque élevé, de risque moyen et de faible risque de l'intensification de la maladie. Le suivi quotidien des conditions météorologiques permet d'identifier la formation de conditions favorables ou non pour l'action du moustique vecteur de la dengue. Le système vise à soutenir l'action des campagnes de santé publique pour une meilleure réussite dans la lutte contre la maladie.*

Mots-clés : *Types de temps, dengue, système d'alerte, Brésil*

Abstract : *SACDENGUE – Alert Climatique-Meteorological System to the Dengue Epidemic Control (Brazil). Dengue fever is a viral disease transmitted by a mosquito (Aedes aegypti and Aedes albopictus) and for which there is no clinic control. Considering the strong influence of climate (tropical and subtropical climate - mainly temperature and precipitation) on its event, this article presents the SACDENGUE – Alert Climatique-Meteorological System to the Dengue Epidemic Control developed by this team of researchers and applied in the State of Paraná (southern Brazil). The warning system (climate-weather) is based on rhythmic analysis of weather types from which it is possible to identify everyday situations of high risk, medium risk and low risk of disease. The daily monitoring of weather conditions to identify the formation of favorable conditions or for the action of the mosquito vector of dengue. The system aims to support the work of public health campaigns for better success in the fight against the disease.*

Keywords : *Weather types, dengue's fever, warning system, Brazil.*

Introduction

La dengue est une maladie virale transmise par des moustiques de type *Aedes (Aedes aegypti et Aedes albopictus)* dans le monde tropical et sous-tropical (principalement entre 45 ° N et 35 ° S). Selon l'OMS, elle affecte plus de 100 000 personnes par an dans le monde, dont plus de 20 000 cas sont mortels. Le fait qu'il n'existe pas de remèdes pour lutter contre la maladie, une démarche d'analyse et de contrôle des vecteurs favorables au développement de la dengue a été mise en place.

Deux conditions sont indispensables à la prolifération de la maladie: des conditions sociales et politiques d'un côté et, des conditions climatiques favorables à la reproduction et la performance du vecteur, de l'autre. Une grande partie du Brésil présente des conditions climatiques favorables pour le développement de ce moustique, qui est renforcée par le processus d'urbanisation et le mode de vie de la population.

Le Système d'Alerte Climatique-Météorologique pour la Prévention de l'Epidémie de Dengue (SACDENGUE) a été mis en place pour la surveillance et le contrôle de la maladie au Brésil . Ce système résulte d'un travail conjoint entre le LABOCLIMA (Laboratoire de Climatologie de l'Université Fédérale de Parana), le SIMEPAR (Institut technologique du Paraná) et la SESA/PR (Service de Santé Publique de l'Etat du Paraná). Chaque semaine, un bulletin spécifique est publié. Ce bulletin d'information améliorera les campagnes de lutte contre la dengue à travers un système d'alerte précoce pour le risque d'infestation du moustique vecteur de la dengue et la transmission de la maladie dans l'Etat du Paraná.

Le SACDENGUE ne concerne que la surveillance des conditions atmosphériques dans

l'État du Paraná et il identifie la formation de conditions météorologiques favorables à la reproduction et l'activité des *Aedes aegypti* – le vecteur de la dengue au Brésil. L'analyse des données météorologiques permet l'identification d'un profil météorologique journalier des différentes régions du Paraná en ce qui concerne la formation des conditions environnementales plus et/ou moins favorables à l'infestation des moustiques, et donc à une incidence plus ou moins grande sur la maladie

Pour Rouquayrol et Almeida Filho (2003) *"la dengue est une maladie virale aiguë caractérisée par l'apparition brutale avec fièvre élevée, durée de 3-5 jours avec de fortes céphalées, myalgies, douleurs retroculair, l'anorexie ou tractus gastro-intestinal et une éruption cutanée. Elle est transmise par la piqûre d'Aedes aegypti (moustique femelle) à l'homme. Le moustique devient infectieux après 8-12 jours d'alimentation avec du sang contaminé, et le demeure pour le reste de sa vie"*.

Le climat est un des principaux facteurs pour le déclenchement des épidémies de dengue parce que, hormis la résistance du corps humain à certaines maladies, le climat influe sur la croissance, la propagation et l'action du moustique vecteur. Selon Confalonieri (2003) *"dans le cas du Brésil, il ya plusieurs maladies infectieuses endémiques qui sont sensibles aux variations climatiques, en particulier ceux de la transmission vectorielle, et aussi par les maladies d'origine hydrique, telles que, par exemple, des épidémies de dengue"*.

Dans de nombreux pays les préoccupations concernant la relation entre les épidémies de dengue et les conditions climatiques favorisant la propagation de son vecteur se sont intensifiées ces dernières années. Pour les moustiques, la concentration des précipitations couplées à un environnement avec des températures élevées et des vents faibles, créent une situation optimale pour leur reproduction et sa dispersion. La reproduction et l'évolution des moustiques trouvent des conditions environnementales non favorables à des températures supérieures à 40°C et en dessous de 10°C. Dans une étude concernant le rapport entre la biologie et les conditions thermiques d'*Aedes aegypti* dans quatre régions bioclimatiques de la Paraíba/Brésil (Beserra et al, 2006), il est possible de constater que, pour certaines zones de cet État *"La plage de température favorable au cycle de vie des populations de l'Aedes aegypti dans des conditions de laboratoire est comprise entre 22°C et 30°C et les températures extrêmes de 18°C et 34°C a eu des effets négatifs sur le développement et la fécondité de l'insecte"*.

Mendonca (2003, 2004, 2006 et 2009) a montré, récemment, la relation entre les épidémies de dengue avec une augmentation de la température et la concentration des précipitations. En Amérique Latine, par exemple, compte tenu de la montée des régimes de température et de précipitations mondiales, il a estimé que de nombreuses régions vont souffrir à cause de la propagation du vecteur de la dengue, permettant l'expansion de la zone géographique de transmission de maladies.

1. Méthodes et techniques

La méthode d'élaboration des situations d'alerte employées dans le cadre de SACDENGUE a été développée sur la base de plusieurs études relatives au développement du vecteur en rapport avec les conditions environnementales et climatiques qui, bien que n'étant pas les seules responsables, sont importantes dans le cycle de vie et de l'action du moustique.

Pour le fonctionnement du SACDENGUE, il faut prendre en compte les données quotidiennes de température et de précipitations (17 stations météorologiques - figure 1), distribués dans des points stratégiques dans l'état du Paraná/Brésil. L'analyse développée vise à recenser les caractéristiques climatiques (types de temps) favorables ou limitatrices à la reproduction et au développement de foyers, et de reproduction des moustiques *Aedes*

aegypti. Les 17 stations météorologiques sont situés dans les communes suivants: Apucarana, Cambara, Cascavel, Curitiba, Cianorte, Francisco Beltrão, Foz do Iguacu, Guaira, Guarapuava, Guaratuba, Londrina, Maringa, Palotina, Paranavaí, Santa-Helena, São Miguel do Iguacu et Umuarama (Figure 1).

Dans l'État du Paraná, certaines villes situées à l'est et près de la côte, les conditions météorologiques sont propices au développement de l'*Aedes aegypti*, cependant, l'infestation y est faible ou inexistante. Il est à noter que le SACDENGUE est un système d'alerte qui fournit l'information générale pour tout l'espace géographique en question et que, même dans les zones où il n'existe aucune indication sur l'infestation du vecteur de la dengue, il peut indiquer des conditions climatiques-météorologiques optimales pour leur prolifération et donc un risque d'intensification des cas de dengue.

La surveillance des conditions météorologiques favorables aux risques de l'intensification de la maladie dans les communes est publiée chaque semaine par les bulletins d'information diffusés sur les sites des institutions impliquées dans la recherche. Dans le présent système d'alerte les communes sont classées en quatre niveaux (tableau 1), établis en conformité avec des conditions météorologiques et climatiques et par rapport au vecteur: risque élevé (rouge) de l'infestation des vecteurs et transmission de la dengue, risque moyen (jaune), risque faible (vert) et aucun risque (blanc). La définition de ces quatre niveaux est faite selon la température, la précipitation et le nombre d'heures de manifestation de ces éléments climatiques - indiquées dans le tableau 1.

Tableau 01: SACDENGUE – Conditions climato-météorologiques à risque de dengue

Risque	Temperature	Precipitation	Période
Risque Elevé	Prévalence (en heures) des températures maximales et minimales entre 22C et 30°C	Supérieure à 10 mm / jour	72 à 120 heures (avant ou après la pluie)
Risque Moyen	Prévalence (en heures) des températures minimales entre 20 ° et 22 ° C et un maximum de 30°C et 32C °	Supérieure à 20 mm / jour	120 à 168 heures (avant ou après la pluie)
Risque Bas	Prévalence (en heures) des températures minimales entre 18 C et 20 ° C et un maximum entre 32°C et 34°C.	Supérieure à 30 mm / jour	Plus de 168 heures (avanta ou après la pluie)
Sans Risque	Prévalence (en heures) des températures minimales en dessous de 18°C et maximale au-dessus de 34°C.	Precipitations continuelles ou sans precipitations	-

2. Résultats

La répartition des stations météorologiques dans l'État du Paraná, ainsi que le classement des conditions climatique-météorologiques d'alerte contre la dengue pour la semaine du 13 au 19 Mars 2011 (figure 1) a révélé que presque toutes les communes impliquées dans l'analyse présentent un **risque élevé** d'intensifier le nombre de cas. Les communes classées à risque élevé sont toutes situées au sud-ouest, ouest, nord-ouest et nord de l'Etat . Les villes de Curitiba et de Guarapuava ont registrées une situation à **faible risque** d'intensification de la maladie dans la semaine de la mi-mars. Cet exemple est montré ici pour montrer le fonctionnement du SACDENGUE.

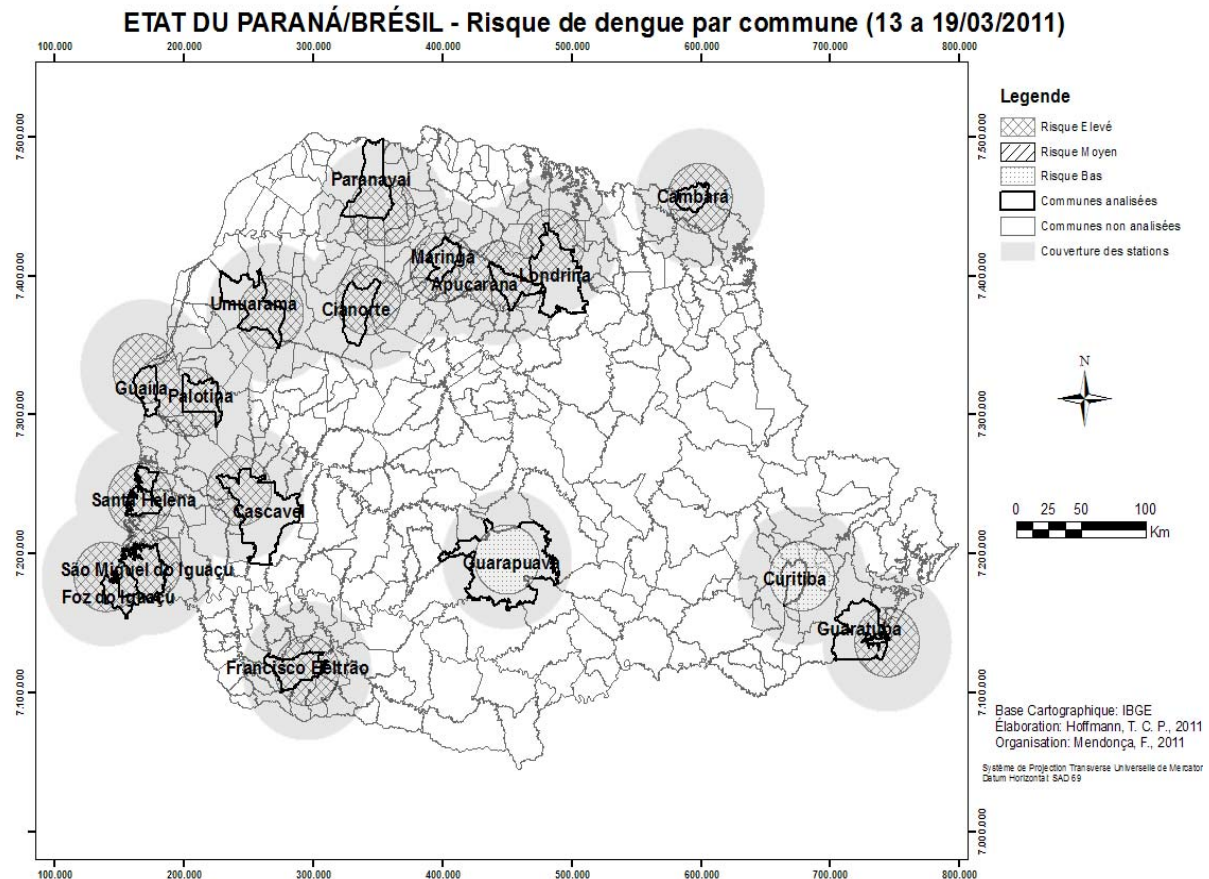


Figure 01

Selon les estimations résultantes de l'analyse du SADENGUE, le pourcentage de risque d'intensification de la dengue est très élevé dans les communes étudiées. Les municipalités à risque élevée pour l'intensification de l'infestation de moustiques *Aedes aegypti*, et donc pour la transmission de la dengue cette semaine sont: Apucarana, Cambara, Cianorte, Foz do Iguaçu, Francisco Beltrão, Guaira, Guaratuba, Londrina, Maringa, Palotina, Paranaíba, Santa-Helena, São Miguel do Iguaçu et Umuarama. Le tableau ci-dessous concernant la ville de Maringa (figure 2) constitue un bon exemple de conditions climatiques-météorologiques favorables à la formation du risque élevé d'intensification de la maladie. Les températures sont élevées (entre 20°C et 30°C), considérant le Bulletin SACDENGUE de la semaine précédente, ce qui représente un grand pourcentage des types de temps dans la zone rouge (risque élevé). Ces journées chaudes ont été accompagnées de pluies abondantes au cours du week-end, ce qui est indispensable pour la bonne reproduction du moustique vecteur.

Les communes de Cambara, Foz do Iguaçu, Guaira, Guaratuba, Maringá, Paranaíba, Santa-Helena et Umuarama ont eu des valeurs de la persistance des conditions de température optimales pour la prolifération et l'activité du vecteur de plus de 60% (à l'intérieur de la zone rouge), pendant la période analysée. Le Bulletin souligne à nouveau la gravité du risque élevé, étant donné que ces villes n'ont montré que des conditions optimales pour l'évolution de l'*Aedes aegypti* dans les semaines précédentes. Aux communes d'Apucarana, Cascavel, Cianorte, Palotina, São Miguel do Iguaçu le pourcentage ont été supérieures à 50% ce qui, avec d'autres facteurs de risque, permet d'identifier la gravité de la situation dans cette région.

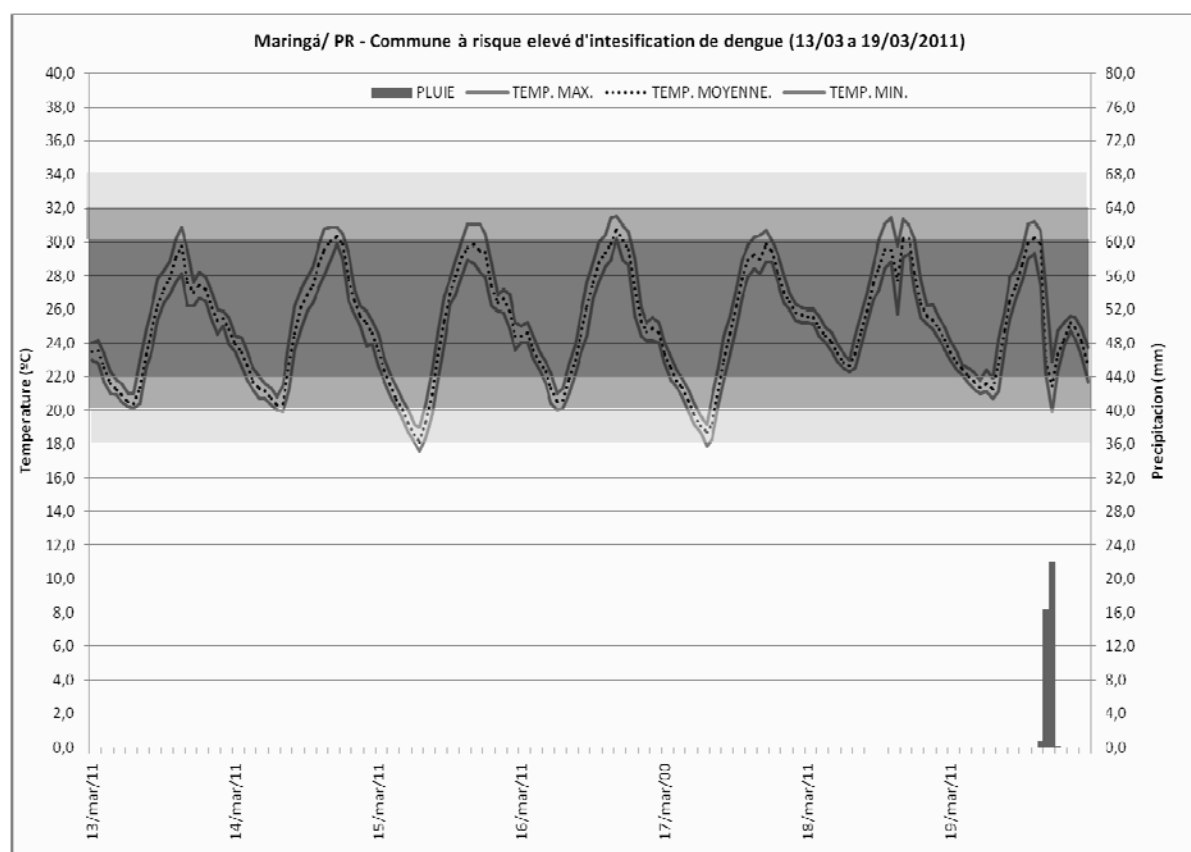


Figure 02

Pour ces villes classés à risque élevé la notification d'alerte est très importante, car ce type de période est marqué par la formation de conditions climato-météorologiques optimales pour l'intensification de l'infestation du moustique vecteur de la dengue

Il est à noter que plus le nombre de foyers est élevée plus la reproduction des moustiques *Aedes aegypti* est accentuée, situations très favorables pour l'installation et l'apparition et / ou l'entretien de nouveaux cycles épidémiologiques de la dengue

Pour la semaine présentée comme exemple, les villes de Curitiba et de Guarapuava ont été classées à **risque bas**, étant donné que leur basses températures résultant de l'incursion d'un front polaire et d'une masse d'air froid (MPa - Masse polaire de l'Atlantique) sur la région. Dans ces conditions thermiques le vecteur ne peut se développer de façon satisfaisante, en prenant son rôle très limité.

L'attention des services de santé de la population en général doit être renforcée, surtout si l'on considère que la période principale d'apparition d'épidémies dans l'Etat du Paraná se produit entre les mois de février et d'avril, soit au milieu de la saison estivale jusqu'à la mi-saison d'automne.

Considérant qu'en 2011 plus de 25000 cas de dengue ont été enregistrés (jusqu'à 25/03/2011) au Parana, les mesures de contrôle sont de plus en plus urgentes. Le SACDENGUE, accessible par toute la population et aussi pour les services de surveillance épidémiologique de l'État, est très utile pour aider les campagnes de lutte contre les vecteurs et donc contre la maladie.

Bibliographie

- BESERRA, et al. 2006. *Atlas geográfico da Paraíba*. João Pessoa/PB, Secretaria de Estado da Saúde da Paraíba.
- BRASIL Ministério da Saúde - Secretaria de Vigilância em Saúde. Departamento de Vigilância Epidemiológica. 2005: *Doenças infecciosas e parasitárias: Guia de bolso*. 6ed. rev. Brasília. 222p.
- CONFALONIERI, U. E. C. Variabilidade climática, vulnerabilidade social e saúde no Brasil. In: *Mudanças Climáticas: Repercussões Globais e Locais*. Terra Livre, São Paulo, Ano 19, N.20, v01, p51- 63. 2003.
- IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística), 2000 : <http://www.ibge.gov.br> – Décembre, 2009.
- MENDONÇA F. 2003 : Aquecimento global e saúde: Uma perspectiva geográfica – Notas introdutórias. *Revista Terra Livre*, AGB-DN, I, **20**, 205-221.
- MENDONÇA, F. 2004. Rechauffement global et santé: Aspects généraux et quelques particularités du Monde Tropical. *Annales de l'Association Internationale de Climatologie*, p.157-175.
- MENDONÇA, F. 2006. Aquecimento Global e suas manifestações regionais e locais – Alguns indicadores da região Sul do Brasil. In: *Revista Brasileira de Climatologia*, V.2, p.71-86, 2006
- ROUQUAUYROL, M. Z.; ALMEIDA FILHO, N. 2003. *Epidemiologia e Saúde*. 06 Ed. Rio de Janeiro, 2003.

REMERCIEMENTS

Cette recherche est financé par Le Ministère de La Science et Technologie (CNPQ – Conseil National du Development Scientifique) du Brésil.

RISQUES INDUITS PAR LA CRUE EXCEPTIONNELLE DES 21-22 JUIN 2010 DANS LES GORGES DE TURDA (MONTS APUSENI, ROUMANIE)

MOLDOVAN F.¹, PANDI G.¹, VIGH M.², TUDOSE T.³

¹Université «Babeş-Bolyai», Faculté de Géographie, 5-7, rue Clinicilor, 400006 Cluj-Napoca, Roumanie

²Université «Babeş-Bolyai», Faculté des Sciences et du Génie de l'Environnement, 30, rue Fântânele, 400294 Cluj-Napoca, Roumanie

³Centre Météorologique Régional «Transilvania Nord», 17, rue Vânătorului, 400213 Cluj-Napoca, Roumanie
moldovan@geografie.ubbcluj.ro, pandi@geografie.ubbcluj.ro, vmelindap@yahoo.com, t_traiant@yahoo.com

Résumé : L'étude analyse les conditions météorologiques et les conséquences hydrologiques des précipitations abondantes tombées les 21-22 juin 2010 dans le bassin de la Vallée de Hășdate (NE des Monts Apuseni). La présence du secteur étroit des Gorges de Turda a déterminé de grandes hausses du niveau et a généré un remous naturel. Ces phénomènes ont produit des dégâts importants, à la fois dans les Gorges de Turda (zone touristique très réputée) et dans le secteur situé en amont des gorges.

Mots-clés : gorges, crue, dégâts, Monts Apuseni

Abstract : Risks induced by the 21-22 June 2010 exceptional high flood in Turda Gorges (Apuseni Mountains, Romania). The paper examines the meteorological conditions and the hydrological consequences of the abundant precipitation fallen between June 21 - 22 in the Hasdate valley basin (NE of the Apuseni Mountains). The existence of Turda Gorges' narrow sector determined high water level rises and led to the formation of a natural backwash (sau eddy, sau swirl). These phenomena caused significant damages both in Turda Gorges (which is a highly acclaimed tourist area), and immediately upstream the gorges.

Keywords : gorges, high flood, damages, Apuseni Mountains

Introduction

L'étude analyse les causes, les caractéristiques et les conséquences d'une crue exceptionnelle survenue dans les Gorges de Turda, une réserve scientifique (faune, flore, paysage) et une zone touristique de premier rang (tourisme itinérant, alpinisme, parapente, vol à voile) des Montagnes de Trascău, situées dans le nord-est des Monts Apuseni (fig. 1). Les gorges, d'une longueur de 1650 m, sont creusées dans des calcaires jurassiques et se sont formées par un processus d'antécédence. Elles sont situées dans le secteur final de la vallée de la rivière de Hășdate, à courte distance de son confluent avec la rivière d'Arieș, un affluent du Mureș. Aujourd'hui, la vallée de Hășdate est un rivière courte, longue de 31 km. La superficie du bassin est de 215 km², dont 185 km² sont contrôlés par la station hydrométrique Petreștii de Jos, située en amont de l'entrée dans les Gorges de Turda. L'altitude moyenne du bassin est de 629 m.

Les Gorges de Turda (selon le nom de la ville de Turda, à 8 km à l'est des gorges) sont situées immédiatement en aval d'une dépression sub-montagnarde très peu boisée, avec un relief de collines. En amont des Gorges de Turda, la vallée de Hășdate présente un aspect vieilli, très large et à faible pente. La capacité de charge du lit est réduite à cause du seuil lithologique que forment les roches calcaires dans lesquelles les gorges se sont formées et enfoncées. Ainsi, à cause de la réduction de la compétence de la rivière, l'eau a sculpté un lit peu profond, avec un cours caractérisé par une tendance à la formation de méandres. Dans les gorges, le lit mineur se rétrécit et lit majeur disparaît subitement.

1. Base de données et méthodes.

On a analysé des cartes synoptiques, des images radar et des valeurs de précipitations enregistrées dans la zone étudiée. Ainsi, on a reconstitué le débit maximal de la vallée de Hășdate dans le secteur de gorges et l'on a déterminé les éléments hydrométriques de la crue. Les données météorologiques et hydrologiques se réfèrent à la période du 21 au 22 juin 2010. On a inventorié les dégâts causés par la crue dans la partie amont et dans le secteur des gorges.

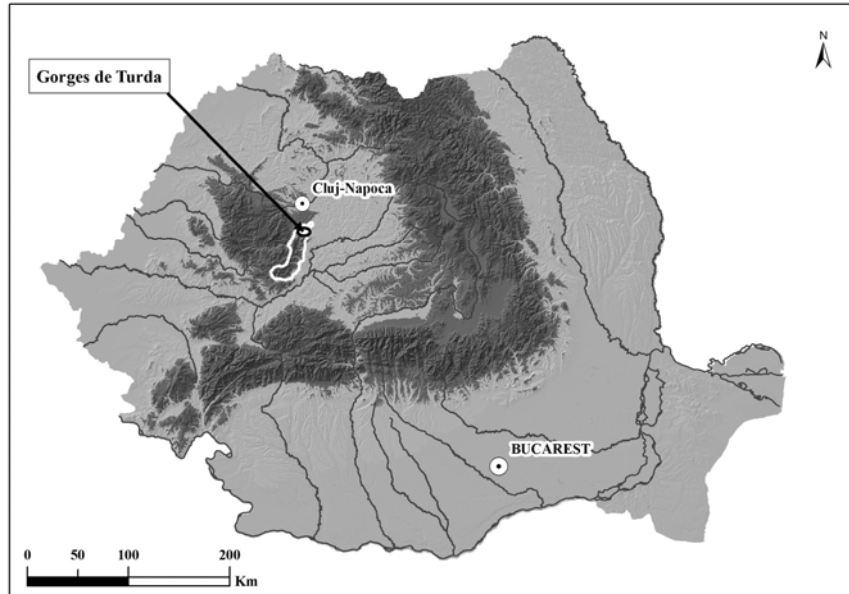


Figure 1 : Position géographique de la zone étudiée

2. Résultats et discussions

Le mois de juin 2010 a été très pluvieux en Roumanie, y compris dans sa partie nord-ouest. Par exemple, les valeurs mensuelles des précipitations ont atteint 213,9 mm à Zalău (la valeur normale en juin, calculée pour la période 1961-1990, étant de 99,1 mm, à une altitude de 295 m), 166,8 mm à Cluj-Napoca (87,9 mm et 410 m) et 172,6 mm à Turda (84,7 mm et 424 m). Les pluies ont été plus fréquentes dans la seconde moitié de juin, tandis que dans la première partie du mois, les températures enregistrées ont été très élevées, dépassant 35° C dans le sud-ouest, le sud et sud-est de la Roumanie.

2.1. Caractérisation de la situation synoptique

La situation synoptique des 21-22 juin 2010 est caractérisée en surface par la présence d'une dépression méditerranéenne, centrée sur le nord de la mer Adriatique, entraînée à l'avant de la dorsale de l'anticyclone des Açores, étendue sur l'ouest et le nord-ouest de l'Europe (fig. 2). L'air tropical maritime chaud et humide lié à cette dépression, est entré en contact avec l'air polaire continental plus froid et plus sec associé au maximum barométrique qui dominait la partie orientale du continent. La dépression au sol s'est maintenue en altitude, où un cyclone était présent, associé au lit d'une grande onde, venue des latitudes élevées. Ainsi, les conditions favorables ont été créées pour développer une instabilité accrue de l'air, ce qui a conduit à l'émergence de cellules convectives très puissantes, générant des précipitations abondantes, associées aux systèmes frontaux de la dépression mentionnée.

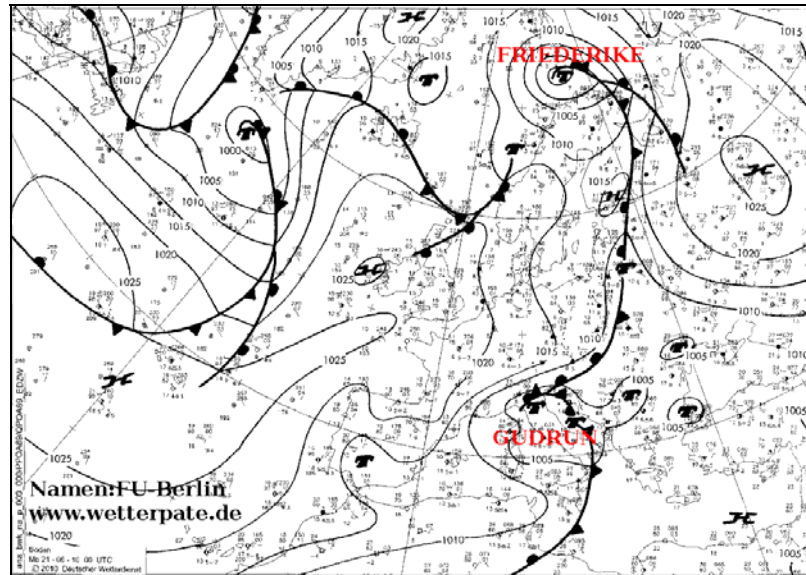


Figure 2 : Situation synoptique au niveau du sol - 21.06.2010 à 00h UTC (selon www.wetterzentrale.de)

Dans la zone étudiée, les grandes quantités de précipitations (ponctuellement, jusqu'à 78,6 mm en 3 heures) ont été dues à des noyaux très intenses de Cumulonimbus, dont les trajectoires ont été bien mises en évidence par les images radar (fig. 3).

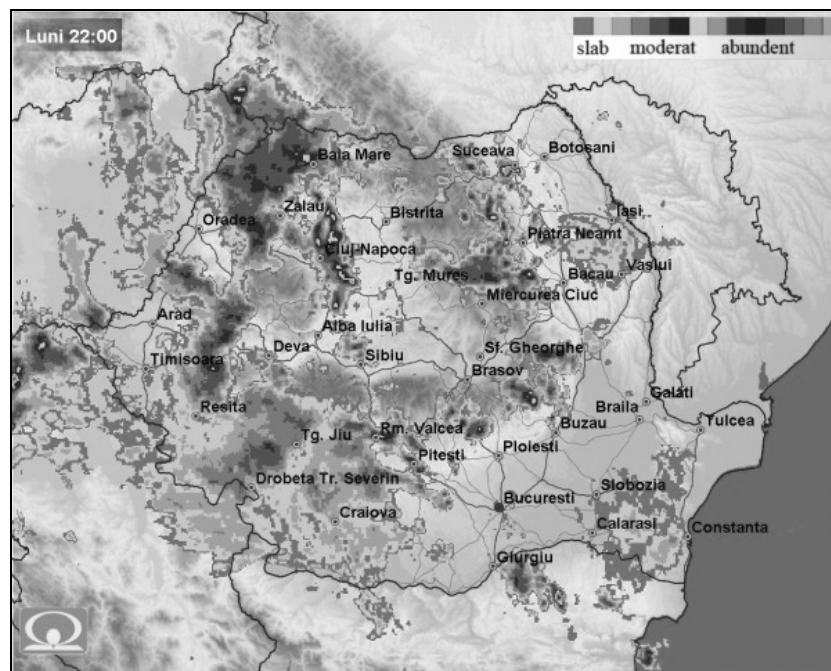


Figure 3 : Image radar - 21.06.2010 à 19h UTC (selon www.meteoromania.ro)

Le mouvement général de ces noyaux s'est fait de l'est-sud-est vers l'ouest-nord-ouest, respectivement d'est en ouest, c'est-à-dire de l'aval vers l'amont par rapport à la direction d'écoulement de la rivière. Les noyaux les plus intenses des nuages Cb ont alterné sur le côté gauche et le côté droit de la vallée de Hășdate, ce qui a favorisé les très importantes hausses de débit et de niveau de l'eau. Selon les données radar du potentiel de précipitation des noyaux de nuages Cb (mm/h), la période des plus fortes précipitations (après-midi et soirée du 21 juin 2010) peut être divisée en trois épisodes: le premier, entre 15 et 17h UTC, avec des précipitations surtout sur le côté gauche de la vallée de Hășdate; le deuxième épisode, entre 20 et 22h50 UTC, avec des précipitations dans la zone de la rivière et sur le côté droit de la vallée; le troisième épisode, entre 23h30 et 24h UTC, avec des précipitations de nouveau

surtout sur le versant gauche de la vallée de Hășdate. Les intensités les plus fortes ont atteint 44 mm/h, aux alentours de 21h UTC, et ont été observées sur le côté droit de la vallée de Hășdate, à courte distance de l'entrée de la rivière dans les gorges.

2.2. Le calcul et les éléments de la crue

Les caractéristiques morphologiques du secteur de la rivière, ainsi que les conditions de la concentration rapide de l'écoulement de surface, entraîné par les pentes plus raides du bassin supérieur et le faible degré de boisement de celui-ci, déterminent les spécificités de l'évolution des crues. Lors des grandes crues, le secteur des gorges ne peut recevoir et contenir le volume d'eau et un remous naturel se produit.

La crue des 21-22 juin 2010, analysée dans la section de la station hydrométrique Petreștii de Jos, est caractérisée par un développement très rapide, avec des valeurs significatives du débit de pointe et du volume d'eau écoulé.

Parce que la station hydrométrique n'est pas équipée de dispositifs automatiques, le pic de crue, produit pendant la nuit, n'a pas été lu sur la mire. Dans ces conditions, on a reconstitué le débit maximal de la crue. Deux méthodes ont été utilisées. La première a utilisé la formule semi empirique suivante :

$$Q_{\max} = C * A * \phi$$

où: C - paramètre caractérisant le débit maximum spécifique de la surface unitaire, zoné pour le territoire de la Roumanie;

A – superficie du bassin hydrographique;

ϕ - coefficient de réduction du débit maximal, calculé avec l'aide de la zone (A) et de l'exposant réductionnel (n).

$$\phi = \frac{1}{(A+1)^n}$$

En utilisant $C = 3000 \text{ l/s.km}^2$, $A = 185 \text{ km}^2$, $\phi = 0,145$, on a obtenu le débit maximal de $80,5 \text{ m}^3/\text{s}$.

Une deuxième méthode est fondée sur la levée topographique et le calcul d'une section transversale dans les gorges, pour une superficie de bassin versant de 195 km^2 . On a mesuré la superficie de la section transversale ($A\omega$), on a reconstitué la pente de l'eau au niveau maximal (I), on a calculé le rayon hydraulique (R), et l'on a extrait la valeur du coefficient de rugosité (n) du tableau de Manning. Les formules de calcul sont:

$$Q = \frac{A\omega * I^{1/2} * R^{2/3}}{n} \quad \text{et} \quad R = \frac{A\omega}{P}$$

où: P - périmètre de la section active.

Par ces calculs, on a trouvé une valeur de $85,7 \text{ m}^3/\text{s}$ pour le débit maximal. Le débit aurait été beaucoup plus élevé si le phénomène de remous ne s'était pas produit. Comme la différence entre les deux débits est très faible (6%), la valeur de $82,0 \text{ m}^3/\text{s}$ a été choisie pour la reconstitution du débit maximal de la crue.

La détermination des éléments de la crue a été faite à l'aide du logiciel Cavis. On a utilisé la méthode linéaire de délimitation. On constate que la durée totale de la crue a été de 36 heures, dont la hausse a duré 9 heures (fig. 4.). Un volume total d'eau de 3,75 millions m^3 est entré dans les gorges. Le volume pendant la période de hausse a été de 1,36 millions m^3 . Les rapports $T_t/T_{CR} = 4$ et $V_t/V_{cr}=2,8$ caractérisent correctement les crues dans les bassins hydrographiques petits. La crue a eu un coefficient de forme de 0,35.

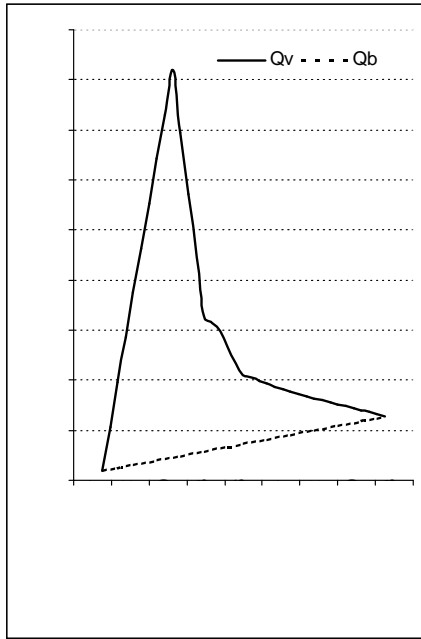


Figure 4 : Hydrographe de la crue de 21-22 juin 2010 Qv – débits de la crue; Qb – débits de base

2.3. Le phénomène de remous naturel

Puisque la vallée étroite des gorges n'a pas pu recevoir le volume d'eau transité par le lit majeur de la rivière, la formation d'un véritable lac en amont des gorges a provoqué des inondations et des dégâts. La zone d'élargissement de la vallée à l'entrée des gorges, à faible pente, a été recouverte d'eau sur une superficie de 4 ha. L'inondation a touché une maison et les terrains agricoles de la région.

Des dommages importants ont été enregistrés également dans les Gorges de Turda, qui sont une réserve naturelle. Le débit très fort et le rétrécissement de la vallée dans le secteur des gorges ont entraîné de très importantes augmentations du niveau à l'intérieur des gorges, ce qui a complètement détruit deux des quatre ponts indispensables pour la traversée à pied du sentier touristique à travers les gorges. Les éléments naturels d'un système environnemental unique dans la région ont été touchés.

Le phénomène analysé n'a pas été le seul dans la région. Sur les parois de la maison affectée on a retrouvé les traces d'un phénomène similaire, mais beaucoup plus fort, qui a eu lieu en 1940. La différence entre les niveaux de l'eau est d'environ deux mètres. Le très haut niveau de 1940 s'explique par le fait qu'à l'époque les eaux ont déplacé beaucoup de matériaux du village voisin, ce qui a contribué à l'obturation plus importante de la vallée de Hășdate à l'entrée dans les gorges.

Conclusion

Les événements présentés soulignent, une fois de plus, l'importance des informations fournies par le radar météorologique dans les situations de fortes précipitations. Il est nécessaire de mettre en œuvre un système d'alerte plus efficace pour de telles situations (heureusement, dans le cas étudié, les phénomènes se sont produits la nuit, quand il n'y avait pas de touristes dans les gorges). L'existence en amont des gorges d'une station hydrométrique s'est avérée très opportune, mais son équipement doit être amélioré. Il est nécessaire de redimensionner la hauteur par rapport au niveau de l'eau des quatre ponts des gorges.

Bibliographie

Pandi G., 2010: The analysis of flood waves. *Air and Water – Components of the Environment*. Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca, 530p.

Pop Gr., 2001: *Depresiunea Transilvaniei*. Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca, 274p.

***, 1986, *Calculul debitelor maxime pentru bazine hidrografice mai mari de 10 km², cu ajutorul formulelor reduktionale*. INMH, București, 52p.

***, Archives du Centre Météorologique Régional „Transilvania Nord”, Cluj-Napoca.

***, Archives de l'Administration du Bassin de la Rivière de Mureș, Tg. Mureș.

***, www.meteoromania.ro

***, www.wetterzentrale.de

INVERSIONS THERMIQUES DANS LA DEPRESSION INTRAMONTAGNEUSE DE ÎNTORSURA BUZĂULUI (ROUMANIE)

MURĂRESCU O.¹, PEHOIU G.¹, TURLOIU R.²

¹ Université Valahia de Târgoviște, Faculté de Sciences Humaines, Département de Géographie, Roumanie

² Conseil Départemental de Dâmbovița, Roumanie

e-mail : ovidiu_murarescu@yahoo.com, gpehoiu@yahoo.com, raresturloiu@yahoo.com

Résumé : La particularité climatique de cette aire dépressionnaire intramontagneuse, comme d'ailleurs d'autres dépressions telles Gheorghieni, Ciuc, Comandău etc., consiste dans les inversions de température qui se produisent pendant toute l'année, mais avec une fréquence élevée pendant la saison froide. Ce fait est favorisé par sa forme et position, lesquelles facilitent, en concordance avec la circulation des masses d'air, des températures fréquentes comprises entre -15 et -25°C en hiver.

Mots-clés : dépression intramontagneuse, Roumanie, température, inversions thermiques.

Abstract : *Temperature inversions in the intra-alpine depression of Întorsura Buzăului (Romania)*

The climatic peculiarity of this intra-alpine depressionary area, as well as in the case of other depressions, such as Gheorghieni, Ciuc, Comandău etc., is represented by the temperature inversions that occur throughout the year, nevertheless with a high frequency during the cold season. This fact is favored by its shape and position, which facilitate, in agreement with the air masses circulation, frequent temperatures ranging between -15 and -25°C during winter.

Key-words : *intra-alpine depression, Romania, temperature, temperature inversions.*

Introduction

Les inversions de température, dans certaines conditions, peuvent favoriser l'apparition de certains risques climatiques, en fonction de leur fréquence, durée et intensité. Le sur-refroidissement de la surface, dans les aires dépressionnaires intra montagneuses, conduit au maintien des températures basses. Dans ce type d'aires peuvent se produire certaines des plus intenses et dangereuses inversions thermiques (de type advectif, radiatif et orographique), ce qui facilite le refroidissement plus accentué par rapport aux régions limitrophes, dû au fait qu'ici, il s'agit aussi d'un écoulement gravitationnel de l'air froid, qui intensifie le processus de refroidissement (Bogdan et Niculescu, 1999 ; Bogdan et Marinică, 2007).

1. Position géographique de la zone d'étude

La dépression intra montagneuse de Întorsura Buzăului se développe dans le cadre de la courbure des Carpates, dans le nord-ouest des montagnes de Buzău, le long des champs alluviaux de la rivière de Buzău et sur ses affluents, mais aussi avec un prolongement au niveau des montagnes basses environnantes (700-850 m), dont les versants glissent en dessous des alluvions. Du point de vue génétique, il s'agit d'une aire dépressionnaire résultant à la suite de l'érosion différentielle (figure 1).

2. Données et méthodes de travail

Le calcul de l'intensité des inversions de température est difficile à réaliser, car il ne faut pas tenir compte seulement de la valeur thermique enregistrée au niveau de la surface active et dans la couche microclimatique de 2 m (aspect possible dans le cas des inversions qui comprennent seulement la couche correspondante – Bogdan et Niculescu, 1999).

L'intensité des inversions de température représente les différences thermiques qui se produisent entre les deux limites de la couche d'inversion, ce qui rend nécessaires les sondages sur la verticale, mais lorsque ces sondages manquent, on peut recourir à la différence de température entre des stations météorologiques situées à diverses altitudes.

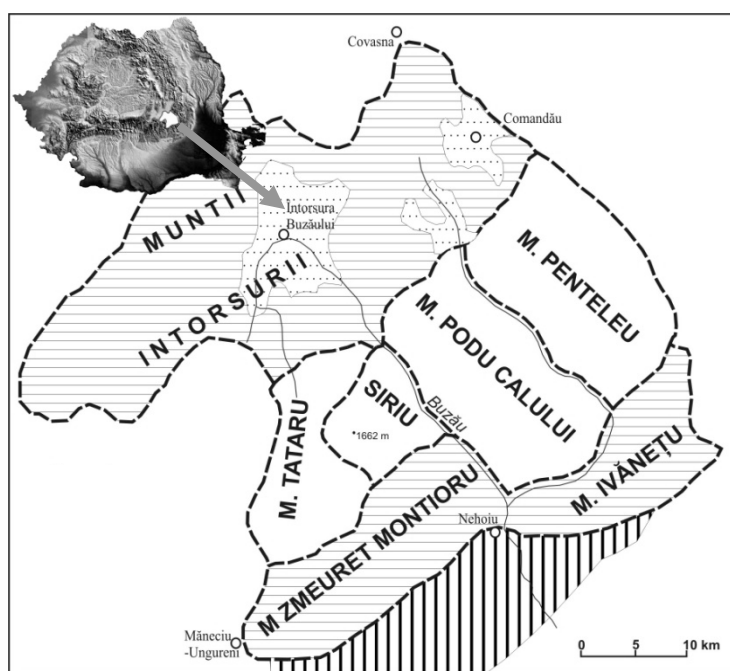


Figure 1 : La position géographique de la dépression de Întorsura Buzăului dans le cadre de la Roumanie et des Carpates.

Pour mettre en évidence les phénomènes d'inversion thermique qui se produisent dans le cadre de l'aire dépressionnaire étudiée, nous avons analysé par comparaison les séries de données de trois stations météorologiques : Întorsura Buzăului, Penteleu et Bisoca (figure 2).

La période d'étude est comprise entre 1990 et 2010, car les stations météorologiques de Penteleu et de Bisoca ont été créées dans les années 1980.



Figure 2 : Position géographique des stations météorologiques de Întorsura Buzăului, Penteleu et Bisoca.

La station météorologique de Întorsura Buzăului se trouve dans l'aire dépressionnaire mentionnée ($43^{\circ}32'N / 26^{\circ}41'E$, avec une altitude de 707 m). Dans la zone montagneuse environnante, nous avons sélectionné la station météorologique de Penteleu, située à $43^{\circ}36'N$

/ 26°24'E (1635 m), sur le versant ouest des montagnes de Buzău, à une distance de 28 km par rapport à la localité de Întorsura Buzăului.

La troisième station météorologique analysée, Bisoca, se trouve dans les Sous-Carpates internes de Buzău, à 45°40'N / 26°3'E (850 m), à une distance de 60 km par rapport à Întorsura Buzăului et à 35 km de Penteleu (figure 2).

3. Résultats

Dans l'aire dépressionnaire intracarpatique de Întorsura Buzăului, comme d'ailleurs dans toutes les aires dépressionnaires des Carpates roumaines, l'onde de propagation des inversions de température a une direction nord/nord-est / ouest/sud-ouest, en conformité avec la direction de déplacement des masses d'air froid arctique continental qui les génère et dont l'orientation est guidée par la position des montagnes. L'influence de la Mer Méditerranée et de la Mer Noire peut limiter la pénétration vers le sud de ces masses d'air froid, ce qui explique le fait que le sud de la Roumanie n'est généralement pas affecté par ce type de phénomènes (Mihai *et al.*, 1971 ; Bogdan *et al.*, 1974 ; Bogdan et Niculescu, 1999 ; Bogdan et Marinică, 2007).

La dépression de Întorsura Buzăului fait partie des aires dépressionnaires les plus typiques de Roumanie en ce qui concerne la fréquence, la durée et l'intensité des inversions thermiques. Les conditions locales favorisent l'apparition des inversions de température pendant toute l'année. Les inversions durables et intenses les plus fréquentes se manifestent dans l'intervalle des mois de janvier-février, lorsque les maximums de pression atmosphérique qui apportent des masses d'air froid continental des régions de nord et de nord-est dominant ; ici, ces masses rencontrent des conditions de pénétration et de stationnement prolongées. Cette caractéristique permet de mettre en évidence les inversions thermiques à travers la manière de distribution des températures moyennes interannuelles, surtout celles de la saison froide, et spécialement pendant la période de l'année mentionnée ci-dessus.

La température moyenne calculée pour 1990-2010 pour les mois de janvier et février est comprise entre -3 et -5°C à Întorsura Buzăului (707 m), enregistrant une baisse d'environ 3-4°C par rapport à celle de Bisoca, située à 850 m (figure 3).

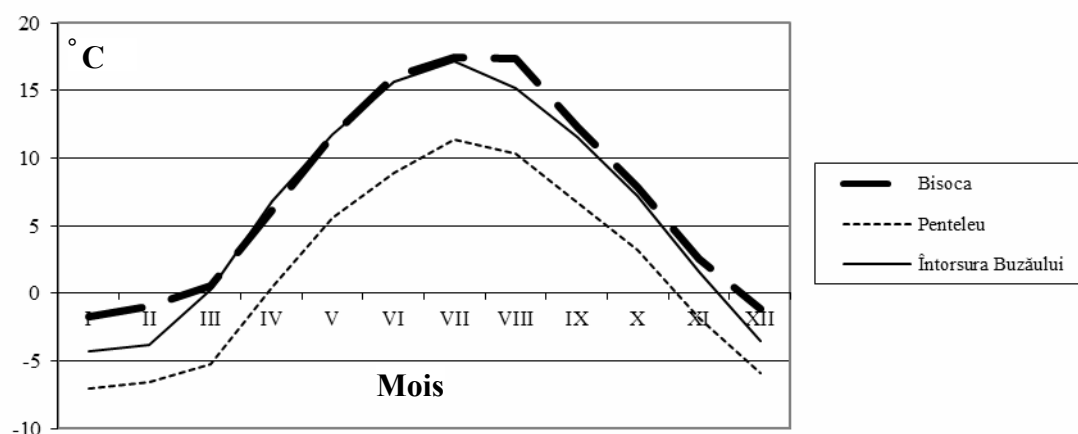


Figure 3 : Evolution des températures mensuelles moyennes (1990-2010) pour les trois stations étudiées.

Les températures minimales de chaque jour peuvent enregistrer des écarts significatifs par rapport à la zone environnante, entre 5 et 10°C de moins dans la dépression par rapport aux températures enregistrées à la station météorologique de Penteleu, et entre 10 et 12°C de moins dans la dépression par rapport à la station météorologique de Bisoca (tableau 1).

Tableau 1 : Températures mensuelles minimales (en °C ; 1990-2010) des trois stations (archives de l'Agence Nationale de Météorologie).

Mois (année) Stations	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	An
Bisoca (850 m)	-22,6 23/2006	-20,2 13/1994	-15,0 1/2005	-7,0 7/2003	-2,5 4/1995	2,2 1/1994	3,7 9/1993	5,0 29/1998	0,2 30/1993	-7,3 27/1991	-17,1 12/1993	-19,0 17/1997	-22,6
Penteleu (1635 m)	-23,1 31/1991, 6/2002	-26,5 13/2004	-22,4 1/2005	-15,7 9/2003	-10,4 4/1995	-3,1 19/2000, 5/2001	0,8 9/1993, 20/1996	0,0 31/1993	-4,2 25/2000	-16,2 29/1997	-17,3 25/2004	-27,0 9/2002	-27,0
Întorsura Buzăului (707 m)	-35,5 5/1990	-35,8 8/2005	-31,2 2/2005	-9,7 18/1996	-4,9 4/1990, 5/1994	-0,3 1/1990	2,0 21/1996	1,3 30/1990	-6,3 26/1992	-12,2 29/2003	-25,0 24/2008	-34,5 25/1998	-35,8

La même situation peut être observée aussi dans le cas de l'analyse des températures mensuelles maximales moyennes (figure 4).

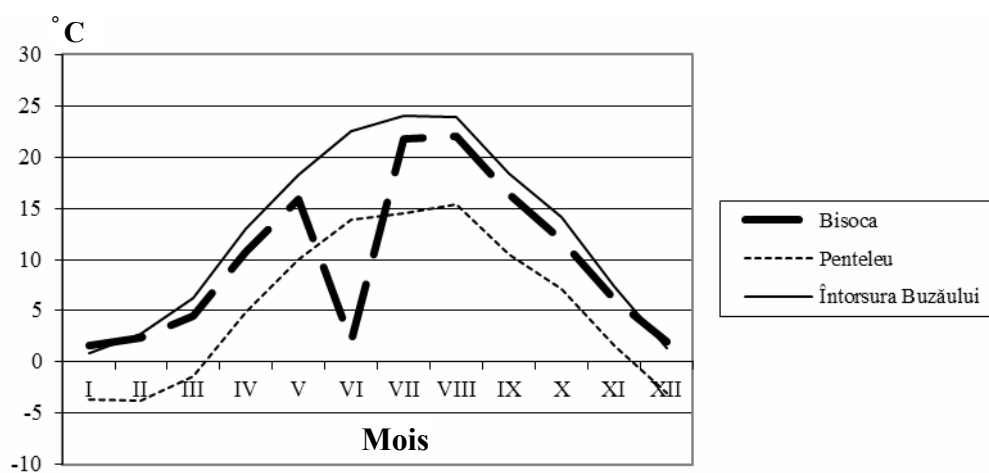


Figure 4 : Evolution des températures mensuelles maximales moyennes (1990-2010) des trois stations étudiées.

Des différences importantes apparaissent aussi dans le cas des températures minimales absolues, lesquelles peuvent indiquer des risques climatiques. Si à Întorsura Buzăului, pour les dernières 20 années, la température minimale absolue a été de -35,5°C (février 2005), à Penteleu, celle-ci a été de -27°C (décembre 2002), et à Bisoca, de -22,6°C (janvier 2006), toutes étant provoquées par la pénétration de vagues de froid massives d'origine polaire. Au sol, la température atteint des valeurs de -38 à -36°C en février 2005 (figure 5 ; tableau 1).

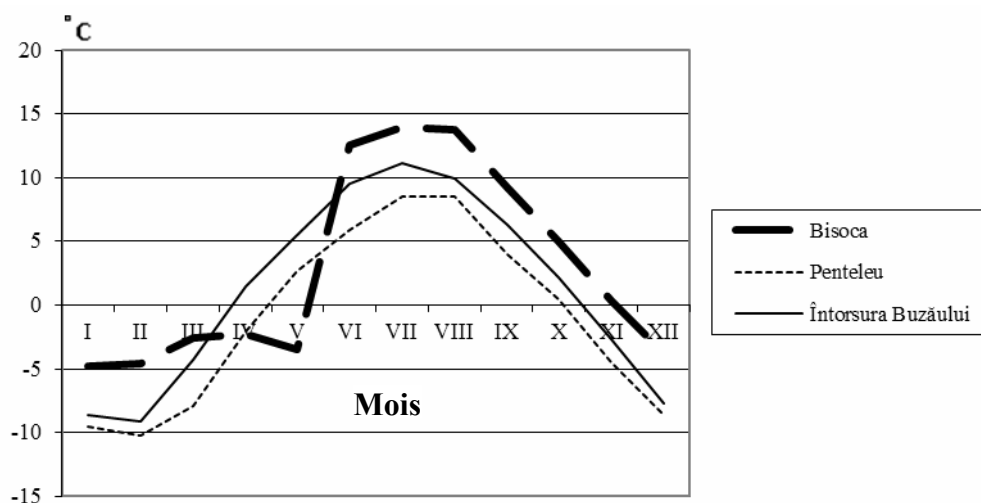


Figure 5 : Evolution des températures mensuelles minimales moyennes (1990-2010) des trois stations étudiées.

A la suite de l'analyse des températures minimales et maximales moyennes (mensuelles, journalières et horaires), on peut observer à Întorsura Buzăului une série de caractéristiques des inversions de température, ainsi qu'un grand nombre de cas de tels phénomènes induits par la température minimale (60-80 jours par an), situation similaire à d'autres aires dépressionnaires de Roumanie (Giurgeu, Ciuc, Joseni ou Braşov).

Au fil d'une année, des inversions thermiques sont enregistrées dans l'intervalle des mois de septembre-mars, et en corrélation avec les valeurs maximales, en mars-novembre, par exemple par rapport à Bisoca. La durée des inversions thermiques est assez significative, pouvant se manifester de quelques heures à quelques journées consécutives.

Conclusions

A la suite de cette analyse succincte, il résulte que dans l'aire dépressionnaire intra montagnaise de Întorsura Buzăului, comme d'ailleurs dans toutes les aires similaires de l'arc carpatique, se produisent entre 60-80 journées à inversion thermique, ce qui fait que le fond de la dépression est couvert d'un air plus froid que celui existant sur les versants montagneux limitrophes. Ces inversions de température, en fonction de leur durée et de leur intensité, peuvent devenir des risques climatiques.

Bibliographie

Bogdan O., Mihai E. et Teodoreanu E., 1974 : *Clima Carpaţilor şi Subcarpaţilor de Curbură dintre Teleajen şi Slănicul Buzăului* (Le climat des Carpates et des Sous-Carpates de Courbure entre Teleajen et Slănicul Buzăului). Institutul de Geografie, Staţiunea de Cercetări Geografice Pătârlagele, Bucureşti, 175 p.

Bogdan O. et Niculescu E., 1999 : *Riscuri climatice în România* (Risques climatiques en Roumanie). Editura SEGA International, 280 p.

Bogdan O. et Marinică I., 2007 : *Hazarde meteo-climatice din zona temperată. Geneză şi vulnerabilitate cu aplicaţii la România* (Risques météoclimatiques dans la zone tempérée. Genèse et vulnérabilité avec applications concernant la Roumanie). Editura « Lucian Blaga », Sibiu, 422 p.

Mihai E., Bogdan O., Teodoreanu E. et Neamu G., 1971 : *Influenţa reliefului asupra advecţiei unei mase de aer rece din nord-est. Inversiuni de temperatură din perioada 11-19 ianuarie 1965* (L'influence du relief sur l'advection d'une masse d'air froid du nord-est. Inversions de température de la période 11-19 janvier 1965). *Hidrotehnica*, **16**, 1, 31-35.

RISQUE TORRENTIEL FORT LIÉ À L'ÉVOLUTION DES PARAMÈTRES CLIMATIQUES EXTRÊMES : CAS DU VERSANT NORD CENTRAL DE LA MONTAGNE DE BARGOU (TUNISIE)

NASRI L.* et BEN SAKKA M.**

* Laboratoire de Cartographie Géomorphologique des Milieux, des Environnements et des Dynamiques (CGMED) N°94 Boulevard 9 avril 1938 1007_Tunis, latifa.nasri.cgmed@gmail.com

**INAT/GTZ – Projet AERE. 12, rue Tahar Ben Achour. Le Bardo – Tunis – Tunisie, bensakka@yahoo.fr

Résumé : Dans les deux stations principales de Zaghoua et Siliana on note une augmentation de la fréquence annuelle de la température maximale supérieure à 38°C, une augmentation de la fréquence annuelle de la température minimale dépassant 22°C et une augmentation de la fréquence des pluies orageuses. Cette évolution des paramètres climatiques extrêmes a des incidences directes et indirectes sur l'évolution géomorphologique actuelle de deux torrents de l'Oued Batta et son affluent Oued Dir Ouled Yahia qui se localisent dans le versant nord central de la montagne de Bargou. Le fonctionnement torrentiel montre une production des gélifracets dans le bassin de réception, une augmentation du transport par charriage et une accélération de l'érosion sur le cône de déjection ce qui nécessite une adaptation adéquate au risque torrentiel.

Mots clés : érosion, paramètres climatiques, risque torrentiel, montagne de Bargou.

Abstract : *Torrential high risk related to changes in the frequency of the extreme climatic parameters: case of the central north hillside of the mountain of Bargou (Tunisia).*

In the two principal stations of Zaghouan and Siliana we note an increase of the annual frequency of the maximum temperature higher than 38°C, an increase of the annual frequency of the minimal temperature exceeding 22°C and an increase of the frequency of the stormy rains. This evolution of the extreme climatic parameters has direct and indirect incidences on the geomorphological current evolution of two torrents of Oued Batta and its affluent Oued Dir Ouled Yahia which are located in the central north hillside of the mountain of Bargou. The torrential functioning shows a production of gelifracets in the collecting area, an increase of the transport by haulage and an acceleration of the erosion on the alluvial cone which requires an adequate adaptation to the torrential risk.

Keywords : erosion, climatic parameters, torrential risk, Bargou mountain.

Introduction

Aujourd'hui, les preuves scientifiques sont accablantes. Les observations et les mesures récentes présentées dans les derniers rapports du Groupe d'Expert Intergouvernemental sur l'évolution du Climat (GIEC) ne permettent plus de douter que le climat de la planète est en train de changer et que la plupart des changements observés au cours des cinquante dernières années sont imputables à l'activité humaine. Ce constat a été clairement formulé dans le quatrième rapport du GIEC, qui stipule que le réchauffement du système climatique est sans équivoque, et l'essentiel de l'accroissement observé sur la température moyenne globale depuis le milieu du 20^{ème} siècle est vraisemblablement dû à l'augmentation observée des gaz à effet de serre d'origine anthropique.

L'objectif du présent travail est d'étudier l'évolution des fréquences annuelles des températures maximale et minimale, ainsi que celle des pluies orageuses sur le versant nord central de la montagne de Bargou pour la période allant de 1959 à 2008, soit 49 années. Puis d'identifier leurs impacts sur le comportement morphodynamique des trois composantes spatiales des torrents, enfin de monter des mesures adéquates d'adaptation au risque torrentiel.

1. Evolution des paramètres climatiques extrêmes

1.1. La température maximale

La figure 1 indique l'évolution de la fréquence annuelle des températures maximales dépassant le seuil de 38°C. Cette fréquence traduit le nombre de fois dans l'année où la température maximale a été supérieure à ce seuil. Il en ressort que pour les deux stations les

plus proches de la montagne de Jebel Bargou (la station de Zaghouan à l'Est, et celle de Siliana, à l'Ouest), cette fréquence annuelle de dépassement est en nette augmentation depuis 1970. Les taux d'augmentation des deux stations sont pratiquement semblables. Dans les années 1970 – 1975, les fréquences de dépassement étaient respectivement de l'ordre de 7 à 8 fois/an pour la station de Zaghouan et de 12 à 15 fois/an pour Siliana. Actuellement, les fréquences de dépassement sont respectivement de l'ordre 20 fois/an et de 25 fois/an, soit à peu près un doublement de ces fréquences. Il est évident que cette augmentation a des conséquences sur l'environnement de la région et sur ses différents secteurs vitaux.

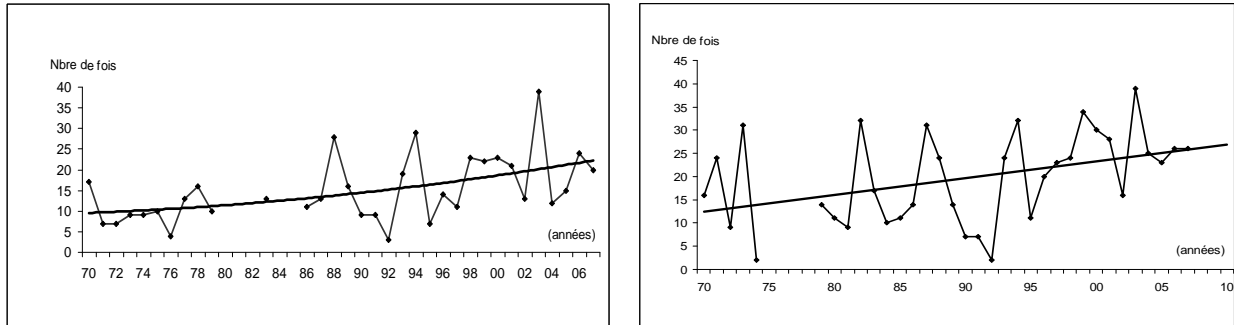


Figure 1 : Evolution de la fréquence annuelle des températures maximales dépassant le seuil de 38°C aux stations de Zaghouan (à gauche) et de Siliana (à droite)

La figure 2 montre la fréquence mensuelle des températures maximales dépassant le seuil de 38°C, en 2000, par rapport à l'année 1970 pour les deux stations considérées. Il en résulte qu'en juillet et en août 2000, les températures maximales ont dépassé le seuil de 38°C de 8 jusqu'à plus de 10 fois, tandis qu'en 1970, durant les mêmes mois, la fréquence de ces températures était inférieure à 5 fois.

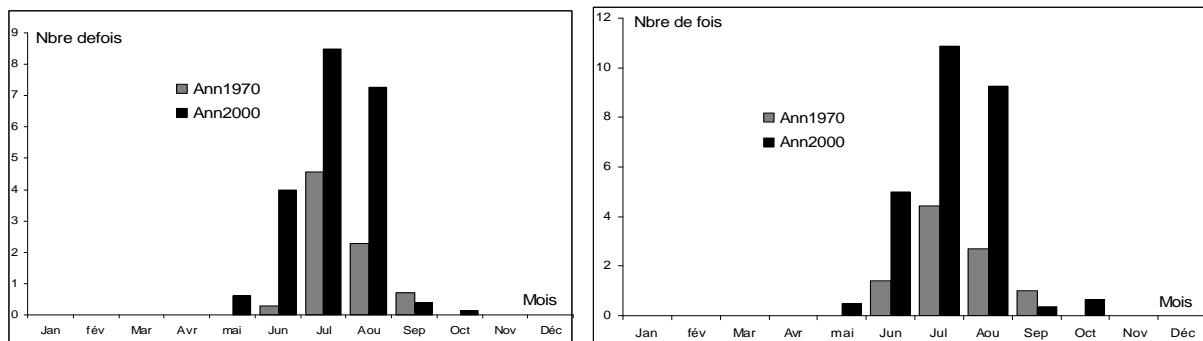


Figure 2 : La fréquence mensuelle des températures maximales dépassant le seuil de 38°C aux stations de Zaghouan (à gauche) et de Siliana (à droite) en 1970 par rapport à 2000

1.2. La température minimale

De même, on constate que la fréquence de la température minimale dépassant le seuil de 22°C est aussi en nette augmentation depuis 1970 pour les stations citées auparavant. Les taux d'augmentation des deux stations sont pratiquement semblables. Dans les années 1970 – 1975, les fréquences de dépassement étaient respectivement de l'ordre de 7 à 8 fois/an pour la station de Zaghouan, et de 3 à 4 fois/an pour celle de Siliana (Fig. 3). Actuellement, les fréquences de dépassement sont respectivement de l'ordre 18 - 20 fois/an et de 12 – 13 fois fois/an, soit une augmentation de l'ordre de plus de 10 fois/an pour les deux stations. L'augmentation de la fréquence annuelle de la température minimale supérieure à 22°C montre que les vagues de froid sont de plus en plus réduites et que l'atmosphère en entrain de se réchauffer (Labane et al., 1996).

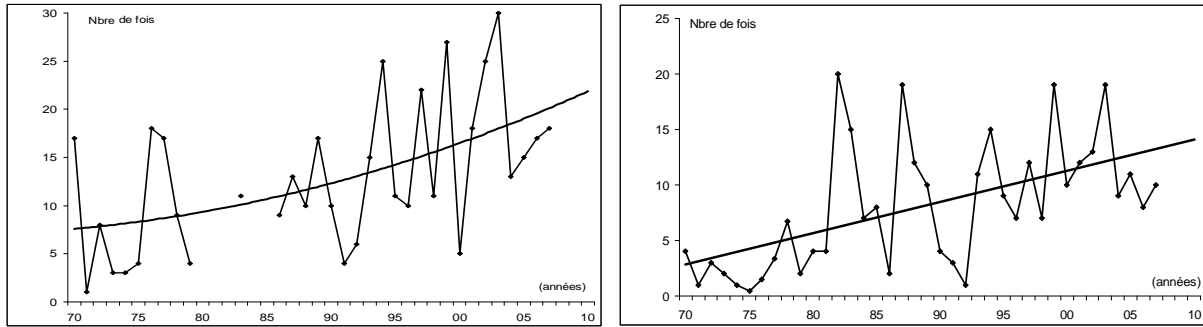


Figure 3 : Evolution de la fréquence annuelle des températures minimale dépassant le seuil de 22°C aux stations de Zaghouan (à gauche) et de Siliana (à droite)

1.3 Augmentation de la fréquence des pluies orageuses

Il est intéressant de constater que selon plusieurs études (tel que l'Agence de l'efficacité énergétique du Québec, 2004), les changements climatiques risquent d'influencer la fréquence des tempêtes et des orages. L'augmentation de la fréquence des pluies avec orages pourraient avoir des conséquences indésirables sur l'activité géomorphologique actuelle et sur la conservation des sols. La figure 4 indique l'évolution de la fréquence des pluies avec orage aux stations de Zaghouan et de Siliana. Il en ressort que ce type de pluie est en nette progression dans la région. Si dans les années 70 il y avait entre 3 et 8 pluies avec orage par an, actuellement, la fréquence annuelle de ce type de pluie a augmenté à 20 -25 fois/an.

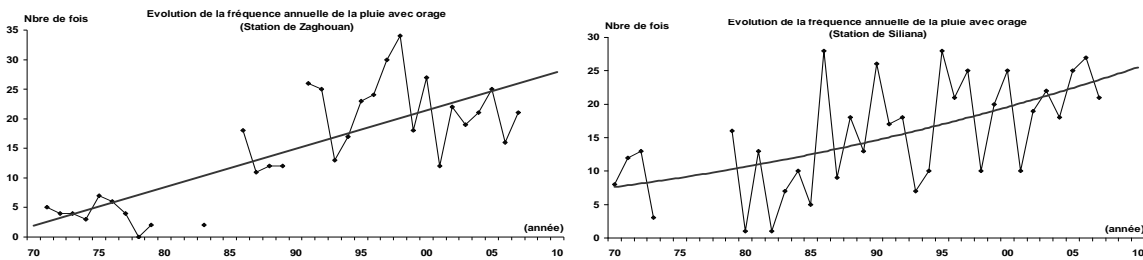


Figure 4 : Evolution de la fréquence annuelle des pluies orageuses aux stations de Zaghouan (à gauche) et de Siliana (à droite)

On peut constater également que dans cette région, ce sont les mois d'été et ceux du début de l'automne où il y eu les plus importantes accroissements des fréquences des pluies orageuses, de l'ordre de 2 à 3 fois/mois dans une quarantaine d'années (Fig. 5).

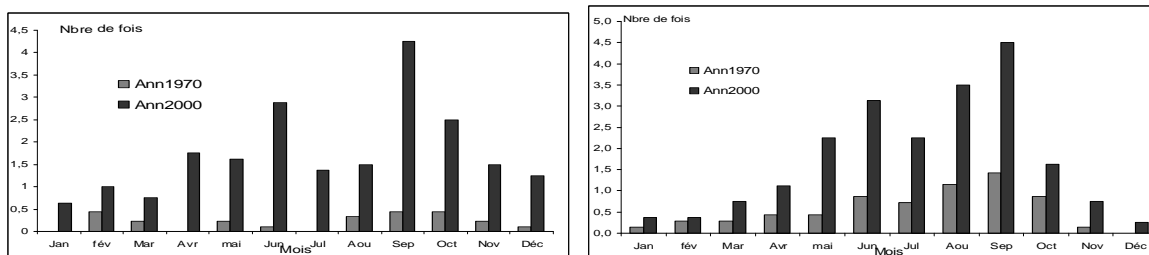


Figure 5 : La fréquence mensuelle des pluies orageuses aux stations de Zaghouan (à gauche) et de Siliana (à droite) en 1970 par rapport à 2000

2. L'évolution géomorphologique actuelle accentue le risque torrentiel

L'évolution des paramètres climatiques extrêmes a une incidence sur le fonctionnement de deux torrents de l'Oued Batta et son affluent Oued Dir Ouled Yahia situés sur le versant nord central de la montagne de Bargou (Fig. 6 et 7).

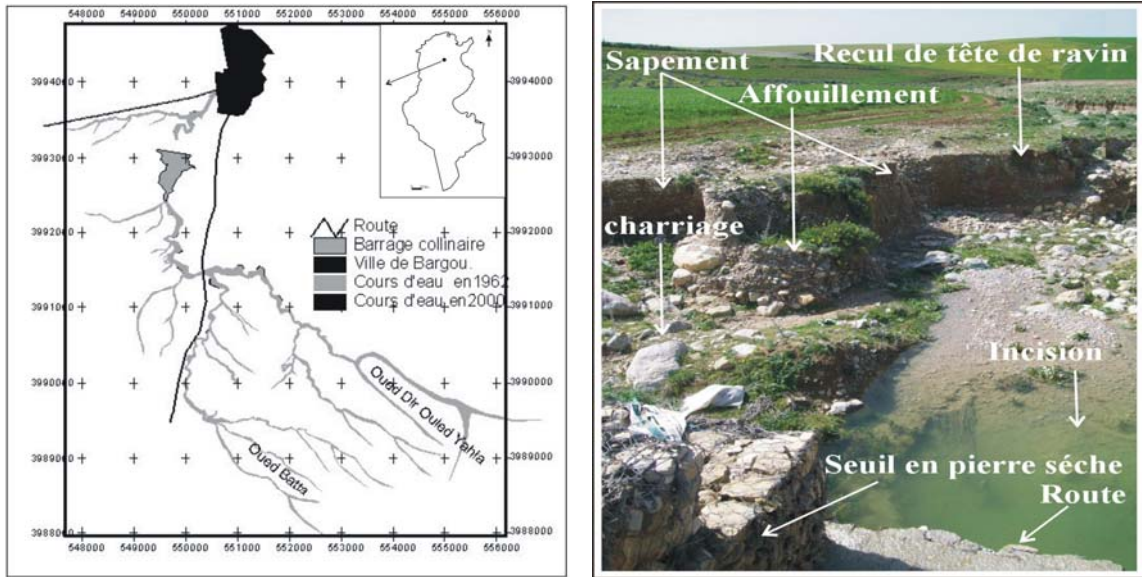


Figure 6 (à gauche) : L'évolution de l'espace raviné entre 1962 et 2000

Figure 7 (à droite) : Les processus de l'érosion de l'Oued Batta

2.1. L'augmentation de la production des gélifracsts dans le bassin de réception

Les bassins de réception correspondent à la zone d'érosion des torrents étudiés, où il y a la production des matériaux solides qui seront acheminés vers l'aval. L'action géomorphologique dans les talwegs y est faible, en se réduisant à la concentration des eaux. Elle est toutefois remarquable sur les versants grâce à l'altération sur place. L'effort de l'altération montre des processus différents dans les deux parties (supérieure et inférieure) des bassins de réception étudiés.

2.1.1. La zone supérieure

Elle occupe environ 2/3 de la superficie de chaque entonnoir de réception et se distingue par une forte pente (supérieure à 40%, par endroit, verticale). Cette zone fait partie de la retombée anticlinale nord de Bargou et correspond à un mont façonné dans les calcaires très durs et épais (200 m au signal de Bagou) de l'Aptien. Ce facteur géologique freine l'évolution du relief et l'activité de la morphogenèse actuelle. L'altération sur place des calcaires par dissolution se limite au sommet plat et large de la montagne de Bargou où l'eau peut stagner, ce qui a permis la genèse des dolines et des lapiez.

2.1.2. La zone inférieure

Elle occupe le 1/3 de la superficie de chaque entonnoir de réception mais son rôle est primordial dans la production de la charge solide des torrents car elle est le support d'une dynamique de versant très active grâce à la désagrégation. Cette partie inférieure se distingue par rapport à la partie supérieure, d'abord par une pente plus faible (10%), puis par l'alternance sur environ 1 km de longue, des calcaires et marnes allant de l'Albien au Maestrichien, permettant la genèse de plusieurs saillie et creux. Les barres calcaires donnent naissance au relief en saillie et subissent une érosion de versant très active par météorisation grâce à deux facteurs. D'abord, la structure de la roche calcaire est homogène mais fendillée ce qui facilite la météorisation. La sensibilité à ce type d'altération sur place augmente des calcaires les plus anciens vers les plus récents. Ensuite, les variations de la température qui dilatent et contractent la roche finissent par son éclatement. Les différences thermiques sont sensibles lorsque la température baisse au-dessous de zéro. Ainsi, le gel est le principal agent

de la désagrégation sur les deux torrents d'étude (Fig. 8). Les produits solides de la gélivation se déposent dans les couloirs monoclinaux marneux qui donnent naissance au creux. Ils sont favorables à l'érosion hydrique par ravinement et alimentent le chenal d'écoulement en matériaux solides fins.



Figure 8 (à gauche) : La gélifraction sur la barre calcaire
Figure 9 (à droite) : Seuil en pierre sèche détruite

2.2. L'augmentation du transport par charriage dans le chenal d'écoulement

Le chenal d'écoulement est la zone de transfert des matériaux produits par cryoclastie dans le bassin de réception vers l'aval. Les deux chenaux d'étude sont très réduits par rapport à la dimension des torrents (ils ne dépassent pas 150 m de longueur). Ils débutent à la confluence des principaux affluents dans le dernier couloir monoclinale qui sépare les barres calcaires du Maestrichien et de l'Eocène. Ici, le chenal est étroit, stable et nettement entaillé dans le versant, moins pentu que le bassin de réception. Le transit des sédiments s'effectue suite aux crues brutales caractéristiques au climat semi-aride. Actuellement, son rythme est plus fréquent à cause des forts débits liés à l'augmentation de la fréquence des pluies orageuses. Ceci suppose que le mode de déplacement des débris solides grossiers par charriage au fond du lit a augmenté et implique une violence de l'érosion actuelle sur les cônes de déjections.

2.3. Le cône de déjection : zone d'accumulation soumise à l'érosion

Les cours inférieurs de deux torrents de l'Oued Batta et l'Oued Dir Ouled Yahia s'étalent sur une zone de ralentissement de la dynamique suite à la diminution brusque de la pente, ce qui a favorisé l'accumulation de trois générations de cônes de déjection. Ces accumulations alluviales quaternaires de piémont se développent dans un contexte favorable au ravinement. Il s'agit d'un terrain affouillable des marnes du Priabonien qui évolue sous un climat semi-aride. Actuellement, les cônes de déjections actifs fonctionnent de manière temporaire à l'occasion des fortes pluies telles que les pluies orageuses.

2.3.1. L'accroissement de l'érosion pendant les forts débits

Lors des débits extrêmement forts liés aux pluies orageuses, la dynamique d'accumulation sur les cônes de déjection est remplacée par une érosion intense qui aboutit à une purge sédimentaire et à des fortes modifications dans la morphologie des cours d'eau en amont du barrage collinaire d'Oued Batta. Ces modifications sont dues à de divers processus à efficacité géomorphologique varié, tel que l'incision du fond du lit, le recul de tête de ravins et le sapement sur les berges (Fig.7). Ce dernier processus est très actif : il est le résultat du déplacement très rapide de la charge solide en suspension contre les berges concaves, ce qui engendre une tendance à creuser la rive à l'entrée du méandre. Le déplacement est favorisé par l'absence de la végétation riveraine qui piège des sédiments. Le sapement de berges

s'exerce au détriment des trois types d'accumulations : le dépôt actuel provenant de l'apport longitudinal par la charge solide produit par le bassin de réception ; puis le matériel alluvial quaternaire du cône de déjection amené par l'apport transversal, et enfin du substrat marneux. Le sapement basal finit par l'affouillement de la berge sur le lit mineur ; le dépôt des alluvions en aval de la berge concave, qui se comporte comme un petit barrage naturel au fond du lit, contraigne le cours d'eau à ce déplacer vers la rive opposée en conduisant ainsi, à un renversement du mécanisme de migration latérale (Peiry, 1990). Lors des fortes crues, ces accumulations à l'aval de la berge concave sont évacuées par un écoulement rapide et une vidange du fond du lit se réalise. Un retour à la migration latérale se réinstalle et une instabilité du profil transversal et longitudinal du cours d'eau se produit de nouveau.

2.3.2. Le débordement pendant les débits de plein bord

Les alluvions s'épandent en vrac juste en aval du point où le lit s'élargit. La charge solide y s'accumule ce qui produit un exhaussement de la partie centrale du lit et décrit une légère convexité dans l'axe du cours d'eau. En s'exhaussant, le torrent domine les régions adjacentes et lors des crues qui dépassent le rebord du lit mineur il quitte son lit en engendrant une dynamique d'alluvionnement accompagnée par une inondation et une migration du cours d'eau actif vers une position plus basse.

3. Les formes d'adaptation au risque torrentiel

L'inondation menace brutalement les habitations, les terres agricoles et la route construite sur le cône de déjection, ce qui exige des mesures adéquates d'adaptation des activités humaines aux changements géomorphologiques rapides engendrés par l'organisme torrentiel. Les seuils en pierres sèches réalisés dans quelques lits soulignent un état d'échec des ouvrages mécaniques à l'action du torrent (Fig. 9); par endroit l'effet de ces seuils est inverse à l'objectif en créant une menace pour les maisons sur la rive concave. Les aménagements adéquats proposés visent à réaliser un équilibre sédimentaire entre la capacité du transport et le volume de matières solides. Ces aménagements supposent : l'entretien des seuils existants, la réalisation de cordons végétaux dans le lit en amont, le creusement des bancs alluviaux et des zones de rehaussement du lit et une réinjection des matériaux solides dans les zones érodées.

Conclusion

L'évolution des paramètres climatiques extrêmes a des incidences sur l'évolution géomorphologique actuelle de deux torrents de l'Oued Batta et Oued Dir Ouled Yahia ce qui nécessite une adaptation adéquate au risque torrentiel.

Bibliographie

Agence de l'efficacité énergétique du Québec, 2004 : Programme d'efficacité énergétique disponible au Québec- Secteurs commercial et institutionnel. Accessible le 10 décembre 2004 à www.aee.gouv.qc.ca/pdf/institutions/PEE_15_04_04.pdf

Groupe d'Expert Intergouvernemental sur l'évolution du Climat (GIEC) 2007 : Bilan 2007 des changements climatiques : mesures d'atténuation, 175p

Labane Y., Hsoumi N., Kerkenni H. et Fray B., 1996 : Evolution de la température en Tunisie. *Actes du colloque sur la variabilité du climat et stratégies d'adaptation humaines en Tunisie*. Volume XI, 125-135.

Peiry J.L, 1990: Les torrents de l'Arve: dynamique des sédiments et impact de l'aménagement des bassins versants sur l'activité torrentielle. *Revue de Géographie Alpine*, **78**, 25-58.

DES ARTICULATION URBAINE ET PROBLEMES ENVIRONNEMENTAUX AU SENEGAL : EXEMPLE DES INONDATIONS RECURRENTES A PIKINE

NDIAYE A.¹ et SANÉ T.²

¹ Département de Géographie, Faculté des Lettres et Sciences Humaines, Université Cheikh Anta Diop de Dakar (Sénégal) ; amindiay2000@yahoo.fr,

² Département de Géographie, UFR des Sciences et Technologies, Université de Ziguinchor (Sénégal) ; tsane_sn@yahoo.fr

Résumé : *A l'instar des capitales ouest africaines, la ville de Dakar, déjà lieu de convergence des populations de l'AOF à l'époque coloniale, a vu sa population sans cesse augmenter depuis l'accession du pays à la souveraineté internationale en 1960. Cette croissance tendancielle et continue dans le temps est consécutive aux problèmes du monde rural, notamment, le bouleversement des systèmes de production agricole qui s'est amplifié, durant les années 1970 et 1980, avec la persistance de la sécheresse au Sahel et les politiques d'ajustement structurels. L'afflux massif de migrants ruraux dans la capitale sénégalaise, notamment dans sa banlieue, explique l'occupation irrégulière de l'espace et en conséquence, la naissance de quartiers spontanés et dépourvus de toutes normes urbanistiques. La ville de Pikine, initialement, lieu de relogement des déguerpis de Dakar intra-muros, avant 1960, en est un exemple patent et sa situation a été aggravée par des inondations importantes et récurrentes depuis 2005. C'est dans ce contexte de dégradation environnementale et de vulnérabilité de la population face à la variabilité climatique, que cet article se propose de faire le diagnostic de la situation à Pikine.*

Mots clés : *pluviométrie, inondation, environnement, Pikine.*

Abstract : *Urban dislocation and environmental problems in senegal: example of the recurring floods at pikine. Following the example of West African capitals, the city of Dakar, already place of convergence of the populations of the AOF in the colonial period, saw his population ceaselessly increasing since the entry of the country in the international sovereignty in 1960. This current continuous growing is the result of the problems of the rural world, in particular, the turnover of the systems of agricultural production which increased, during the 70s and 80, with the obstinacy of the drought in structural Sahel and the policies of adjustment. The massive influx of rural migrants in the Senegalese capital, in particular in its suburb, explains the irregular occupation of the space and consequently, the birth of districts spontaneous and devoid of any urbanistic standards. The city of Pikine, initially, place of rehousing of left of intramural Dakar, before 1960, is an obvious example and its situation was deteriorated by important and recurring floods since 2005. It is in this context environmental degradation and of vulnerability of the population in front of the climatic variability, that this article suggests making the diagnosis of the situation for Pikine.*

Keywords: *Pluviometry, Flood, Environment, Pikine.*

Introduction

Les problèmes environnementaux se posent avec acuité à Dakar, la capitale sénégalaise, notamment dans sa banlieue à Pikine. La forte vulnérabilité du site et la forte concentration de la population dans cet espace aux caractéristiques géographiques spécifiques exposent les habitants aux dangers multiples avec le retour sporadique des pluies à la normale. En effet, la pluie, source d'espoir et de bienfait, est devenue un cauchemar pour une bonne partie de la population pikinoise. L'approche de la saison pluvieuse est source d'angoisse et d'inquiétude pour tous les habitants des zones inondables du département de Pikine (Fig. 1).

Ville la plus peuplée de l'agglomération dakaroise, Pikine souffre depuis 2005 de sérieux problèmes environnementaux liés à la récurrence des inondations qui ont complètement désarticulé la structure de son tissu urbain. La population subit quotidiennement les conséquences du phénomène avec, entre autres, la prolifération d'agents pathogènes et de vecteurs de maladies infectieuses et parasitaires néfastes pour leur santé. Elle est également victime des conséquences liées à la perte de nombreuses habitations et structures socioéconomiques de base. La récurrence des inondations dans cette banlieue dakaroise, leurs conséquences mais aussi les problèmes liés à leur gestion sont source de préoccupation grandissante pour les populations et les pouvoirs publics.

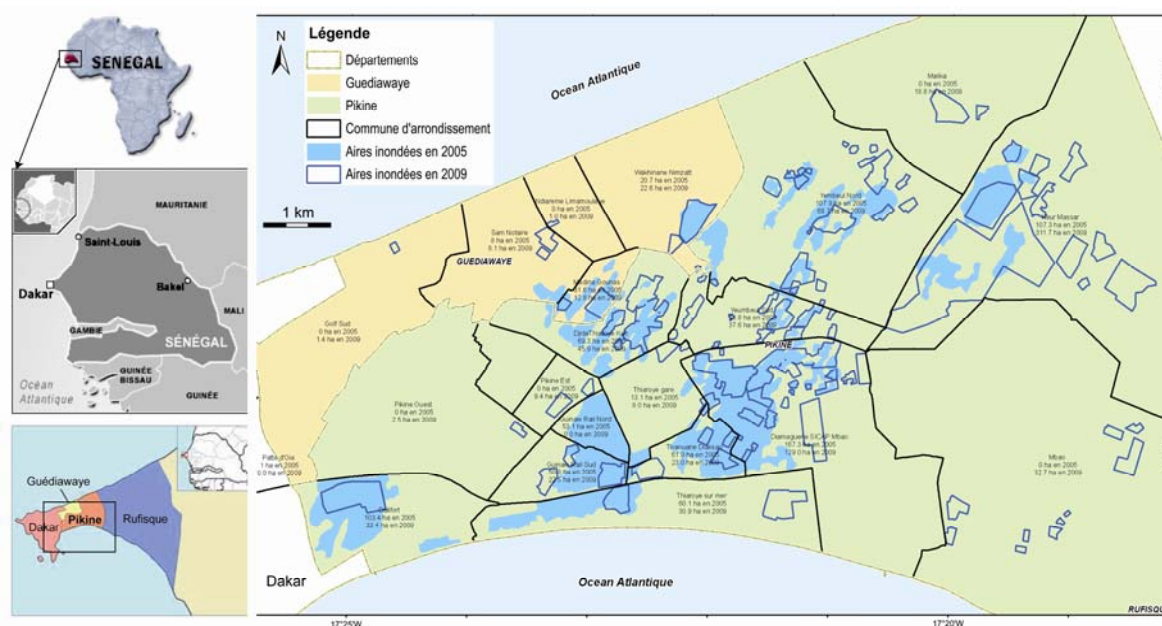


Figure 1 : La ville de Pikine dans la banlieue de Dakar : localisation de la presqu'île de Dakar au Sénégal (à gauche) et zones inondées en 2005 et 2009 (à droite, source : Image satellite GeoEye (14/10/2009) et image SPOT d'août 2005).

Ce travail porte sur l'examen des caractéristiques géographiques du site qui ont imprimé un caractère spécifique à cet espace. L'analyse des inondations et de leurs conséquences permet de mieux comprendre cette situation qu'on peut qualifier de "crise de la banlieue dakaroise". Les données pluviométriques mensuelles et annuelles de la station de Dakar-Yoff sont analysées afin de mieux mettre en évidence la problématique des inondations à Pikine. Les statistiques sur les victimes ainsi que les dégâts matériels qui en découlent illustrent la complexité de la situation environnementale dans cet espace.

1. Les limites naturelles de l'occupation de l'espace

1.1. Les caractéristiques pédo-géomorphologiques

Les aspects géomorphologiques constituent une dimension fondamentale dans la compréhension de la situation de "crise environnementale" qui prévaut dans la banlieue dakaroise. En effet, une bonne partie de la ville de Pikine se trouve dans la zone des "Niayes", constitués de dunes et de dépressions inter-dunaires s'échelonnant le long de la grande côte du Sénégal. Ces "Niayes" constituent un milieu assez original caractérisé par des dunes et des dépressions souvent inondées par l'affleurement de la nappe phréatique notamment lors d'épisodes pluviométriques favorables (Fig. 2). Cette région est caractérisée par des formations sédimentaires du quaternaire qui reposent sur des formations plus anciennes (Touré-Fall et Fall, 2001).

Au plan pédologique, la zone de Pikine est caractérisée, entre autres, par des sols ferrugineux tropicaux non lessivés qui se sont constitués pendant la phase sèche de l'Ogolien. Ces sols présentent une texture sableuse avec une faible capacité de rétention de l'eau, ce qui peut être un facteur explicatif du problème des inondations dans certaines parties de la région où celles-ci sont plus accentuées. Par ailleurs, la faiblesse des altitudes et l'inexistence d'exutoire sur d'autres bassins ou sur la mer, sont des caractéristiques majeures observées dans la zone contribuant ainsi largement, à la récurrence des inondations.

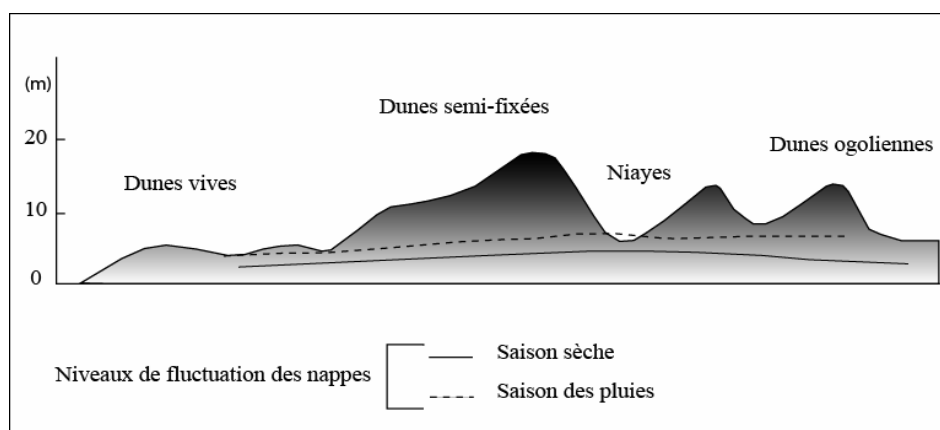


Figure 2 : Nappe sub-affleurante marquée par la saisonnalité (source Touré-Fall et Fall, 2001).

1.2. Un retour pluviométrique sporadique compromettant

Dakar appartient au domaine climatique sahélien côtier (Sagna, 2007) avec une pluviométrie moyenne annuelle d'environ 450 mm. Ce climat est assez doux par rapport au reste du pays, en raison d'une position géographique "privilégiée" et des influences océaniques qui donnent à la région un cachet particulier. Les pluies y sont liées aux remontées de la mousson en été et les perturbations cycloniques y déversent parfois des pluies importantes. Elles surviennent généralement entre juin et octobre avec un maximum en août (Fig. 3).

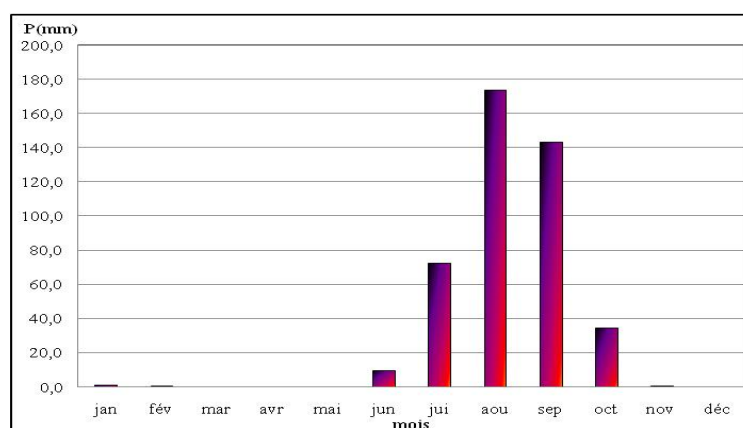


Figure 3 : Pluies moyennes mensuelles à Dakar-Yoff (1950-2010). Données source Agence Nationale de la Météorologie du Sénégal (ANAMS).

L'analyse de la situation pluviométrique à Dakar montre clairement que malgré la baisse généralisée des pluies, la décennie 2001-2010 a connu une situation particulière. Durant cette période, les années 2005, 2008 et 2010 se sont singularisées avec des totaux relativement importants (Fig. 4). Les cumuls mensuels ont été particulièrement importants en août et septembre avec respectivement 336 et 159,8 mm en 2005 et un total annuel de 663,4 mm, record jamais atteint depuis 1970. L'année 2005 peut donc, à juste titre, être considérée comme l'année phare de démarrage des inondations les plus importantes connues à Dakar pour la période récente. Depuis cette date, malgré la relative baisse des quantités pluviométriques recueillies en 2006 et 2007, la situation ne s'est jamais estompée. Pire, elle s'est renforcée, notamment en 2008 et 2010, années aux totaux pluviométriques également excédentaires (Fig.3). Les caractéristiques topographiques globalement basses et la nappe phréatique sub-affleurante ont largement contribué à la vulnérabilité de Pikine face aux pluies et donc au phénomène d'inondation.

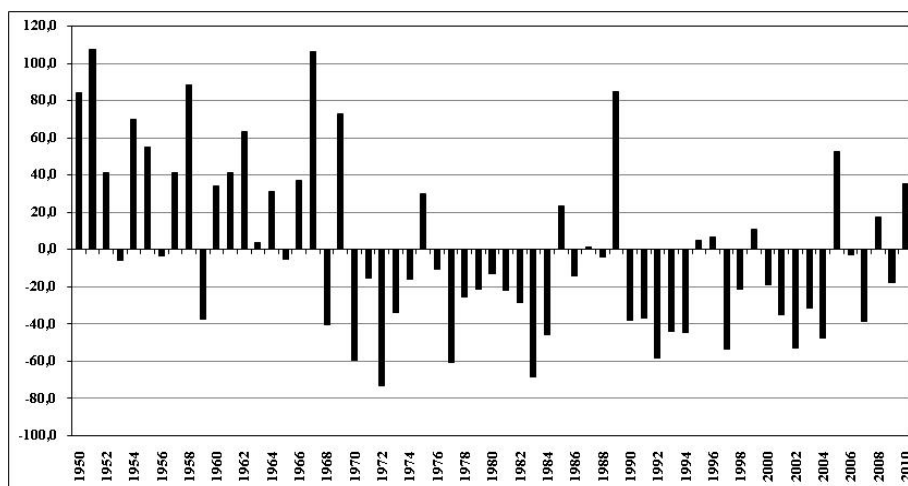


Figure 4 : Evolution interannuelle des pluies à Dakar-Yoff (1950-2010). Données source Agence Nationale de la Météorologie du Sénégal (ANAMS).

2. Une désarticulation spatiale et démographique favorable aux inondations

Plusieurs facteurs socio-économiques concourent à l'explication des inondations dans la banlieue dakaroise. Il s'agit, entre autres, des spéculations foncières, des défaillances institutionnelles et réglementaires imputables aux autorités locales. En effet, Pikine est fortement convoitée pour l'habitat à cause d'une urbanisation rapide dans un espace sans réserve foncière importante.

La forte occupation des zones *non aedificandi* dans cet espace remonte au début des années 1970, période qui correspond à la grande sécheresse en Afrique de l'Ouest. Cette époque est aussi caractérisée par l'afflux massif de ruraux vers les centres urbains. Or, ces migrants à la recherche de meilleures conditions de vie, ne disposaient pas d'une stabilité économique leur permettant d'être éligibles aux programmes immobiliers. C'est ainsi que les zones dépressionnaires des "Niayes" complètement asséchées ont fait l'objet d'une occupation anarchique, sans aucune norme urbanistique élémentaire, d'assainissement notamment. Le développement de l'habitat irrégulier dans ces zones y est aussi corrélatif à l'expansion du maraîchage ; la demande urbaine croissante en produits maraîchers étant couverte par les migrants, foncièrement agriculteurs.

Les implantations incontrôlées et irrégulières de populations dans ces dépressions se sont exacerbées surtout durant les années 1980 avec l'afflux massifs de ruraux. Sur une population estimée à 2 381 426 habitants en 2004 (DPS, 2002) pour l'ensemble de l'agglomération dakaroise, 43% habitent Pikine, d'où la forte pression démographique avec une densité dépassant 4000 habitants au km².

Sur un taux d'urbanisation annuel d'environ 8% pour Dakar, seuls 3% sont dus à la croissance naturelle, les 5% restant étant imputables au solde migratoire largement positif (Kane, 2007). La forte croissance démographique, la densification du tissu urbain, son imperméabilisation, et les multiples constructions irrégulières dans les dépressions – 25 à 45% de l'habitat selon Kane (2007) – ont provoqué de sérieux problèmes d'évacuation des eaux de ruissellement en période d'hivernage avec des conséquences socio-environnementales d'une ampleur considérable.

3. Les conséquences des inondations

Les inondations ont provoqué d'importantes conséquences environnementales, socio-économiques, institutionnelles et administratives dans la ville de Pikine.

3.1. Les conséquences environnementales et socio-économiques

Les constructions anarchiques dans les dépressions ont perturbé les "Niayes". En effet, les habitations et les infrastructures ont obstrué les cours d'eau traditionnels empêchant ainsi l'écoulement correct des eaux pluviales. Leur stagnation a ainsi entraîné la prolifération de certaines plantes aquatiques favorisant le développement de gîtes larvaires pour différents vecteurs.

Cette situation est à l'origine de conditions sanitaires précaires avec la recrudescence de nombreuses maladies. Le paludisme est devenu endémique et sa résurgence pendant la saison pluvieuse inquiète les populations. Il faut aussi noter l'existence de maladies diarrhéiques qui s'expliquent par le contact de la population avec les eaux usées et les ordures aux odeurs nauséabondes dans les zones affectées (Sané et Ndiaye, 2006). Dans ces conditions d'insalubrité et de manque d'hygiène, les parasitoses intestinales et autres infections d'origine hydrique se développent inévitablement, au même titre que les maladies dermatologiques.

Les problèmes sociaux et les dégâts matériels sont aussi considérables. Les conséquences économiques récurrentes à la fin de chaque saison des pluies se traduisent surtout en termes de pertes d'investissements de plusieurs années d'effort. Plus de 800 ménages ont vu leurs maisons envahies par les eaux de pluie pendant l'hivernage de 2005 (Kane, 2007). En 2010, les inondations ont provoqué 11 936 sinistrés et entraîné la destruction complète ou partielle de 457 maisons (Tableau 1). Les familles les plus aisées se sont déplacées vers d'autres endroits plus propices à l'occupation humaine, tandis que les ménages démunis pataugent encore dans les eaux, car ne disposant pas de moyens pour se loger ailleurs. Les charges sociales des familles victimes des inondations ont ainsi considérablement augmenté, les frais de location de maisons et les coûts sanitaires s'ajoutant aux dépenses quotidiennes déjà excessives.

Tableau 1 : Statistiques sur les dégâts causés par les inondations de 2010 à Pikine. Les données sont fournies par l'Office for the Coordination of Humanitarian Affairs (OCHA), Sénégal.

Quartiers	Nombre de sinistrés	Nombre de maisons complètement détruites	Nombre de maisons partiellement détruites
Boune	2 009	23	16
Pikine-Guinaw Rail-Djidah Thiaroye Kao	2 779	230	117
Diameguene Sicap Mbao	2 867	17	13
Malika- Keur Massar	1 514	21	0
Yeumbeul Nord et Sud	2 267	17	3
Total	11 436	308	149

3.2. Les conséquences au plan institutionnel et administratif

Les inondations ont créé de sérieux dysfonctionnements institutionnels et administratifs dans leur gestion. Elles ont révélé des défaillances institutionnelles et administratives et installé une forte incompréhension entre les autorités locales et les populations victimes des inondations qui n'ont pas manqué de manifester leur mécontentement face à la non résolution définitive de leurs problèmes. Il faut cependant noter les limites décisionnelles qui ne sont pas claires entre les autorités municipales et la sous-préfecture, en termes de prérogatives dans la gestion des inondations.

La présence des services et structures de l'Etat (installations électriques, adduction d'eau, écoles, marchés) et le caractère irrégulier des habitations constituent une autre contradiction à relever. Comment justifier la présence de l'Etat dans des endroits *a priori* inhabitables ? Aussi, la lutte contre les inondations s'inscrit-elle dans une politique globale d'aménagement du territoire, sachant que les efforts déployés par les autorités ne concernent les quartiers inondés que ponctuellement, et donc sans véritables solutions à terme. Par ailleurs, malgré les tentatives partielles de résolution des inondations, les populations ne sont ni informées, ni réellement associées aux décisions les concernant ; ceci constitue souvent un frein certain dans l'élaboration des mesures d'éradication du phénomène. Or, l'implication des collectivités locales aurait pu faciliter la mise en œuvre des décisions relatives aux populations et la concertation aurait aussi rendu plus efficaces les opérations et dispositifs de secours aux sinistrés.

Conclusion

Les inondations observées à Dakar depuis 2005 s'expliquent par une combinaison de phénomènes à la fois naturels et socioéconomiques. L'évolution des précipitations durant les deux dernières décennies indique un retour sporadique à la normale, comme l'attestent les totaux enregistrés en 2005, 2008 et 2010. Cette évolution fait également ressortir une période sèche survenue pendant les années 1970 et 80, période au cours de laquelle, il a été observé un afflux massif de ruraux vers Dakar et une occupation anarchique des zones inondables asséchées. Au-delà du caractère naturel de la pluviométrie, ses impacts ont été amplifiés par la multiplication des habitations spontanées dans certains endroits impropres à l'habitat. Cette situation est devenue désastreuse avec une manifestation plus marquée des pluies ces dernières saisons, causant ainsi des inondations qui sèment la désolation au sein d'une population dont la majorité est pauvre et vit dans la précarité.

L'analyse de la problématique des inondations à Pikine, banlieue dakaroise, montre que ce phénomène constitue un sérieux problème tant du point de vue écologique, économique, sanitaire que social. Elle fait surtout apparaître les insuffisances dans la gestion urbaine, l'aménagement du territoire, le respect des textes et de la réglementation en vigueur en matière d'occupation de l'espace. L'ampleur du phénomène a enfin révélé beaucoup de défaillances politiques et institutionnelles qui ne sont pas de nature à faciliter leur gestion. Or, ces difficultés et problèmes nécessitent des stratégies et des solutions idoines aussi bien de la part des populations que des pouvoirs publics. Car, il est encore temps de comprendre que la ville devrait être vue, non seulement, au travers des coûts économiques, sociaux et environnementaux qu'elle engendre, mais doit être redécouverte comme un véritable dispositif de développement, capable de générer des économies d'échelle inventives.

Références bibliographiques

DPS, 2002 : *Recensement Général de l'Habitat et de la Population du Sénégal*. DPS, 70p.

Kane N. K., 2007 : *Analyse de la gestion des inondations dans la région de Dakar*. Mémoire de Diplôme d'Etudes Approfondies, FASEG, UCAD, 105p.

Sagna P., 2007 : *Les caractéristiques climatiques du Sénégal*. In Les Atlas de l'Afrique. Editions J. A., pp. 66-69.

Sané T. et Ndiaye A., 2006 : La variabilité climatique et ses conséquences environnementales à Dakar. In *Les risques liés au temps et au climat*, Actes du XIX^{ème} colloque de l'Association Internationale de Climatologie (AIC), 6-9 septembre 2006, Epernay (France), pp.508-513.

Touré-Fall S. et Fall A. S., 2001 : *Cités horticoles en sursis ? L'agriculture urbaine dans les grandes Niayes au Sénégal*. CRDI, 129p.

EVOLUTION DES LITHOMETEORES DEPUIS PLUS D'UN DEMI – SIECLE EN MAURITANIE

NOUACEUR Z.

Université de Rouen, UMR – IDEES 6228 - Mont – Saint – Aignan 76821 Cedex, France
Tel : 00 33 02 32 76 94 21 - Mail : zineddine.nouaceur@univ-rouen.fr

Résumé : Des changements climatiques importants affectent une grande partie de notre planète. Les différents modèles prévoient ainsi une hausse probable des précipitations et des températures dans plusieurs régions du monde. Le présent travail de recherche a pour ambition d'analyser l'évolution des lithométéores qui constituent des types de temps spécifiques aux zones arides et semi-arides. Cette étude menée sur plus de cinquante années de mesure (1951 – 2004) vise à montrer la réponse des vents de sable au récent bouleversement climatique que connaît ces dernières années la Mauritanie et toute la région sahélienne.

Mots - clés : lithométéores, vent de sable, changements climatiques

Abstract : *Lithometeors evolution for over half a century in Mauritania.* Major shifts in climate affect a large part of our planet. Different models predict an increase in rainfalls and temperatures in many parts of the world. The present paper aims to analyze lithometeors which are characteristic of arid and semi-arid weather. It documents lithometeors evolution over fifty years of measurement (1951 – 2004). The focus is made on the response of sandstorms to recent climate change that is observed throughout Mauritania and the entire Sahel region.

Keywords : lithometeors, sandstorms, climate change.

Introduction

Au-delà de la grande polémique sur les causes réelles de dérèglement du climat (Usoskin et Kovalstov, 2008, Leroux, 2007, Svensmark et Friis-Christensen, 2007), l'augmentation des températures qui est observée par une grande majorité de stations mondiales, constitue un fait indéniable et confirme ainsi la réalité du réchauffement climatique global. Ainsi d'après l'OMM, l'année 2010 est considérée comme la plus chaude jamais enregistrée avec l'année 2005 et 1998. La moyenne décennale des températures « 2001 – 2010 » représente la moyenne la plus élevée depuis le début des relevés des instruments météorologiques. Parallèlement à cette hausse, une augmentation probable des précipitations (GIEC, 2007) est attendue. Ces dernières années, les pluies ont occasionné de violentes inondations un peu partout dans le monde. En juillet 2007, la Grande-Bretagne a fait face à ses plus graves épisodes depuis plus de soixante ans. En 2008, la mousson indienne a été diluvienne, les pluies torrentielles qui se sont abattues sur cette région du monde ont été exceptionnelles par leurs intensités. En 2009, toujours dans cette région du monde, c'est le Pakistan qui est touché par des pluies de mousson particulièrement dévastatrices. Enfin en 2010, l'Australie a connu les plus grandes inondations de son histoire avec près de quarante villes du Nord-Est du pays touchées et plus de 200 000 personnes affectées par ces phénomènes.

Si la recrudescence de tels évènements est bien réelle, ces épisodes peuvent cependant suivant le degré de leurs intensités, être ressentis d'une manière tout à fait différente d'une région à une autre du globe (Douguedroit et Bridier, 2007, Rotschild et Beltrando, 2007).

Dans la zone sahélienne de l'Afrique de l'Ouest et en Mauritanie, l'évolution des températures et des précipitations est conforme à la situation mondiale. Les variations thermiques ont été identifiées très tôt (Nouaceur et Sagna, 1996) et touchent pratiquement toute la région. Les excès pluviométriques enregistrés dans cette partie du monde témoignent aussi de cette nouvelle tendance. En 2003, les inondations ont causé la mort de plusieurs dizaines de personnes et la perte des récoltes au Burkina Faso, au Mali, en Mauritanie, au Niger et au Sénégal. En 2005, un même scénario est répété et des dommages très importants ont été observés dans ce dernier pays. En août 2007 (Fao, 2007), toute la région a encore

souffert du retard de la mousson et des pluies diluviennes très tardives qui ont touché cette partie de l'Afrique Occidentale. Enfin en 2008 et 2009, la situation se renouvelle encore une fois dans toute l'Afrique sahélienne. Face à ces changements climatiques avérés, comment évoluent les autres paramètres du temps ? L'analyse des lithométéores va nous permettre d'apporter une première réponse à cette question d'actualité.

1. Données de base et méthodologie

Le réseau météorologique d'observation mauritanien a une densité très faible. Beaucoup de stations présentent des lacunes fréquentes, ce qui rend parfois les données inutilisables. Douze stations ont été sélectionnées pour cette étude (figure 1). Il s'agit pour la plupart de stations qui disposent de données fiables et ininterrompues sur une longue période (tableau 1).



Figure 1 : Répartition spatiale des stations mauritaniennes

Tableau 1 : Coordonnées géographiques des différentes stations utilisées pour cette étude.

Stations	Latitude	Longitude	Altitude
<i>Stations synoptiques</i>			
Bir Moghreïn	25°14' N	11°37' W	359 m
Zouérate	22°41' N	12°42' W	297 m
Nouadhibou	20°56' N	17°03' W	2 m
Atar	20°31' N	13°04' W	226 m
Akjoujt	19°45' N	14°22' W	112 m
Tidjikja	18°33' N	11°26' W	395 m
Nouakchott	18°07' N	15°56' W	1 m
Aioun	16°44' N	09°38' W	223 m
Kiffa	16°38' N	11°24' W	115 m
Néma	16°36' N	07°16' W	269 m
Rosso	16°30' N	15°49' W	5 m
Boutilimit	17°32' N	14°32' W	77 m

L'analyse statistique porte sur un peu plus de cinquante ans d'observations. La durée de cette étude regroupe des périodes climatiques caractéristiques qui ont marqué la région, soit par des épisodes humides (1951-1960), soit par des épisodes secs (1970-1989), soit par des phases de transition telle que la période 1990 – 2004.

La moyenne nationale est calculée à partir des valeurs enregistrées dans la totalité des postes de mesure. Les moyennes décennales sont calculées pour les différents postes sur les périodes suivantes : (1975 – 1984, 1985 – 1994, 1995 – 2004). Deux indices sont utilisés pour réduire la variabilité inter annuelle :

- La moyenne mobile sur cinq années
- Les variables centrées réduites moyennées sur l'ensemble des stations

L'analyse des courbes d'évolution permet de traduire les tendances dominantes. La comparaison pas-à-pas des différentes fluctuations des courbes permet de saisir la réponse des lithométéores à la variabilité pluviométrique qui constitue un bon révélateur de l'état des paysages sahéliens.

2. Des fréquences de vents de sable en nette diminution sur la dernière décennie

2. 1. La tendance à l'échelle nationale

Les vents de sable observés en Afrique sahélienne représentent un facteur du climat de cette région. Les types de temps associés à ces phénomènes portent le nom de « lithométéores ». Les lithométéores regroupent les brumes sèches, les chasse-sable et les tempêtes de sable. La courbe annuelle établie pour toute la Mauritanie indique depuis 1951, plusieurs phases d'évolution (figure 2).

La première se situe entre 1951 et 1972, elle se caractérise par des valeurs négatives. De 1951 à 1958, les indices dépassent -1 avec un maximum enregistré durant la première année de cette période ($-1,66$). À partir de 1969 et jusqu'en 1972, on note une hausse des valeurs, celles-ci se situent en dessous de -1 avec respectivement $-0,79$ en 1969, $-0,30$ en 1970, $-0,26$ en 1971 et $-0,19$ en 1972.

La deuxième phase de l'évolution des lithométéores est marquée par des indices majoritairement positifs, elle est notée entre 1973 et 1982. Durant cette période, on observe huit années avec des indices positifs. La valeur maximale est atteinte en 1974 avec $0,92$ et seules les années 1975 et 1976 enregistrent des indices négatifs avec respectivement $-0,02$ pour la première année et $-0,22$ pour la deuxième.

Entre 1983 et 1992, c'est la période où l'on observe les fréquences les plus élevées des lithométéores. Cette décennie est marquée par des indices centrés réduits positifs pour toutes les années, dont neuf dépassent $+1$. Les valeurs maximales sont observées en 1983 et 1984 puisque les indices de ces deux années dépassent $+2$ avec respectivement $+2,47$ en 1984 et $+2,09$ en 1985. Le minimum concerne l'année 1991 avec $+0,62$.

La dernière phase d'évolution débute à partir de l'année 1993 et se termine en 2004. Elle se démarque des autres périodes par une alternance d'années positives et négatives. Le nombre d'années où les indices sont positifs est cependant plus important (sept années positives contre cinq années négatives). On remarque aussi qu'à partir de l'année 1999, les valeurs positives sont relativement basses si on les compare aux autres périodes de la série ($+0,20$ en 1999, $+0,007$ en 2000 et $+0,30$ en 2002).

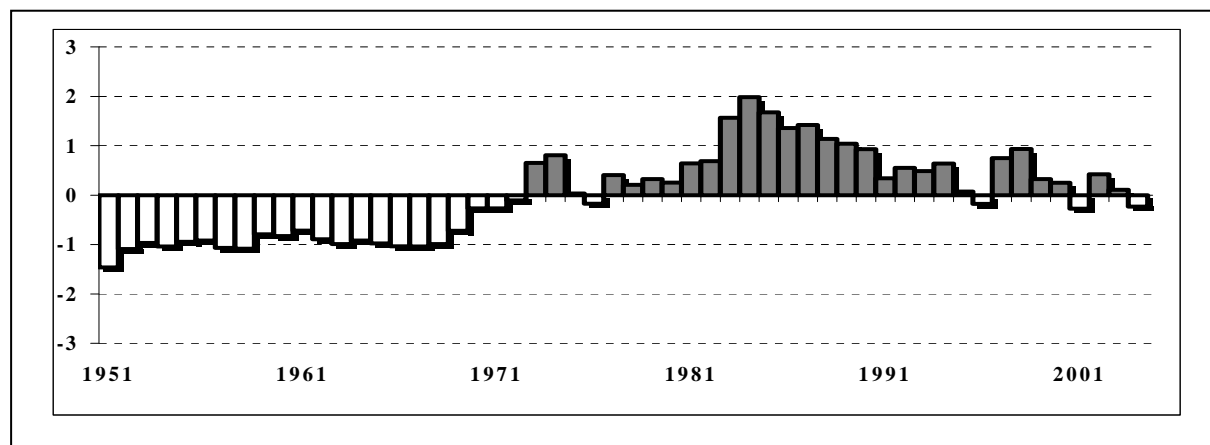


Figure 2 : Évolution annuelle de tous les types de lithométéores (indice centré réduit calculé pour la totalité des stations sur la période 1951-2004).

La lecture de l'évolution des indices centrés réduits pour la totalité de la Mauritanie et sur plus de cinquante années de mesures montre plusieurs phases d'évolution bien distinctes. La série chronologique est marquée par une rupture nette en 1973. Ce point de la courbe d'évolution sépare les périodes où les indices sont majoritairement négatifs (avant cette

dernière date) de celle où les indices deviennent positifs (après l'année 1973). Dans le même temps, on note aussi une période caractéristique qui pourrait être qualifiée d'intermédiaire (1993 – 2004) et qui contraste avec les épisodes extrêmes déjà cités.

2. 2. La tendance à l'échelle des différentes stations

La figure 3 élaborée à partir des fréquences d'observations décennales confirme encore cette tendance, même si celle-ci n'est pas observée de la même façon pour la totalité des stations. Si l'on regarde de plus près l'évolution des lithométéores par type de phénomène, l'une des premières choses qu'on remarque est sans nul doute le mouvement de baisse qui apparaît sur les différents graphiques entre la période « 2 » (1985 -1994) et la période « 3 » (1995 –2004).

Les fréquences des observations des chasses sable diminuent de plus de 20 % à Zouérate, Boutilimit, Aioun et Néma. La plus forte baisse concerne Zouérate avec 38,40 % . On note aussi des fréquences extrêmement basses pour Boutilimit dont les observations pour cette période ne comptent que pour 13,88 % de l'ensemble de la période de mesure (1975 – 2004). Dans le Hodh (Néma, Aioun et Kiffa), on retrouve le même schéma avec plus de 20 % de baisse pour les deux premières stations et près de 15 % pour Kiffa. Deux stations affichent des résultats dissemblables de la tendance générale des chasses sable, ce sont les stations d'Atar située dans l'Adrar et Rosso qui se trouve dans le Sud –Ouest. La première station affiche des observations presque identiques pour les deux périodes « 2 » et « 3 » avec un peu plus de 29 % pour chaque décennie. Dans la deuxième station, on note cependant une légère hausse des valeurs de près de 1,56 %.

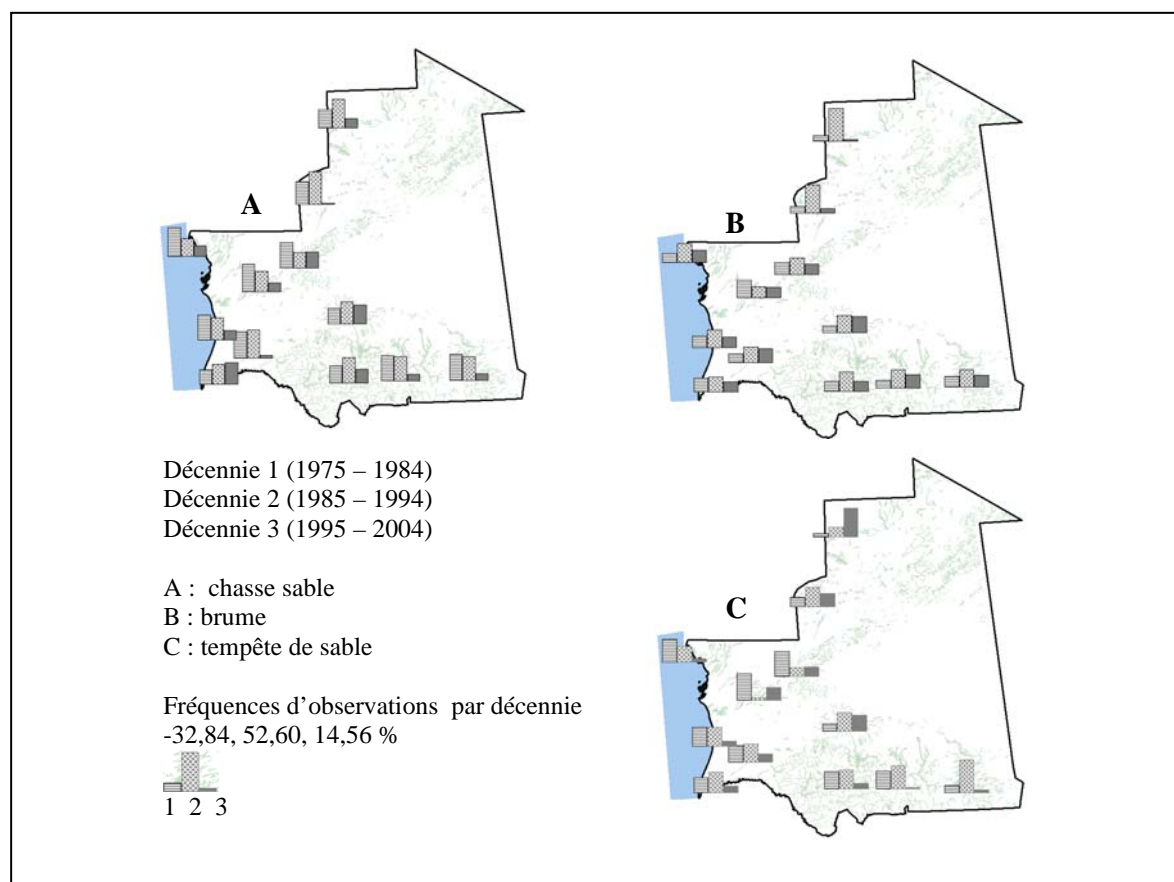


Figure 3 : Évolution décennale des lithométéores (moyenne décennale calculée pour les chasses sable, les brumes et les tempêtes de sable).

Pour les brumes, le mouvement de baisse est très important dans le Nord du pays. Les deux stations de cette région affichent des diminutions de plus de 40 % des observations (42,60 % à Zouérate et 55,52 % à Bir Moghreïn). Un deuxième groupe composé des stations d'Atar, de Nouadhibou, de Nouakchott et de Kiffa affichent des fréquences en baisse comprises entre 11,46 % enregistrés dans la première station et 16,67 % dans la dernière. Dans le centre –est, le triangle Akjoujt, Tidjikja et Boutilimit se démarque par les plus basses valeurs. La diminution des brumes pour la dernière période n'excède pas dans cette région 3 % .

Pour les tempêtes de sable, le mouvement de baisse de la dernière décennie « 3 » semble similaire à celui observé pour les autres types de temps lithométéoriques avec cependant, quelques nuances pour les stations situées au centre et au nord du pays. Dans cette partie de la Mauritanie, une hausse importante des tempêtes de sable est notée à Bir Moghreïn (+ 40 % de plus que la décennie « 2 »). A Tidjikja, c'est plus de 40 % d'augmentation que l'on note pour la décennie « 3 ». A Atar, les observations de tempêtes de sable restent à peu près stables pour les deux périodes déjà citées, on note cependant, une légère hausse de + 0,49 % sur la dernière décennie. Dans cette zone géographique, seules les stations de Tidjikja et Zouérate affichent une diminution des valeurs sur la dernière décennie. Celle – ci reste cependant très limitée par rapport à la tendance enregistrée dans le reste du pays (on note respectivement pour les deux stations -5,90 % et -13,56 %). Pour les autres stations, les chiffres calculés sur les deux dernières périodes « 2 » et « 3 » évaluent la baisse des fréquences entre 25,81 % et 64 % des observations. Dans le Hodh, la diminution sur la dernière période se chiffre à près de 50 % à Aioun et plus de 60 % à Néma. Dans le reste du pays, les observations chutent de près de 30 % à Rosso, Néma et Kiffa. Enfin à Boutilimit et Nouadhibou, on note respectivement 21,51 % et 25,81 % de baisse pour les deux stations.

L'évolution décennale montre d'une manière évidente la baisse significative des valeurs sur la dernière période (1995 – 2004). Ce mouvement de baisse succède ainsi à une époque particulièrement favorables à ces types de temps caractérisée par les plus importantes fréquences d'observation de la série (1975 - 1994).

Conclusion

La genèse des lithométéores est liée d'une part au potentiel éolien (force du vent susceptible de mettre en mouvement et de prendre en charge les particules et les sables qui composent les lithométéores) et d'autre part, à la nature de la lithologie en place (vulnérabilité du substratum à l'érosion éolienne). En prenant en compte ces deux paramètres essentiels, on s'aperçoit ainsi qu'une liaison probante existe entre les lithométéores, la vitesse des vents et la pluviométrie.

Si l'on prend la variable pluviométrique, lors de période de sécheresse, le couvert végétal offre une protection minimale au sol qui devient de plus en plus vulnérable à l'action du vent. Dans de telles conditions, les fréquences d'observation des lithométéores augmentent. En période plus humide, l'effet inverse est observé puisque la protection des substrats est renforcée. La figure 4 rend compte de cette liaison inverse entre la pluviométrie et les lithométéores. Lors de la période pluvieuse des années cinquante, les fameuses années des « vaches grasses », les fréquences des lithométéores sont les plus basses. En période de déficit pluviométrique, comme pour la première et la deuxième sécheresse sahélienne (année soixante dix et quatre – vingt), on constate une augmentation des fréquences d'observations. En période intermédiaire (retour à la normale), comme pour la dernière période (1995 – 2004), les observations des lithométéores montrent une baisse significative des valeurs.

Parallèlement à ce lien avec la pluviométrie, les vitesses du vent influent aussi sur ces types de temps. Cette liaison est démontrée aussi par la courbe qui matérialise les vitesses

moyennes calculées pour la totalité des postes de mesures (figure 4). Les fluctuations de cette courbe suivent ainsi les différentes périodes caractéristiques de l'évolution des lithométéores. Lorsque les vents se renforcent, les fréquences des lithométéores augmentent et inversement en période de faibles vitesses, l'observation des lithométéores accuse une baisse significative des valeurs.

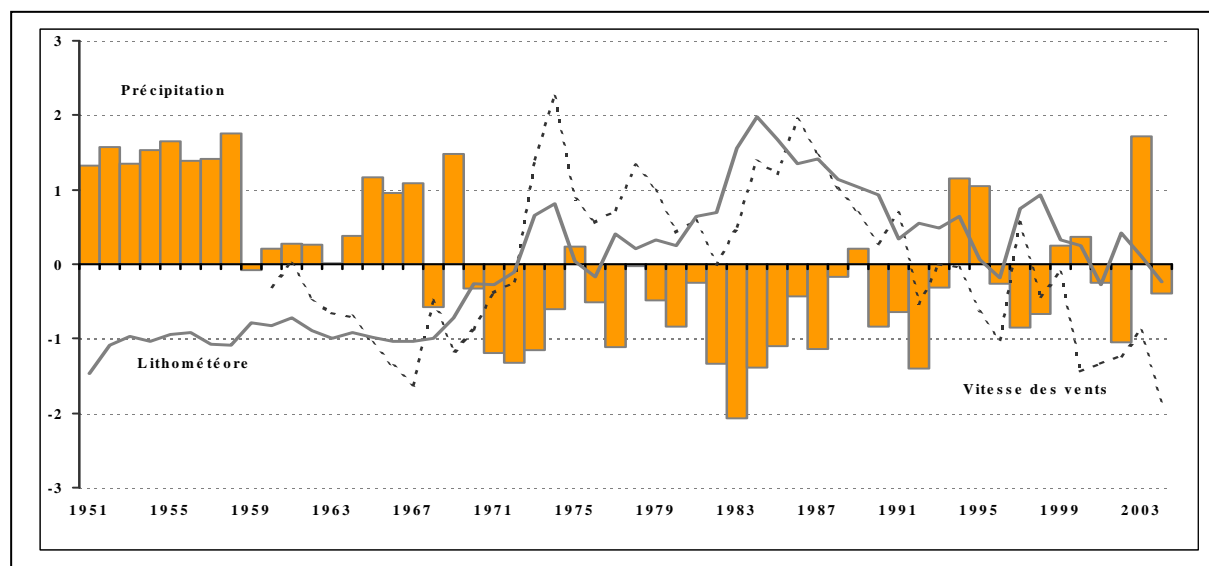


Figure 4 : Évolution des pluies, des lithométéores et des vitesses de vent (moyenne nationale des indices centrés réduits).

De telles liaisons témoignent ainsi de la complexité des processus dynamiques qui règlent le temps et dictent les caractéristiques des climats dans cette région. Une chose est sûre, si un paramètre climatique est perturbé par une action anthropique ou un forçage naturel, une réaction en chaîne est enclenchée. Les observations des lithométéores se sont révélées dans le cadre de cette étude, un excellent indicateur de l'évolution du climat en Mauritanie depuis plus d'un demi-siècle.

Bibliographie

Douguedroit A., Bridier S., 2007 : Réchauffement climatique et évolution de l'environnement des stations en région méditerranéenne française (1951 – 2000). *Actes du colloque du XX^{ème} de l'Association Internationale de climatologie, Climat Tourisme Environnement*, pp 204 – 209.

GIEC, 2007 : *Climate Change, Synthesis reports*. <http://www.ipcc.ch/>.

Leroux M., 2007 : *Les échanges méridiens commandent les changements climatiques*. Séminaire de travail : Évolution du climat, Académie des sciences, Paris, 12 p.

Nouaceur Z., Sagna P., 1996 : Le réchauffement du climat en Afrique de l'Ouest (Mauritanie, Sénégal, Mali), *Publications de l'Association Internationale de climatologie, AIC, Vol. 9*, pp 463 - 470.

Rothschild E., Beltrando G., 2007 : Évolution des températures observées en Suisse durant les dernières décennies. *Actes du colloque du XX^{ème} de l'Association Internationale de climatologie, Climat Tourisme Environnement*, pp 489 – 494.

Svensmark H., Friis-Christensen E., 2007 : *Reply to Lokwood and Fröhlich-The persistent role of the Sun in climate forcing*, Scientific Report, Danish National Space center, 6 p.

Usoskin I. G., Kovalstov G. A., 2008. Cosmic ray and climate of the earth: possible connection. *Comptes-Rendus Géoscience*, Vol 340, n° 7, pp 441- 450.

FAO, SMIAR, 2007 : *Sahel : situation météorologique et état des cultures*, Rapport n ° 3, 13 septembre 2007, 1 – 5.

CLIMAT MONTAGNARD DANS LE NORD-OUEST DU BENIN (AFRIQUE DE L'OUEST) : ASPECTS ET TENDANCES DANS LES COMMUNES DE TANGUIETA ET DE MATERI

OUOROU BARRE I., OGOUWALE E., HOUSSOU S. C. et BOKO M.

Laboratoire Pierre PAGNEY "Climat, Eau, Ecosystèmes et Développement" (LACEEDE), Université d'Abomey-Calavi, BP 922, Abomey-calavi, Bénin ; Tél : (+22997727732),
oubarre@yahoo.fr;ogkelson@yahoo.fr;christpasse@yahoo.fr;mboko47@intnet.bj

Résumé : La présente recherche étudie le climat montagnard et les tendances observées dans le Nord-ouest du Bénin. Les données climatiques (précipitations, températures, humidité relative, insolation, etc.) de la période 1971-2000, collectées à l'ASECNA ont permis d'apprécier l'évolution du climat. Ces données et les informations collectées sur le terrain ont été traitées à l'aide des statistiques (moyenne, écart type, régression linéaire) pour déterminer l'évolution et les tendances qui ont marqué le climat montagnard du Nord-Ouest du Bénin. Les résultats révèlent une tendance à la baisse des valeurs hygrométriques. Dans le même temps, on a assisté à une tendance à la hausse des températures sur la période 1971-2000. L'évolution pluviométrique montre sur la même période une diminution jusqu'au milieu des années 1980, suivie d'une hausse. Cette situation pluviométrique est due à la présence de la chaîne de l'Atacora, qui induit des ascendances orographiques et renforce l'activité convective.

Mots clés : Climat montagnard; Tendance ; Atacora ; Bénin

Abstract : *Mountain climate in the north-west of Benin (West Africa): aspects and trends in the town of Tanguiéta and Matéri.* Present research studies the mountain climate and the trends observed in the North-West of Benin. Climatic data (precipitations, temperatures, relative humidity, insolation, etc.) Period 1971-2000, collected with the ASECNA allowed to appreciate the evolution of the climate. These data and the information collected on the ground were treated using the statistics (average, standard deviation, linear regression) to determine the evolution and the trends which marked the mountain climate of the North-West of Benin. The result reveals a downward trend of the hydrometrical values. In same time, one attended an upward trend of the temperatures over the period 1971-2000. The pluviometric evolution shows over the same period a reduction until the middle of the years 1980, followed by a rise. This pluviometric situation is due to the presence of Atacora mountain, which induces orographical ascents and reinforces the convective activity.

Key words : Mountain climate; Trends; Atacora; Benin

Introduction

Les dernières décennies du 20^{ème} siècle ont été marquées par le changement du climat dû aux activités humaines qui altèrent le système climatique (Boko, 1997). Ce changement progressif du climat se manifeste par une diminution du nombre de jours de pluie, une augmentation des températures. Cette situation entraînera le déplacement des zones climatiques et la modification des régimes pluviométriques (GIEC, 2001).

Les recherches sur l'évolution du climat au Bénin (Bokonon-Ganta, 1987 ; Boko, 1988 ; Afouda, 1990 ; Houndénou, 1999) ont montré une tendance climatique marquée par des irrégularités pluviométriques, une mauvaise répartition spatio-temporelle, une diminution des hauteurs de pluie, une réduction des nombres de jours pluvieux et une hausse des températures.

La région de l'Atacora est marquée par d'importantes manifestations orageuses, plus que dans le reste du pays du fait des ascendances forcées d'air humide qu'occasionne la chaîne de l'Atacora associées à une intense activité convective (Afouda, 1990). Les pluies orageuses dans le secteur présentent environ 70 % des précipitations totales et les évènements climatiques dépendent non seulement de la dynamique du Front Inter Tropical (FIT) mais aussi des facteurs géographiques locaux dominés par l'orographie (Houssou, 1998).

Cet article vise à identifier les aspects et les tendances du climat dans la partie septentrionale à l'extrême ouest du Bénin située entre 10°21 et 10°27 de latitude nord et entre

1°00 et 2°00 de longitude est (figure 1). Le secteur d'étude a des altitudes variant entre 395 mètres et 640 mètres.

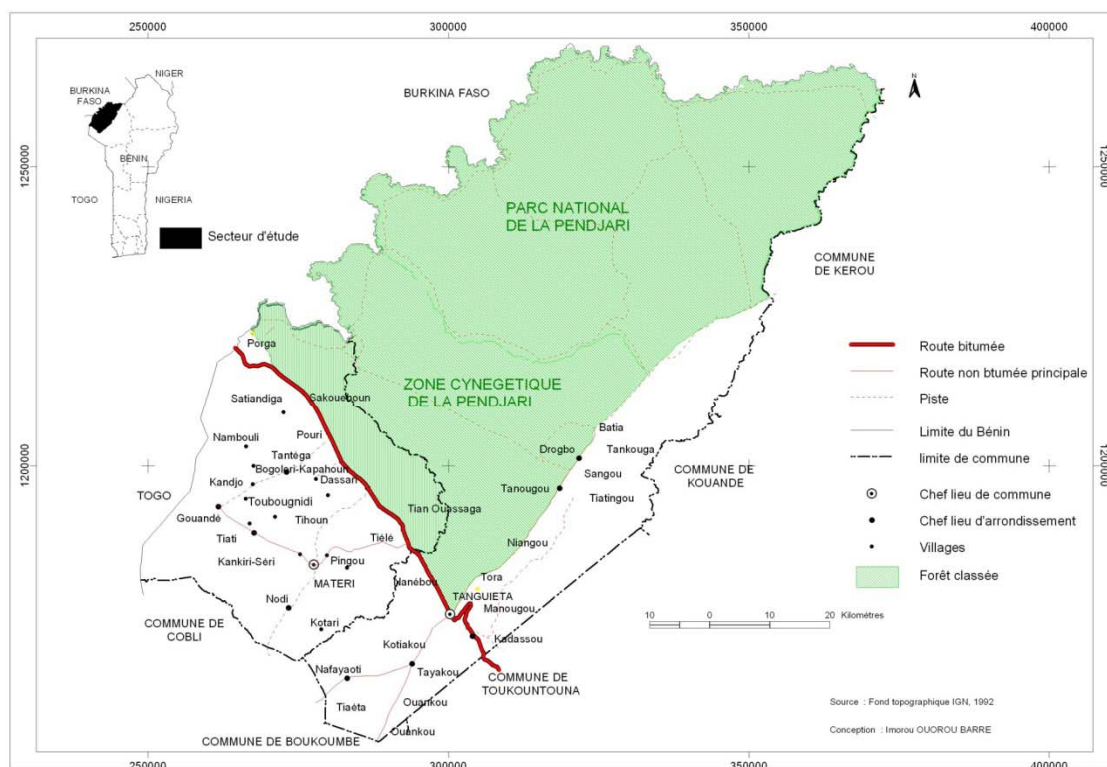


Figure 1 : Situations administrative et géographique du secteur de l'étude

1. Données et démarche méthodologique

Les données climatiques (précipitations, températures, humidité relative, insolation) de l'ASECNA de 1971-2000 sont les seules considérées dans la présente étude. Elles constituent les principaux paramètres climatiques nécessaires pour la description et l'étude des tendances climatiques sous les latitudes tropicales. Pour déterminer la variabilité du climat sur la période 1971-2000, le traitement statistique des données collectées a été fait à l'aide des logiciels Excel 2007 et XLSTAT 2008. Le logiciel Excel a été utilisé pour agréger les données pluviométriques journalières et pour les transformer en tableaux puis en graphiques. Il a également permis de calculer la moyenne des températures, des précipitations (hauteur et nombre de jours de pluie), de l'humidité relative et de l'insolation. Le tableau 1 illustre quelques caractéristiques des stations ayant servi à la collecte des données.

Tableau 1 : Fichiers géographiques des stations (source : ASECNA, Cotonou, 2008)

STATIONS	LATITUDE NORD	LONGITUDE EST	ALTITUDE (m)	NATURE	ANNEE DE CREATION
Matéri/Porga	11°03	0°97	395	Pluviométrique	1964
Natingou	10°32	1°38	461	Synoptique	1921
Tanguiéta	10°62	1°27	540	Pluviométrique	1937

Les hauteurs pluviométriques varient d'une année à une autre et sont réparties en trois catégories :

- les années sèches (valeurs inférieures à 80% de la moyenne) ;

- les années moyennes (valeurs supérieures à 80% et inférieures à 120% de la moyenne);
- les années excédentaires (valeurs supérieures à 120% de la moyenne).

La quantification du degré de variabilité de la pluviosité annuelle, saisonnière et mensuelle s'est faite grâce au coefficient de variation de formule :

$$CV = \frac{\sigma_x}{\bar{x}} \quad CV = \frac{\sigma_x}{\bar{x}}$$

avec σ_x l'écart type et \bar{x} la moyenne

A partir du calcul de l'écart type, l'étude des anomalies interannuelles est effectuée. L'anomalie désigne une situation de déficit et d'excédent par rapport à la moyenne jugée comme une situation pluviométrique ou thermométrique normale. C'est une observation mesurée sous forme statistique qui, par rapport à une moyenne « normale » donnée, peut être positive ou négative. Les anomalies sur chaque station sont calculées en utilisant la formule :

$$Xi' = \frac{xi - \bar{x}}{\sigma_x} \quad a = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(t_i - \bar{t})}{\sum_{i=1}^n (t_i - \bar{t})^2}$$

avec x_i la valeur de la variable, \bar{x} la moyenne de la série et σ_x l'écart type de la série. L'identification des tendances des paramètres climatiques a été faite à l'aide de la droite de régression de type affine $Y = at + b$ et a permis d'apprécier les tendances pluviométrique, thermométrique, hygrométrique, etc. dans le Nord-Ouest du Bénin.

2. Résultats

2.1 Variabilité interannuelle de la pluviométrie

La figure 2 renseigne sur les années excédentaires (humides), déficitaires (sèches) et moyennes. Elle montre que les deux communes ont été marquées par une forte variabilité pluviométrique au cours de la normale 1971-2000.

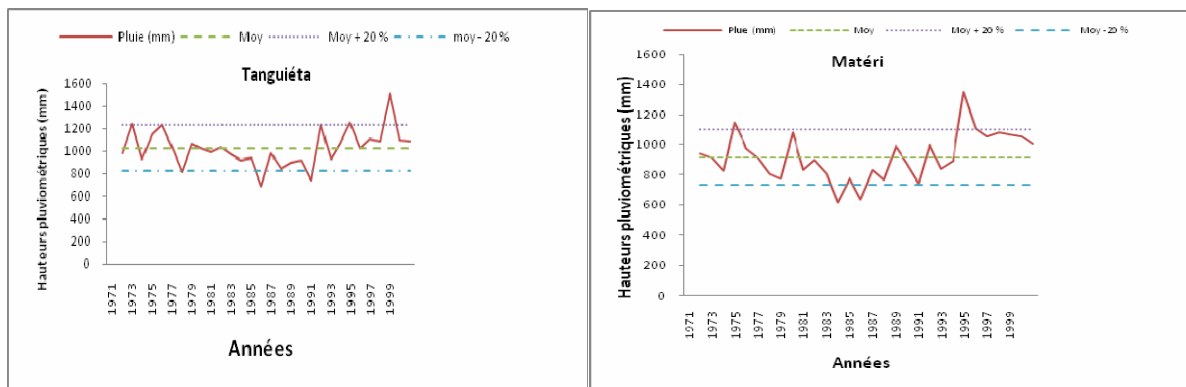


Figure 2 : Variation interannuelle de la pluviométrie à Tanguéta et à Matéri (1971-2000)

Cette forte variabilité s'est manifestée par une variation des statuts des années au cours de la période (tableau 2).

Tableau 2 : Fréquence des années excédentaires, moyennes et déficitaires

Communes	Années excédentaires	Années moyennes	Années déficitaires
Tanguiéta	20 %	63 %	17 %
Matéri	13 %	66 %	21 %

L'analyse du tableau 2 révèle 20 % d'années excédentaires, 63 % d'années moyennes et 17 % d'années déficitaires ont été enregistrées à Tanguiéta. A Matéri, 13 % d'années excédentaires, 66% d'années moyennes et 21 % d'années déficitaires ont été enregistrées au cours des trois décennies. Cette instabilité au niveau de l'offre pluviométrique est mieux exprimée par les indices pluviométriques (figure 3).

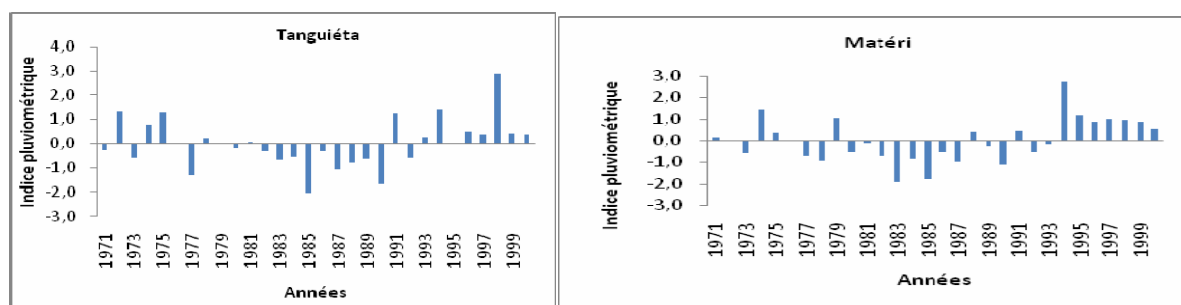


Figure 3 : Indices pluviométriques interannuels sur la période 1971-2000 dans le secteur d'étude

L'analyse des indices traduit la variabilité pluviométrique dans la disponibilité en eau pluviale. Les déficits en eau pluviale à l'échelle annuelle sont compris entre 25 et 40 % et sont marquées par des anomalies négatives variant entre 0 et -3 à Matéri et 0 et -4 à Tanguiéta (figure 3).

2.2 Tendances des paramètres climatiques

La figure 4 illustre la tendance interannuelle des hauteurs de pluies de la période 1971-2000 dans les communes de Tanguiéta et de Matéri.

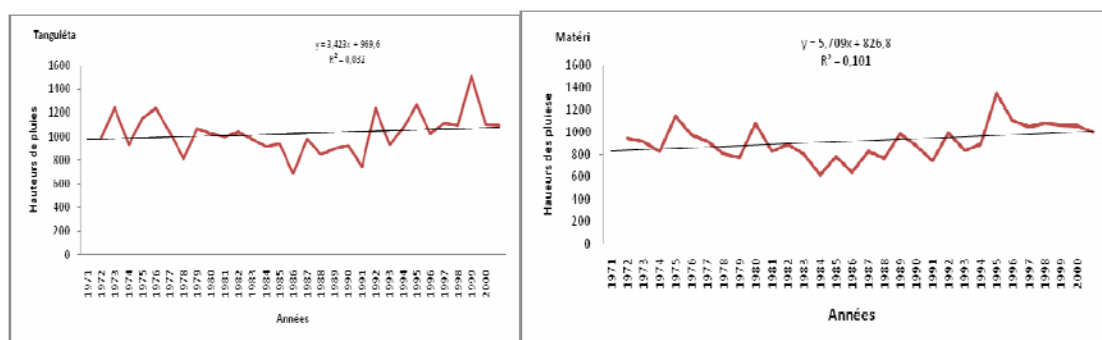


Figure 4 : Evolution interannuelle des hauteurs de pluies à Tanguiéta et à Matéri (1971-2000)

Il faut signaler que la variabilité pluviométrique dans le secteur est marquée par la hausse des hauteurs de pluie. Cette hausse est surtout marquée depuis le milieu des années 1980. Ce résultat est contraire aux études de Ogouwalé (2001 et 2004) qui ont montré une tendance à la baisse des hauteurs de pluies dans les départements du Sud et des Collines (centre du Bénin) sur la même période d'étude. ce qui a entraîné le bouleversement sur le démarrage de la saison pluvieuse, aux faux départs de la saison pluvieuse, des irrégularités pluviométriques et une mauvaise répartition spatio-temporelle des pluies (Ouorou Barrè, 2010).

La situation observée à l'extrême Nord-Ouest du pays s'explique par une plus grande importance des manifestations orageuses dans cette région du pays, du fait des ascendances d'air humide qu'occasionne la chaîne de l'Atacora associées à une intense activité convective (Afouda, 1990). Les figures 5 et 6 montrent l'évolution interannuelle des températures moyennes et de l'humidité dans le secteur.

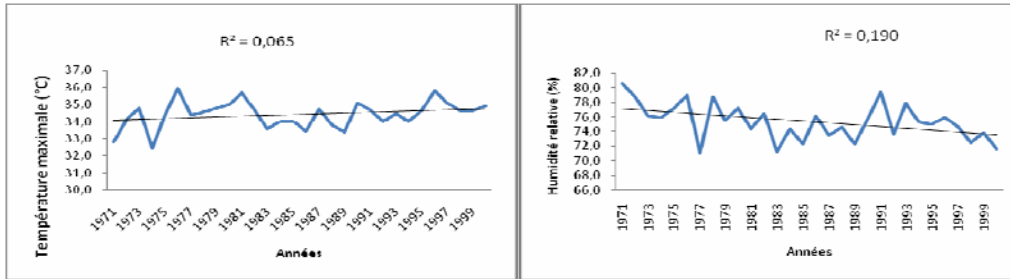


Figure 5 : Tendence interannuelle de la température **Figure 6 :** Tendence interannuelle de l'humidité

L'analyse de la figure 5 montre une tendance à la hausse de la température moyenne maximale. Pour ce qui concerne l'humidité relative maximale annuelle (figure 6), elle a baissé sur la période d'étude. Cette diminution de l'humidité relative de l'air est liée à la hausse des températures observée dans le secteur de l'étude.

Le régime moyen mensuel de l'insolation sur la période 1971-2000 montre une élévation prononcée en saison sèche et faible en période pluvieuse (figure 7).

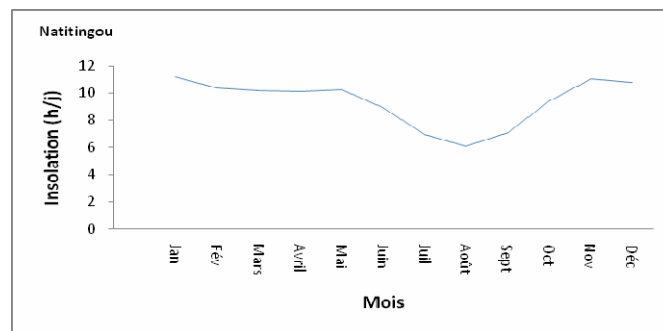


Figure 7 : Régime mensuel d'insolation sur la période (1971-2000)

La durée de l'insolation suit un rythme bimodal (figure 7). La saison sèche voit l'exacerbation de l'insolation avec en moyenne 8 heures à 11 heures. Par contre, l'insolation dure 4 heures à 8 heures par jour pendant la saison pluvieuse.

Conclusion

Au terme de l'étude, il faut retenir que le climat montagnard à l'extrême Nord-Ouest du Bénin est marqué par une tendance à la baisse de l'humidité relative. Par contre, ce sont des tendances à la hausse des températures et des précipitations qui sont observées dans ce secteur d'étude. Cette augmentation des précipitations est une particularité régionale qui trouverait son explication dans la présence des montagnes de l'Atacora. En effet, si l'augmentation des températures est caractéristique des climats dans toutes les régions du Bénin, il reste à noter que la hausse des précipitations dans le Nord-Ouest du Bénin est une particularité pluviométrique. Cette particularité serait due, entre autres, à la présence de la chaîne de l'Atacora qui favorise la réalisation des principales conditions pour qu'il pleuve, notamment les ascendances d'air humide associées à une intense activité convective.

Bibliographie

- Afouda F., 1990 : L'eau et les cultures dans le Bénin central et septentrional : Etude de la variabilité des bilans de l'eau dans leurs relations avec le milieu rural de la savane africaine. Thèse de doctorat de 3^{ème} cycle, Paris IV Sorbonne. 428p.
- Boko M., 1988 : Climats et communautés rurales du Bénin : Rythmes de développement. Thèse d'Etat, Dijon, 2 vol, 607p.
- Boko M., 1997 : *Les changements climatiques et le développement économique, social et environnemental du Bénin: Planification et développement des zones côtières Béninoises*. MEHU, Cotonou. 28p.
- Bokonon G.E., 1999 : *Changements climatiques, vulnérabilités et stratégies d'adaptation au Bénin*. UAC/FLASH/DGAT. 45p.
- GIEC 2001 : *Pauvreté et changements climatiques - Réduire la vulnérabilité des populations pauvres par l'adaptation aux changements climatiques*. Berlin MediaCompany, Allemagne, 43p.
- Houndénou C., 1999 : *variabilité climatique et maïsiculture en milieu tropical humide : l'exemple du Bénin, diagnostic et modélisation*. Thèse de doctorat de Géographie. UMR 5080, CNRS « climatologie de l'Espace Tropical », Université de Bourgogne, Centre de recherche de climatologie. 341p.
- Houssou S.C., 1998 : *Les bioclimats humains de l'Atacora et leurs implications socio-économiques dans le Nord- ouest du Bénin*. Thèse de doctorat de géographie. UMR 5080, CNRS « climatologie de l'Espace Tropical », Université de Bourgogne, Centre de Recherche de Climatologie 336p.
- Ogouwale E., 2001 : *Vulnérabilité/Adaptation de l'agriculture aux changements climatiques dans le Département des Collines*. Mémoire de maîtrise de Géographie. UAC/FLASH. 119p.
- Ogouwalé E., 2004 : *Changements climatiques et sécurité alimentaire dans le Bénin méridional*, Mémoire de DEA, UAC/FLASH/DGAT.95p.
- Ouorou B.I., 2010 : *Variabilité climatique et production agricole dans les communes de Tanguiéta et de Matéri : Nord-ouest du Bénin*. Mémoire de DEA, 109p.

LES TYPES DE TEMPS D'ÉTÉ ET LEUR PERCEPTION CLIMATIQUE PAR LES HABITANTS DE RIO CLARO – SP, BRÉSIL

PASCOALINO A. ¹, PITTON S. E. C. ²

¹ Étudiante de Doctorat du Cours de Post-Graduation en Géographie et scholar du CNPq, Institut de Géosciences et Sciences Exactes, Universidade Estadual Paulista - Avenida 24-A, n° 1515, Rio Claro, São Paulo, Brasil, Code Postal: [13506-900, alinepascoalino@yahoo.com.br](mailto:alinepascoalino@yahoo.com.br)

² Professeuse Agrégée du Département de Géographie, Institut de Géosciences et Sciences Exactes, Universidade Estadual Paulista - Avenida 24-A, n° 1515, Rio Claro, São Paulo, Brasil, Code Postal: 13506-900, scpitton@rc.unesp.br

Résumé : La présente étude se propose de vérifier comment l'homme urbain et rural perçoit les influences de l'environnement atmosphérique, le temps et le rythme climatique, au travers de deux approches : une climatologique, qui adopte la technique de l'analyse rythmique, où les types de temps successifs dans un mois de l'été (janvier 2009) ont été observés ; et l'autre concernant la perception, qui adopte une méthodologie qualitative, où une quarantaine de questionnaires ont été appliqués, avec un échantillon équivalent dans les zones urbaines et rurales. Dans la zone urbaine on a identifié une perception du temps plus faible et une meilleure connaissance des caractéristiques de saisonnalité. Dans la zone rurale, on a vérifié la perception de la dynamique atmosphérique dans l'espace vécu.

Mots-clés : types de temps, rythme climatique, perception climatique

Abstract : *The weather types of summer and the climate perception of the inhabitants from Rio Claro – SP, Brazil. This study proposed to verify how the urban man and the rural man perceive the influences of the environmental atmospheric, the weather and the climate rhythm, through two approaches: a climatological, which adopted the technique of rhythmic analysis, where the weather types occurred in one month of summer (January 2009) were observed; and other of the perception, which adopted a qualitative methodology, where forty questionnaires were applied, with equivalent sampling in the urban and rural areas. In the urban area was identified minor weather perception and major knowledge of the seasonality characteristics. In the rural area, was verified the atmospheric dynamic perception in the lived space.*

Keywords : weather types, climate rhythm, climate perception

Introduction

Pour la climatologie géographique les variations atmosphériques peuvent être comprises par leur rythme, qui dénote l'enchaînement successif des états atmosphériques, où les éléments climatiques sont observés dans leurs interactions qui résultent de la compréhension des conditions atmosphériques réelles vécues liées aux systèmes générateurs de telles conditions. A propos de l'homme face à l'environnement, le climat peut être considéré comme une succession d'événements atmosphériques vécus et expérimentés dans les situations quotidiennes; ainsi, les conceptions de temps météorologique et de climat seront multiples selon les capacités sensibles individuelles, aux différentes manières de vivre et à la propre position de l'homme dans l'environnement, en tant qu'observateur ou acteur (MACHADO, 1989). De cette façon, la perception peut être définie comme « la signification que nous attribuons aux informations reçues par nos sens, comme les sensations » (OLIVEIRA, 2000, p. 21). Les rapports entre l'homme et l'environnement atmosphérique déterminent la perception climatique (SARTORI, 2000), conçue comme l'appréhension personnelle des conditions atmosphériques dans un certain lieu, où la reproduction des états atmosphériques, dans les situations habituelles ou exceptionnelles, résultera dans des représentations individualisées que l'homme assume face à l'environnement qui lui est présenté quotidiennement. Dans ce contexte, la présente étude se propose de vérifier comment l'homme urbain et rural perçoit les influences de l'environnement atmosphérique, le temps et le rythme climatique.

1. Matériaux et méthodes

L'approche climatologique se fonde sur les concepts de Monteiro (1969)¹ et adopte la technique de l'analyse rythmique² (MONTEIRO, 1971). Les types de temps successifs d'un mois d'été (janvier 2009) ont été analysés à l'échelle quotidienne à 15 heures et les paramètres climatiques retenus sont : températures moyenne, maximale et minimale, précipitation, humidité relative, direction des vents, pression atmosphérique et nébulosité. Ces données ont été transcrites en cartogrammes d'analyse rythmique, alliés aux cartes synoptiques de surface et aux images de satellite générées par le satellite GOES-10, dans les bandes infrarouge, correspondant à 15 heures – GMT et à échelle de l'Amérique du Sud, qui permettent de vérifier la genèse des types de temps d'été. On a considéré la typologie des systèmes actifs suivants : Front Froid (FF) ou Front Polaire Atlantique (FPA), Front Polaire Reflex (FPR), Masse d'air Tropical Atlantique (mTa), Masse d'air Polaire (mPa), Masse d'air Polaire Vieille (mPv), Zone de Convergence de l'Atlantique Sud (ZCAS) et Lignes d'instabilité. *L'approche de la perception climatique* a adopté une méthodologie qualitative, basée sur la technique de recherche sur le terrain de Whyte (1978). Quarante questionnaires ont été appliqués, avec un échantillon équivalent dans les zones urbaines et rurales, à travers quatre recherches sur le terrain intentionnellement développées les 15, 16, 30 et 31 janvier de 2009, aux places centrales et aux arrêts d'autobus de la ville de Rio Claro, ainsi que dans les petites fermes de la commune, toujours de 14 à 18 heures. Les informations obtenues ont été regroupées en fonction de leurs similitudes.

2. Localisation et caractérisation climatique de la surface d'étude

La commune de Rio Claro se situe dans la partie Centre-Est de l'État de São Paulo (figure 1) et occupe une superficie de 498 km², à environ 173 km de la capitale. D'un point de vue géomorphologique, elle se situe dans la Dépression Périphérique Paulista, placée entre les escarpements des 'Cuestas' Basaltiques et le Plateau Atlantique. Sur le plan climatique, la Dépression Périphérique Paulista se définit comme une région de climat tropical qui forme un corridor qui rend possible l'action des systèmes atmosphériques inter et extra-tropicaux. Cette région se présente comme une zone d'interaction entre trois courants de circulation régionaux : les courants liés aux masses d'air Équatorial Continental et Tropical Continental, les courants de l'est et nord-est liés à la masse d'air Tropical Atlantique et par les courants de sud représentés par le Front Polaire Atlantique (Monteiro, 1976). Le climat de la commune de Rio Claro présente une période pluvieuse qui correspond au printemps et à l'été austral (octobre à mars) et une période sèche qui correspond à l'automne/hiver (avril à septembre) ; finalement, c'est essentiellement le dynamisme climatique du Front Polaire Atlantique qui commande le mécanisme de circulation atmosphérique au long de l'année et les précipitations de la commune. (BRINO, 1973).

1

D'après l'auteur, l'unité géographique est définie climatiquement dans une échelle régionale et son expression est donnée par l'analyse qualitative des éléments, obtenue par la corrélation des paramètres climatiques et des ses variations dans une période homogène de temps à travers la considération du rythme.

2

L'analyse rythmique considère que 'Le rythme climatique pourra seulement être compris par la représentation concomitante des éléments fondamentaux du climat, dans les unités de temps chronologiques au moins quotidiennes, compatibles avec la représentation de la circulation atmosphérique régionale, génératrice des états atmosphériques qui se succèdent et constituent le fondement du rythme' (MONTEIRO, 1971, p. 9-13).

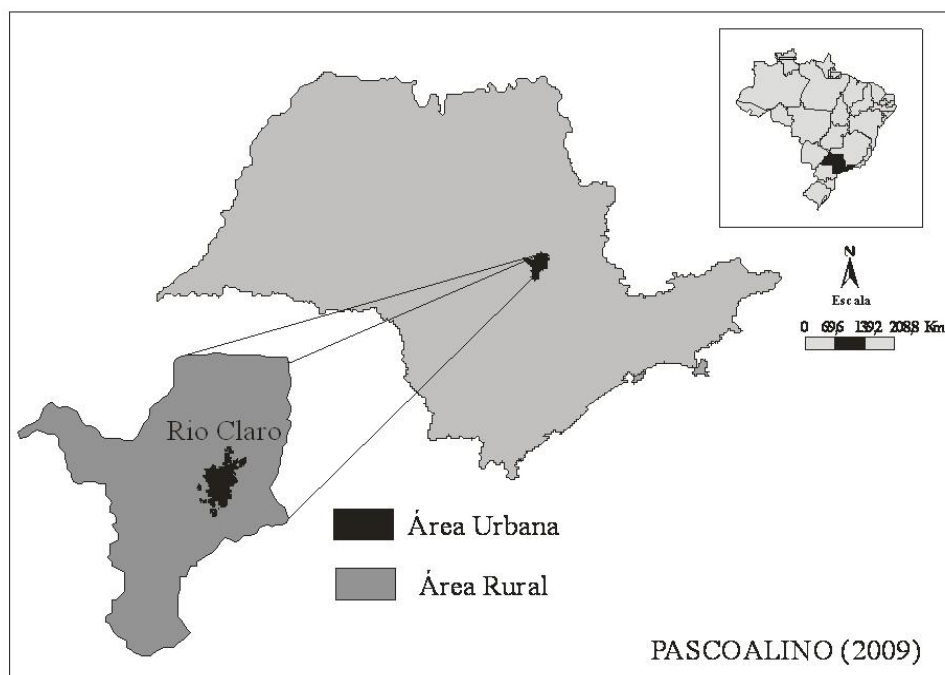


Figure 1: Localisation de la région d'étude dans l'État de São Paulo.

3. Les types de temps observés dans la commune de Rio Claro – SP

L'action des systèmes anticycloniques en janvier 2009 a été réduite, avec la présence de la mPa et de la mTa pendant seulement une journée pour chaque système (le 6 et le 12, respectivement), les deux avec un pourcentage de 3,23%, alors que la mPv a concerné cinq jours (le 7, 8, 9, 22 et 31 – 16,12%). Les incursions du FPA, avec l'action de FF, ont eu lieu pendant onze jours (35,49%), et ont généré un cumul de 90,40 mm de précipitations. Le domaine de ZCAS a représenté 106,00 mm précipités répartis sur cinq jours (le 1, 3, 4, 29 et 30 – 16,12%). Des conditions atmosphériques associées à l'action de lignes d'instabilité ont eu lieu pendant six jours, avec un cumul de 68,50 mm de précipitation. Les 15 et 16 janvier, pendant les recherches en terrain, il s'agissait d'une situation FPA, apportant des précipitations de 3,00 mm (le 15) et 0,5 mm (le 16). Il prédominait des vents de SW et S, avec une forte nébulosité, des températures maximales de 29°C environ, et minimales de 19 à 20°C et une humidité relative supérieure à 50%. Les 3 et 31 s'est installée la ZCAS, avec l'action postérieure de la mPv, avec 7,20 mm de précipitations. Sous l'action de la ZCAS, le temps a été caractérisé par une forte nébulosité et une humidité relative d'environ 60%. Avec la stabilité portée par la mPv, il y a eu une baisse de la nébulosité et un réchauffement : les températures quotidiennes ont oscillé entre 19 et 32°C, soit 3°C de plus que les jours précédents.

4. Les caractéristiques de l'échantillon

Dans l'échantillon lors des recherches de terrain on a surtout obtenu des répondants du sexe féminin dans la zone urbaine (60%) et rurale (55%). Dans la ville, les personnes avaient de 65 à 71 ans (25%); 51 à 57 ans (15%) et 23 à 29 ans (15%) et ont été assez représentatives; en revanche, dans la zone rurale il y avait surtout des sujets de 51 à 57 ans (30%) et 44 à 50 ans (25%). A propos de la scolarité 55 % des répondants de la zone urbaine et 60% de la zone rurale avaient une formation scolaire fondamentale incomplète. Selon le profil professionnel,

15% des participants de la zone urbaine et 65% de la zone rurale travaillaient directement sous l'environnement atmosphérique.

5. La perception climatique des habitants de Rio Claro – SP

La genèse de la pluie de Rio Claro a été majoritairement associée (20%), dans la ville, à la présence de la végétation de la Forêt de l'État Edmundo Navarro de Andrade (FEENA), à la forte humidité inhérente aux processus d'évaporation et évapotranspiration (10%) et au régime climatique dans la commune distinguant la période pluvieuse (10%). Dans la zone rurale, 40% des répondants n'ont pas su expliquer la genèse des pluies, mais ils indiquaient les principaux points/directions d'où elles venaient et leurs intensités. Selon les rapports obtenus, les pluies viennent des directions nord-ouest, sud-ouest et sud de la commune de Rio Claro, coïncidant avec les trajets réels des ondes de NW et des incursions de FPA.

Tableau 1 : Perception des répondants à propos de la genèse des pluies dans la commune de Rio Claro, selon la surface d'habitation.

Facteur de genèse	Zone Urbaine		Zone Rurale		Total	
	N° de personnes	(%)	N° de personnes	(%)	N° de personnes	(%)
Présence de végétation	4	20	-----	-----	4	10
Présence d'orographie	1	5	2	10	3	7,5
Humidité haute	2	10	-----	-----	2	5
Température haute	1	5	2	10	3	7,5
Passages de fronts froids	1	5	1	5	2	5
Existence d'une période pluvieuse dans le climat de Rio Claro	2	10	-----	-----	2	5
Dieu et la Nature	1	5	-----	-----	1	2,5
Il ne sait pas expliquer le motif, mais il reconnaît les directions de l'origine.	1	5	8	40	9	22,5
Il ne sait pas expliquer.	7	35	7	35	14	35

Source: Travail de recherche en terrain - Org. PASCOALINO (2009)

Tableau 2 : Perception des répondants sur la fréquence temporelle dans les intervalles quotidiens entre les précipitations pluviométriques arrivées dans la commune.

Fréquence des pluies	Zone Urbaine		Zone Rurale		Total	
	N° de personnes	(%)	N° de personnes	(%)	N° de personnes	(%)
À la période sèche l'intervalle est de 30 à 40 jours.	1	5	1	5	2	5
À la période sèche l'intervalle est de jusqu'à 60 jours.	1	5	1	5	2	5
Il pleut plus fréquemment entre septembre et avril.	2	10	-----	-----	2	5
Pendant l'été l'intervalle est de 1 à 2 jours, il pleut tous les jours.	4	20	6	30	10	25
À la période pluvieuse l'intervalle est de 15 à 30 jours.	2	10	1	5	3	7,5
À la période pluvieuse l'intervalle est de 3 à 5 jours et à la période sèche est par semaine.	1	5	3	15	4	10
À la période pluvieuse l'intervalle est de jusqu'à 7 jours et à la période sèche est plus que 30 jours.	3	15	1	5	4	10
À l'été il pleut presque quotidiennement, alors que dans l'hiver est de 30 à 40 jours, ou de 60 à 90 jours.	-----	-----	4	20	2	5
Il pleut dans un intervalle d'environ 30 jours ou selon le passage de la nouvelle ou pleine lune.	1	5	1	5	2	5
Ne sait pas répondre.	5	25	4	20	9	22,5

Source: Travail de recherche en terrain - Org. PASCOALINO (2009)

La perception des pluies et leur rythme annuel a été observé à travers les aspects cycliques saisonniers de la commune, où on a identifié deux périodes bien définies, l'une pluvieuse et l'autre sèche, ainsi que la fréquence quotidienne et mensuelle (tableau 2). Lorsqu'il s'agit

d'une période pluvieuse, pour 20% des répondants de la zone urbaine et 30% pour ceux de la zone rurale, l'intervalle est de 1 à 2 jours, et il peut s'étendre entre 3 et 5 jours. En observant les précipitations de janvier 2009, le total enregistré était de 266,10 mm précipités pendant 23 jours, et avec des intervalles temporels entre les pluies allant de 1 à 3 jours ; on a donc enregistré des perceptions équivalentes aux occurrences du phénomène à ses caractéristiques réelles.

L'influence exercée par le temps et le climat sur la vie des répondants se répercute sur la santé des individus : en effet, 25% des personnes de la ville et 40% de la zone rurale affirment que le changement de temps et des saisons de l'année influent sur la cause des maladies des systèmes respiratoire et circulatoire (tableau 3). L'influence du temps/climat sur la disposition, le confort physique, le bien-être, l'humeur, la durée du sommeil, les habitudes alimentaires et le comportement personnel, était mentionnée dans la zone urbaine (35%) comme dans la zone rurale (25%). Les sensations d'irritation, inconfort physique, fatigue, indisposition et malaise ont été associées aux types de temps avec des températures élevées, et les sensations de bien-être ou de douleurs corporelles ont été attribuées aux types de temps avec pluviosité et/ou avec des températures plus basses.

Tableau 3 : Perception des influences du temps et du climat sur la vie des répondants.

Influences exercées par le climat	Zone Urbaine		Zone Rurale		Total	
	N° de personnes	(%)	N° de personnes	(%)	N° de personnes	(%)
Influence directe sur la santé	5	25	8	40	13	32,5
Influence à la disposition, confort physique, bien-être, humour, durée du sommeil, habitudes alimentaires et comportement personnel.	7	35	5	25	12	30
Influence sur le cycle vital des insectes	1	5	-----	-----	1	2,5
Influence sur la productivité agricole	-----	-----	2	10	2	5
Influence sur le choix d'habitation, dans la période pour faire des voyages et au prix des aliments.	1	5	-----	-----	1	2,5
Influence sur la mobilité et la locomotion	2	10	-----	-----	1	2,5
Influence sur la distribution de l'eau	-----	-----	1	5	1	2,5
Il n'exerce aucune influence	2	10	4	20	6	15
Il ne savait pas expliquer	2	10	-----	-----	2	5

Source: Travail de recherche en terrain - Org. PASCOALINO (2009)

Conclusion

Dans la zone urbaine de Rio Claro, on a identifié une perception du temps plus faible mais une meilleure connaissance des caractéristiques de saisonnalité et de circulation atmosphérique régionale. Dans la zone rurale, on a constaté la perception du temps à travers la dynamique locale et l'intensité des événements pluviométriques, ce qui démontre des perceptions de la dynamique atmosphérique dans l'espace vécu avec des descriptions cohérentes avec la circulation atmosphérique observée dans la commune. On a vérifié qu'une grande partie des répondants perçoivent les caractéristiques du rythme, en distinguant les périodes pluvieuse et sèche, ce qui suggère un rythme de fréquence des pluies entre un et cinq jours, pendant la période pluvieuse et jusque trois mois pendant la période sèche. La perception des influences des types du temps d'été au quotidien sur les individus en ville comme en campagne a montré dans les deux zones des pourcentages significatifs d'individus sensibles au temps, les types de temps d'été étant, en général, associés aux sensations d'inconfort physique.

Bibliographie

Brino W. C., 1973: *Contribuição à definição climática da Bacia do Corumbataí e adjacências (S.P.), dando ênfase à caracterização dos tipos de tempo*. Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de Rio Claro, Universidade Estadual Paulista, Tese (Doutorado em Geografia), 119p.

Machado L. M. C. P., 1989: Meio ambiente: percepções, atitudes e valores. *Geografia*, **28**, 134-136.

Monteiro C. A. F., 1969: *A Frente Polar Atlântica e as Chuvas de Inverno na fachada sul-oriental do Brasil: contribuição metodológica à análise rítmica dos tipos de tempo no Brasil*. IGEOG-USP, 68p.

Monteiro C. A. F., 1971: Análise rítmica em climatologia: problemas da atualidade climática em São Paulo e achegas para um programa de trabalho. *Climatologia*, **1**, 1-21.

Monteiro C. A. F., 1976: *O clima e a organização do espaço no Estado de São Paulo: problemas e perspectivas*. IGEOG-USP, 54p.

Oliveira L., 2000: Percepção da paisagem geográfica: Piaget, Gibson e Tuan. *Geografia*, **2**, 5-22.

Pascoalino A., 2009: *Alterações climáticas e a percepção dos munícipes de Rio Claro – SP*. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Dissertação (Mestrado em Geografia), 236p.

Sartori M. G. B., 2000: *Clima e Percepção*. Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, Tese (Doutorado em Geografia).

Whyte A. V. T., 1978: *La perception de l'environnement: lignes directrices méthodologiques pour les etudes sur le terrain*. UNESCO, 134p.

APPLICATION SIG POUR LA MODELISATION SPATIALE DES CONDITIONS CLIMATIQUES, TOPOGRAPHIQUES ET PEDOLOGIQUES FAVORABLES POUR LA VITICULTURE

PATRICHE C.V.¹, IRIMIA L.², PIRNAU R.³, ROSCA B.¹ et QUENOL H.⁴

¹ Université "Alexandru Ioan Cuza", Faculté de Géographie et Géologie, Iași, Roumanie, pvcristi@yahoo.com, roscao@gmail.com

² Université des Sciences Agricoles et Médecine Vétérinaire "Ion Ionescu de la Brad", Faculté d'Horticulture, Iași, Roumanie, liviuirimia2005@yahoo.fr

³ Bureau pour les Etudes Pédologiques et Agrochimiques, Iași, Roumanie, radupirnau@yahoo.com

⁴ Laboratoire COSTEL, UMR6554 LETG, CNRS, Université Rennes 2, France, herve.quenol@uhb.fr

Résumé : Cette étude a pour objectif d'élaborer une modélisation par SIG adaptée aux échelles locales, afin de localiser les conditions environnementales favorables à la viticulture dans le secteur viticole de Bucium situé près de la ville de Iași (Nord-Est de la Roumanie). Les facteurs climatiques retenus sont la radiation globale, l'insolation annuelle, la température, les précipitations ainsi que différents indices bioclimatiques. Les paramètres topographiques pris en compte sont la pente et l'exposition et, enfin, les caractéristiques des sols, la texture et la teneur en humus. Les différents facteurs favorables pour la viticulture ont été exprimés par points et classes. La spatialisation et l'intégration de ces facteurs par SIG permettent d'établir une carte finale des conditions environnementales favorables pour la culture de la vigne dans le but d'une gestion raisonnée et efficace des exploitations viticoles.

Mots-clés : vignoble, facteurs écologiques, SIG

Abstract : GIS application for spatial modelling of climatic, topographic and soil conditions suitable for viticulture.

Our study proposes a GIS-based methodology for evaluation of environmental conditions suitable for viticulture at fine scale. The study area is the Bucium vineyard centre situated close to Iași town (North-East of Romania). The climate factors taken into account are global radiation, sunshine duration, temperature and precipitations as well as several bioclimatic indices. The topographical parameters are represented by terrain slope and aspect and the soil parameters used for analysis are soil texture, skeleton and humus content. These factors were expressed in terms of suitability points and classes. Their spatial modelling and integration using GIS allowed us to derive a final suitability map, constituting an indispensable tool for a scientific and efficient management of vineyards.

Keywords : vineyard, environmental factors, GIS.

Introduction

Le vignoble de Iași est situé dans la partie est de la Roumanie, incluant les exploitations viticoles autour de la ville de Iași (47°07'N, 27°36'E). Du point de vue administratif, il comprend quatre secteurs viticoles : Bucium, Tomești, Copou et Uricani. Du point de vue éoclimatique, le vignoble de Iași est un vignoble septentrional, proche de la limite nord pour la culture de la vigne (50°N), avec un climat frais, pauvre en ressources héliothermiques et fréquemment affecté par des gelées qui ont un impact négatif sur la vigne. Le secteur viticole de Bucium, situé au sud de la ville, est le plus grand et le plus développé du vignoble (Fig. 1). Les productions traditionnelles sont composées de vins mousseux (Muscat ottonel), des vins blancs de table, des vins blancs de qualité et des alcools forts. La localisation des vignobles à proximité de la ville fait que les terrains sont convoités pour des constructions immobilières. Par conséquent, les propriétaires actuels abandonnent la culture de la vigne, ce qui entraîne une diminution progressive de la surface viticole. Afin d'enrayer la disparition de la viticulture dans cette zone, nous avons réalisé une cartographie des secteurs favorables pour la culture de la vigne de manière à déterminer et à valoriser les conditions pédoclimatiques favorables pour la culture de la vigne. Cette cartographie sera également un document de base pour l'évaluation de l'impact du changement climatique sur la viticulture dans la région de Iași.

Cette étude est basée sur une méthodologie impliquant l'utilisation d'images satellitaires, des SIG et des paramètres pédoclimatiques favorables pour la culture de la vigne (Irimia et

Patriche, 2009, 2010, 2011 ; Irimia et Rotaru, 2009). L'application du SIG pour l'analyse des régions viticoles a déjà été validée en viticulture (Smith et Whigham, 1999 ; Jones, 2004 ; Tesic, 2004 ; Pythoud, 2006). Avant le développement de ces outils, l'évaluation des conditions favorables pour la viticulture était basée sur l'analyse des facteurs édaphiques (Morlat et Bodin, 2006), climatiques (Huglin, 1978 ; Smart et Dry, 1980 ; Jackson et Cherry, 1988), et surtout sur l'interaction entre le sol et la croissance de la vigne (Teodorescu *et al.*, 1987 ; Carbonneau, 1994 ; Van Leeuwen *et al.*, 2004).

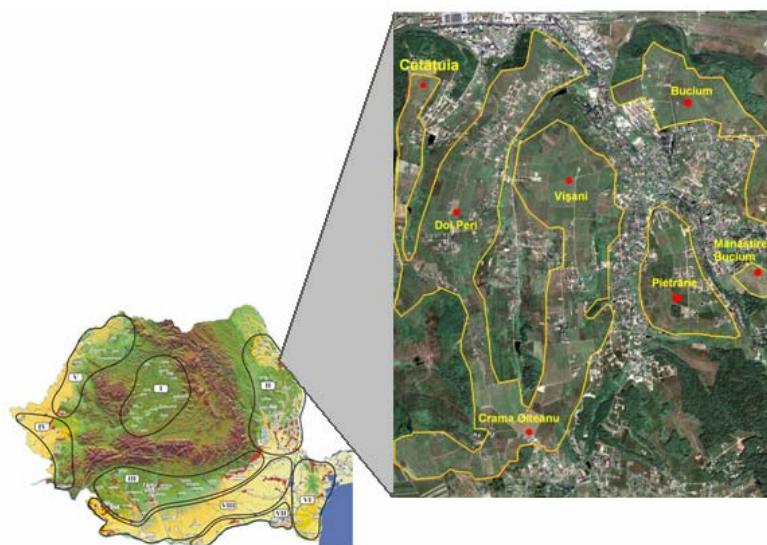


Figure 1 : L'emplacement du secteur viticole Bucium – le vignoble de Iași sur la carte viticole de la Roumanie

1. Données et méthodes

L'identification et la délimitation du secteur viticole de Bucium ont été réalisées à partir d'images satellitaires intégrées dans Google Earth. Le modèle numérique du terrain, qui constitue la base pour la modélisation des variables topographiques et climatiques, a été réalisé, avec une résolution de 12,5 m, à partir des courbes de niveau vectorisées des cartes topographiques à l'échelle 1:25000. Les données climatiques sont issues de la base de données LocClim de la FAO ainsi que de la station météorologique de Iași. La base de données pédologiques est représentée par 12 profils du sol issus des études pédologiques à l'échelle 1:10000, effectués par l'Office des Etudes Pédologiques et Agrochimiques de Iași. Une interpolation simple a été effectuée pour spatialiser la teneur du sol en argile (pondération avec l'inverse de la distance – IDW) et un krigeage après une régression avec l'altitude pour la teneur en humus. Les différents traitements sont réalisés avec le logiciel SIG ArcGIS 9.3.

Le potentiel viticole d'une région est évalué à partir des valeurs moyennes annuelles de facteurs et indices divers tels que la pente et l'exposition des versants, le type et la texture du sol, la teneur en humus, la température, la radiation globale, l'insolation réelle, les précipitations et différents indices bioclimatiques utilisés en viticulture (ex : Huglin, Winkler).

Ces différents facteurs sont mis en relation avec le potentiel quantitatif et qualitatif des vins. En fonction de ces différents facteurs (topographiques, climatiques et pédologiques), on crée 3 classes de potentiel viticole à partir d'un système de points (allant de 1 à 10) attribués pour chaque facteur. C'est la combinaison de ces différents facteurs dans le SIG qui permettra de définir une de ces trois classes pour tout point de l'espace : 1^{ère} classe (très favorable), avec une moyenne de 9 à 10 points ; 2^{ème} classe (moyen favorable), avec une moyenne des 7 à 8 points ; 3^{ème} classe (peu favorable), avec une moyenne de 5 à 6 points. La 3^{ème} classe représente les potentialités viticoles nécessaires pour la production des vins blancs de table,

des vins mousseux, et d'alcool fort ; la 2^{ème} classe exprime les conditions favorables pour la production des vins blancs de qualité et des vins rouges de table ; la 1^{ère} classe correspond aux conditions favorables pour la production des vins blancs et rouges de qualité.

2. Résultats

2.1. La variation locale des facteurs environnementaux

La variation locale des facteurs environnementaux a été établie à partir du modèle numérique de terrain (MNT). Pour l'évaluation environnementale, nous avons analysé la variabilité locale des facteurs topographiques, climatiques et édaphiques considérés comme déterminants pour le potentiel viticole (Fig. 2). L'analyse du climat a été complétée par la détermination de la distribution spatiale de l'indice héliothermique d'Huglin, ainsi que la cartographie des secteurs gélifs.

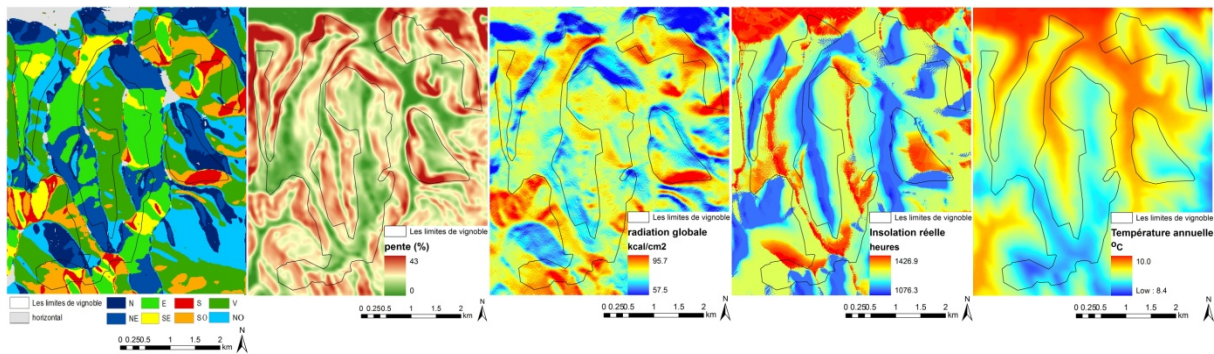


Figure 2 : La variation locale des facteurs environnementaux dans le secteur viticole de Bucium (vignoble de Iași, Roumanie) : a. exposition, b. pente, c. radiation globale, d. insolation réelle, e. température annuelle.

Les facteurs topographiques. L'analyse de l'altitude, de la pente et de l'exposition révèle la complexité topographique de la région. Les hautes collines (jusqu'à 349 m), orientée essentiellement du nord au sud, et des vallées ouvertes vers le nord limitent le potentiel viticole. 30% des expositions sont Nord, Nord-Est ou Nord-Ouest, c'est-à-dire défavorable pour la culture de la vigne pour les vignobles septentrionaux comme le vignoble de Iași. En raison de l'orientation des collines, plus de 58% des surfaces avec une exposition Est et Ouest sont moyennement favorables et seulement 11% d'exposition Sud et Sud-Est sont très favorables pour la vigne.

Les facteurs climatiques. Les températures caractérisent la région comme « fraîche »: la température moyenne annuelle varie entre 8,4°C au niveau des collines et 10°C dans les vallées ; la température de Juillet (mois le plus chaud), variant entre 19,5°C et 21,5°C et caractérisant ainsi la région comme un secteur favorable pour la production de vins blancs de qualité. Le cumul des degrés/jour, avec des valeurs comprises entre 1086 et 1412 montre une bonne aptitude pour la production des vins blancs de table et de qualité. Le rayonnement solaire est très favorable pour les variétés de vin (>87 kcal/cm²/an) sur 83% de la superficie évaluée, et défavorable pour la vigne (<83.9 kcal/cm²/an) sur 17% de la surface. L'insolation réelle varie entre 1076,3 et 1426,9 heures. Ces faibles valeurs peuvent être défavorables pour l'accumulation des sucres, des anthocyanes et des composés aromatiques dans les raisins.

Les facteurs édaphiques. Le type de sol, la texture des sols et le teneur en humus sont les trois paramètres considérés comme ayant une influence déterminante sur la qualité du vin. Par exemple, les sols du tiers supérieur des pentes sont peu fertiles, faible en humus (1,3 à 2%), avec une texture limoneuse et avec des fragments de roche calcaire. Ces paramètres pédologiques sont favorables pour produire des vins de terroirs de haute qualité. Dans le tiers

inférieur des pentes, les sols ont une teneur élevée en humus (jusqu'à 4,6%) et sont argileux. Ces caractéristiques indiquent une aptitude adaptée pour la production de vins de table.

2.2. La distribution spatiale du potentiel viticole selon les facteurs topographiques, climatiques et édaphiques

L'analyse combinée des facteurs topographiques, exprimée par la moyenne des points d'évaluation attribués pour la pente et pour l'exposition, révèle que 34% de l'espace viticole est défavorable à la culture de la vigne : pentes orientées Nord, Nord-Est, Nord-Ouest et fonds de vallées gélifs (Fig. 3a). L'aptitude maximale pour la vigne est pour les versants avec une pente moyenne (8-15%) et une exposition Sud-Sud-Est, qui représentent 28% des surfaces viticoles étudiées : le coteau orienté Est du domaine Cetățuia, le versant oriental du domaine Doi Peri, la pente Est du domaine Vișani, le versant Ouest de la colline Bucium, le versant Sud du domaine Pietrăria et la zone de plateau au sud de la Cave d'Olteanu. Il convient de noter la faible aptitude du vignoble où est située la Cave d'Olteanu (amphithéâtre naturel avec exposition nord, nord-est et nord-ouest des pentes), et également au niveau des pentes nord-est du domaine Pietrăria et toute la pente ouest du domaine Doi Peri.

Pour les potentialités climatiques, 68% de la surface plantée en vigne est d'un point de vue climatique en classe II c'est-à-dire dans des conditions favorables pour la production de vins blancs de qualité. Dans le périmètre analysé, il n'y a pas de valeurs classées dans la catégorie I pour l'aptitude climatique. Les terres classées dans la classe II correspondent aux domaines Cetățuia et Doi Peri, à la zone médiane du domaine Visani, au versant Ouest de la colline Bucium et aux versants Ouest et Sud du domaine Pietrăria (Fig. 3b). Enfin, notons l'aptitude environnementale défavorable (classe III), d'un point de vue climatique, de la zone où sont situées les vignes de la Cave d'Olteanu et du Monastère Bucium.

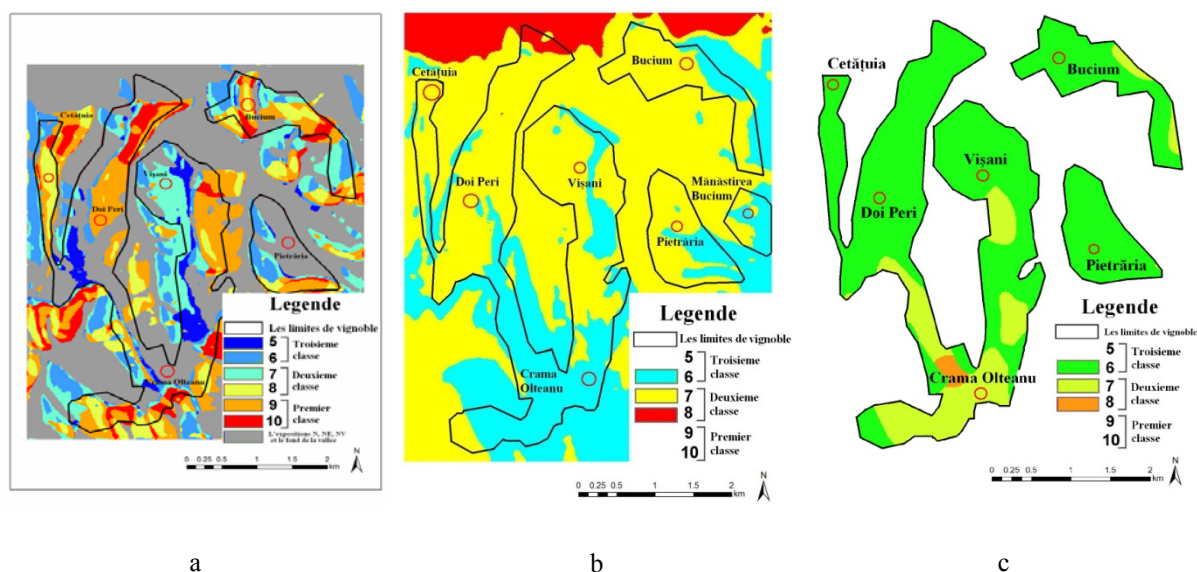


Figure 3 : La distribution spatiale des classes d'aptitude selon des facteurs topographiques (a), climatiques (b) et pédologiques (c) dans le secteur viticole Bucium (vignoble de Iași, Roumanie)

Quant au potentiel viticole défini par les facteurs édaphiques, 80% de la surface du secteur viticole est en classe III, ce qui révèle uniquement un potentiel favorable pour les vins blancs de table. Un petit pourcentage de la zone (19,7%) se situe, en termes d'aptitude des sols, dans la classe II. Ces terres sont situées sur la limite sud du vignoble, à proximité des secteurs de calcaire Sarmates de la Colline Repedea. Ceux-ci ont une influence favorable pour la qualité de la production de vin. Un petit pourcentage de ces sols est également sur le versant sud du domaine Pietrăria, situé dans la même zone (Fig. 3c).

2.3. La distribution spatiale du potentiel viticole défini par l'ensemble des conditions environnementales

Au final, le potentiel environnemental révèle que 30% de la superficie étudiée (soit 281 ha sur 928 ha) est défavorable pour la vigne, 34% (316 ha) est dans la classe III et 36% (331 ha) dans la classe II. Dans le périmètre du secteur viticole, il n'y a pas de potentiel viticole de classe I, ce qui limite la production de vins rouges de qualité. Sur la figure 4, les zones les plus favorables, de classe II, sont dans le domaine Cetatuia, sur le versant oriental du domaine Doi Peri, sur la pente Est du domaine Vişani, sur la pente Sud-Ouest de la colline Bucium, sur le versant Sud de domaine Pietrăria et du plateau au sud de la Cave Olteanu. Les images satellitaires montrent que les pentes favorables pour la vigne sur les domaines Cetatuia, Doi Peri et Bucium deviennent petit à petit des zones résidentielles, ce qui compromet la perspective viticole de ces zones. Les régions les moins touchées par l'urbanisation et qui pourraient être exploitées par la culture de la vigne, sont les pentes Ouest du domaine Vişani, le versant Sud du plateau Pietraria et la partie sud de la Cave Olteanu. La zone la plus favorable pour la vigne dans l'ensemble du secteur viticole de Bucium est le versant Sud du domaine Pietraria, qui en plus des caractéristiques climatiques favorables, ont des sols contenant du calcaire oolithique, ce qui influence favorablement la qualité des différentes variétés de vin.

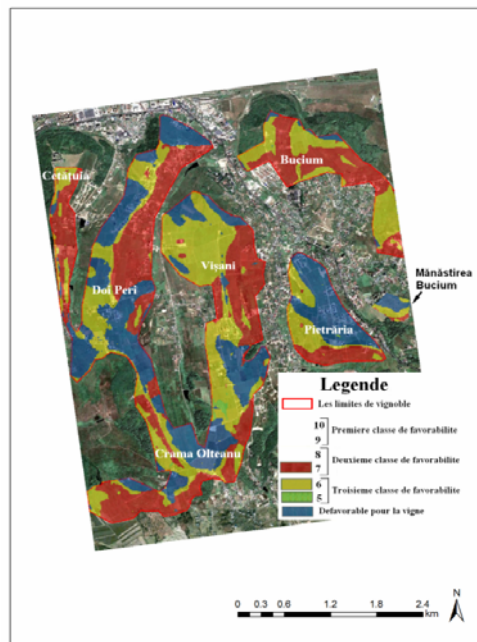


Figure 4 : La distribution spatiale de la favorabilité écologique pour la culture de la vigne dans secteur viticole de Bucium (vignoble de Iaşi)

Conclusion

L'objectif de cette étude a été d'évaluer et de cartographier les secteurs favorables pour la culture de la vigne dans le secteur viticole de Bucium (vignoble de Iaşi en Roumanie), par l'analyse SIG des facteurs topographiques, édaphiques et climatiques. Le potentiel environnemental pour la culture de la vigne, exprimé comme le croisement entre ces différents a révélé que 30% de la surface est défavorable pour la vigne, 34% a un potentiel favorable pour la production des vins blancs de table et 36% pour celle de vins blancs de qualité. Les zones les plus favorables pour la vigne, avec un bon potentiel pour produire des vins blancs de qualité, sont le domaine Cetăţuia, le versant oriental de domaine Doi Peri, la

penne d'est de domaine Vişani, la penne sud-ouest de domaine Bucium, la penne sud du domaine Pietrăria et la zone du plateau au sud de la Cave Olteanu. Le plus favorable pour la culture de la vigne dans l'ensemble du secteur viticole Bucium est la penne sud du domaine Pietrăria, qui en plus des caractéristiques optimales du climat, bénéficie de sols contenant des fragments de calcaire, ce qui influence favorablement la qualité de la production des variétés de vin en augmentant sa qualité et en définissant son authenticité.

Remerciements

L'étude a été réalisée avec le support du projet POSDRU/89/1.5/S/49944, coordonné par l'Université « Alexandru Ioan Cuza » Iaşi.

Bibliographie

- Carbonneau A., 1994 : Le zonage des potentialités viticoles à l'échelle de l'Union Européenne. *Progr. Agric. Vitic.*, 22, 505-514.
- Huglin P., 1978 : Nouveau mode d'évaluation des possibilités héliothermiques d'un milieu viticole. *Comptes Rendus de l'Académie d'Agriculture*, 1117-1126.
- Irimia L., Patriche C.V., 2011 : GIS application in viticulture: The spatial distribution analysis of slope inclination and slope exposure in Huşi vine growing centre - Huşi vineyard. *Cercetări Agronomice în Moldova*, **1(145)**, 51-59.
- Irimia L., Patriche C.V., 2010 : Evaluating the oenoclimatic potential in wine growing regions, by using Geographic Information Systems (GIS). *Cercetări Agronomice în Moldova*, **1(141)**, 49-58.
- Irimia L., Patriche C.V., 2009 : Spatial distribution analysis of the ecological factors in the Avereşti wine growing centre – Huşi vineyard. *Cercetări Agronomice în Moldova*, **3(139)**, 33-42.
- Irimia L., Rotaru L., 2009 : Preliminary research regarding the elaboration of an ecological classification system for the viticultural areas. *Lucrări Ştiinţifice UŞAMV Iaşi, Seria Horticultură*, **52**, 713-718.
- Jackson D.I., Cherry N.J., 1988 : Prediction of a district's grape-ripening capacity, using a latitude-temperature index (LTI). *Am. J. Enol. Vitic.*, **1**, 19-28.
- Jones G., 2004 : *Modeling Viticultural Landscapes: A GIS Analysis of the Terroir Potential in the Umpqua Valley of Oregon*. *GeoScience Canada*, **31(4)**, 167-178.
- Morlat R., Bodin F., 2006 : Characterization of viticultural terroirs using a simple field model based on soil depth – II. Validation of the grape yield and berry quality in the Anjou vineyard. *Plant and Soil*, **281(1-2)**, 55-69.
- Pythoud K., 2006 : La modélisation de paramètres climatiques pour la caractérisation des terroirs viticoles tessinois. *Symposium international du Merlot*, Lugano, 1-2 septembre 2006, 28-33.
- Smart R.E., Dry P.R., 1980 : A climatic classification for Australian viticultural regions. *Australian Grapegrower Winemaker*, 17, **196**, 8-16.
- Smith L., Whigham P., 1999 : *Spatial Aspects of Vineyard Management and Wine Grape Production. The 11th Annual Colloquium of the Spatial Information Research Centre University of Otago, New Zealand*, 171-182.
- Tesic D., 2004 : *Vineyard location analysis for site selection and evaluation. Acta Horticulturae*, **640**, 27-35.
- Teodorescu Ş., Popa A.I., Sandu G., 1987 : *Oenoclimatul României (Oenoclimate in Romania)*. Edit. Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti, 25-58.
- Van Leeuwen C., Friant P. H., Chone X., Tregoat O., Koundouras S., Dubourdieu D. 2004 : The influences of climate, soil and cultivar on terroir. *Am. J. Enol. Viticulture*, **55(3)**, 207-217.

RISQUES CLIMATIQUES D'HIVER DANS LA ZONE DE LA STATION DE MONTAGNE DE PĂLTINIȘ ET LEUR INFLUENCE SUR LE TOURISME

PEHOIU G.¹, MURĂRESCU O.¹

¹ *Université Valahia de Târgoviște, Faculté de Sciences Humaines, Département de Géographie; e-mail: gpehoiu@yahoo.com; ovidiu_murarescu@yahoo.com*

Résumé : *Située dans les montagnes de Cindrel, la station de Păltiniș est considérée comme la station de montagne la plus élevée de Roumanie (1450 m), localisée à 32 km au sud-ouest de la ville de Sibiu, dans une zone bien peuplée, près des villages de Mărginimea Sibiului, et des villes de Sibiu, Cisnădie, Sebeș, ainsi que dans une région bien développée du point de vue économique, avec des traditions industrielles, agricoles et surtout touristiques. À côté du relief, le climat est le facteur décisif qui a contribué au développement de la station, qui au début a eu un profil de soins et de loisirs et ensuite de loisirs et de pratique des sports d'hiver. Grâce à sa position et à son altitude, cette station bénéficie d'un climat de montagne avec des influences occidentales.*

Mots-clés : *Păltiniș, climat, risque climatique, tourisme.*

Abstract : *Winter climatic hazards in the area of the Păltiniș mountain resort and their influence on tourism. Păltiniș mountain resort, situated in Cindrel Mountains, is considered the alpine resort situated at the highest altitude in Romania (1450 m), 32 km south-west from Sibiu town, in a well-populated area, near the villages of Mărginimea Sibiului, and near the towns Sibiu, Cisnădie, Sebeș, as well as in an economically well-developed region, with industrial, agricultural and especially tourist traditions. Along with the relief, the climate is the determining factor that has contributed to the development of this mountain resort, whose profile was initially that of treatment and recreation and later on, that of recreation and winter sports. Due to its position and altitude, it benefits of an alpine climate, with western influences.*

Keywords : *Păltiniș, climate, climatic hazard, tourism.*

Introduction - généralités

Située dans le centre de la Roumanie (dans le département de Sibiu) et dans le nord-est des monts Cindrel (Carpates Méridionales), à l'altitude la plus élevée du pays, la station de Păltiniș est en même temps la plus ancienne du pays aussi : elle a été créée par *Societatea Carpatină Transilvania* / La Société des Carpates de Transylvanie, à la fin du 19^e siècle en 1894 - Fig. 1.

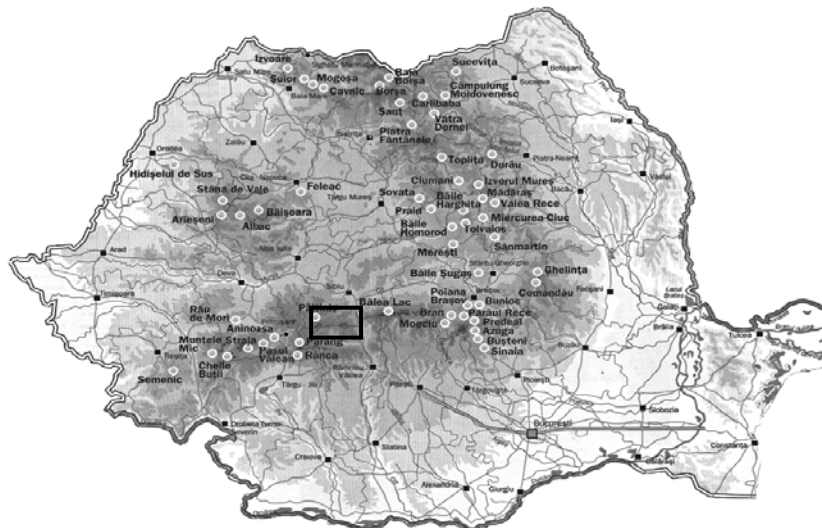


Figure 1 : Position géographique de la Station de Păltiniș dans la carte de la Roumanie

1. Données et méthodes

Notre étude s'est basée sur l'analyse de la série de données statistiques-mathématiques concernant la période 1990-2008 transmise par la Station Météorologique de Păltiniș (dép. de Sibiu). Celle-ci appartient, du point de vue administratif, au Centre Météorologique Transilvania Sud - Sibiu. Cette station météorologique est située à une altitude de 1470 m, entre la Cime Bătrâna (1860 m) - au sud-est, le Sommet Oncești (1770 m) – à l'est du sommet Tomnatic (1600 m) et à l'ouest de Culmea Surdu (Buiuc et al., 1975).

En tant que méthode de travail, nous avons utilisé la transformation des données prises sur le terrain provenant d'observations directes, calculant des indicateurs climatiques importants, tels les moyennes, les extrêmes et les fréquences d'occurrence de ces indicateurs pendant la période de référence, pour pouvoir mettre en évidence le degré de variabilité de ceux-ci.

2. Particularités climatiques et touristiques de la station de Păltiniș

A partir de l'analyse des principaux paramètres météorologiques (température de l'air, humidité relative de l'air, précipitations, etc.), on peut mettre en évidence certaines particularités climatiques spécifiques de cet endroit.

En ce sens, la durée de l'ensoleillement est d'environ 1500 d'heures par an, dont environ 230 heures pendant la saison d'été; la plupart des jours sans nuages sont enregistrés en août et septembre, alors que les jours nuageux dominent pendant les mois de novembre à mars.

La température moyenne pluriannuelle varie entre 4,3 et 5,1°C, en fonction de l'influence des masses d'air qui agissent sur la région. Le nombre de jours de gel oscille entre 230 et 280. Le premier gel peut se produire au début du mois de septembre à des altitudes entre 1800 et 2244 m, et le dernier gel peut être enregistré pendant la dernière décade du mois de mai. Le nombre de jours d'hiver avec des températures inférieures à 0° C est de 60 à 90. Dans cette zone on peut remarquer aussi de fréquentes inversions de température qui influencent l'activité touristique et économique (*Clima României*, 2008).

Les quantités moyennes des précipitations annuelles varient entre 900 et 1100 mm/an, dont 300-600 mm/an tombent sous forme solide pendant les mois de novembre à mars. Par conséquent, la couche de neige persiste pendant environ un tiers de l'année, si bien que la station est surtout prisée par les amateurs des sports d'hiver. En même temps, il faut remarquer la qualité thérapeutique principale pour laquelle la station est recommandée, à savoir l'air fortement ozoné et rayons ultraviolets. La qualité de cet air le recommande pleinement pour le traitement des asthénies, du surmenage physique et intellectuel, des anémies, des maladies pulmonaires ainsi que des déficiences de croissance des enfants (Teodoreanu, 1984 ; Ielenicz et al., 2007).

Compte tenu du potentiel climatique et aussi anthropique (les ressources concernant l'infrastructure existante et celle en voie de développement), la station est favorable à la pratique des sports d'hiver, surtout pour le ski de fond. Parmi les aménagements existants, la piste de ski du Mont Oncești est à remarquer, disposant de télésiège (longueur de 1025 m avec une dénivellation de 241 m), téléski (longueur de 410 m avec une dénivellation de 138 m) et baby-lift (Tableau 1).

Tableau 1 : La station de Păltiniș – Pistes de ski (www.romaniaturistica.ro)

Nom de la piste de ski	Difficulté	Longueur (m)	Dénivellation (m)	Neige artificielle	Lumière nocturne
Oncești I	moyen	1150	211	Non	Oui
Oncești II	facile	450	38	Non	Non
Păltiniș Dealul Poplăcii	ski de fond	2200	-	Non	Non
Păltiniș - Sânta	ski de fond	3000	-	Non	Non
Păltiniș - Dăneasa	ski de fond	540	145	Non	Non
Oncești - Păltiniș	ski de fond	5000	275	Non	Non
Găujoara - Păltiniș	ski de fond	3600	175	Non	Non

3. Analyse succincte des principaux paramètres météorologiques

3.1. Température de l'air

La température mensuelle moyenne pluriannuelle présente une distribution relativement normale, caractérisée par la baisse des valeurs thermiques au fur et à mesure que l'altitude augmente. Cet indicateur météorologique varie entre 4,5 et 5,1°C, dû à la circulation des masses d'air, et la température moyenne pendant la saison froide se situe entre -0,5 et -1°C, la moyenne des valeurs maximales étant de 2,8 à 3°C et la moyenne des valeurs minimales de 2,2 à -8,1°C (Fig. 2 et 3).

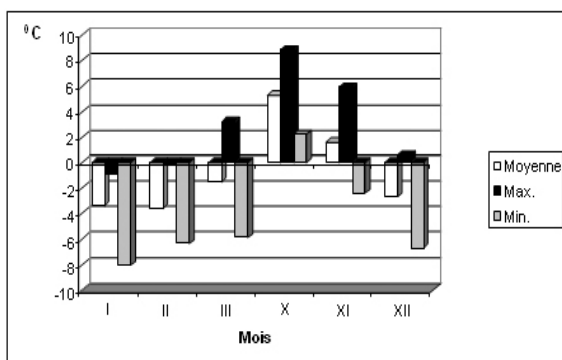


Figure 2 : Evolution des températures mensuelles moyennes pluriannuelles à la Station Météorologique de Păltiniș (1990-2008)

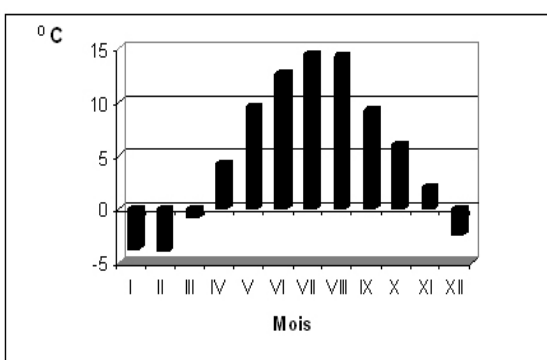


Figure 3 : Evolution des températures mensuelles moyennes pluriannuelles de la saison froide à la Station Météorologique de Păltiniș (1990-2008)

3.2. L'humidité relative de l'air

La répartition dans le temps de l'humidité relative de l'air dépend de la température, en étant inversement proportionnelle à celle-ci. Les valeurs augmentent à la suite du processus d'évaporation, lequel présente un régime journalier et annuel.

L'humidité relative moyenne annuelle varie de 75 à 89%, et les valeurs les plus basses sont spécifiques aux mois de février et de novembre, les plus élevées étant enregistrées en mars et en décembre (Fig. 4).

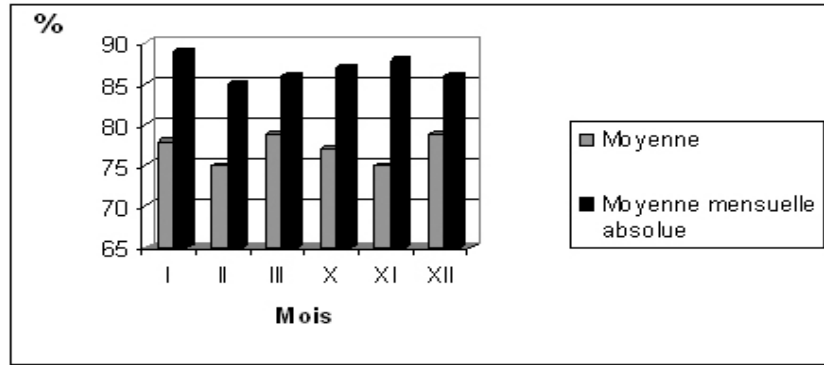


Figure 4 : Evolution de l'humidité mensuelle relative moyenne pluriannuelle à la Station Météorologique de Păltiniș pendant la saison froide (1990-2008)

3.2. Précipitations atmosphériques

Les quantités annuelles moyennes de précipitations varient entre 900 et 1100 mm/an, mais pendant la période analysée, on a pu remarquer une variabilité plus grande des quantités, comme par exemple 656 mm/an (en 2000) ou 1328 mm (en 2007). La plus grande part des précipitations est enregistrée pendant la saison chaude (100 à 150 mm, avec un maximum de 151,6 mm au mois de juillet).

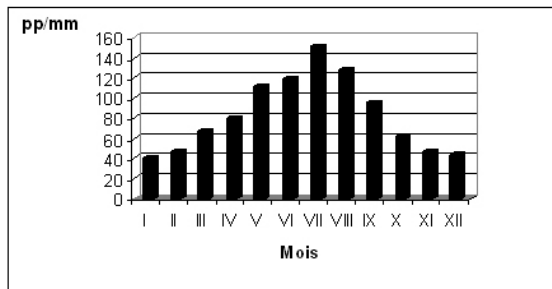


Figure 5 : Evolution des précipitations mensuelles moyennes pluriannuelles à la Station Météorologique de Păltiniș (1990-2008)

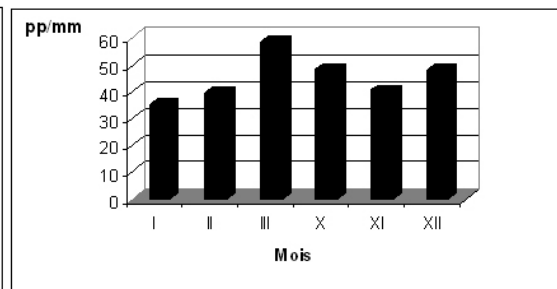


Figure 6 : Evolution des précipitations mensuelles moyennes pluriannuelles de la saison froide à la Station Météorologique de Păltiniș (1990-2008)

Sur le total des précipitations qui tombent sous forme solide, durant des mois de novembre à mars, la moyenne mensuelle étant de 3 à 60 mm, et celle annuelle étant comprise entre 260 et 600 mm, ce qui fait que la durée de la couche de neige dure environ un tiers de l'année, une raison de plus pour que la station de Păltiniș soit une destination prisée spécialement par les amateurs des sports d'hiver (Fig. 5 et 6).

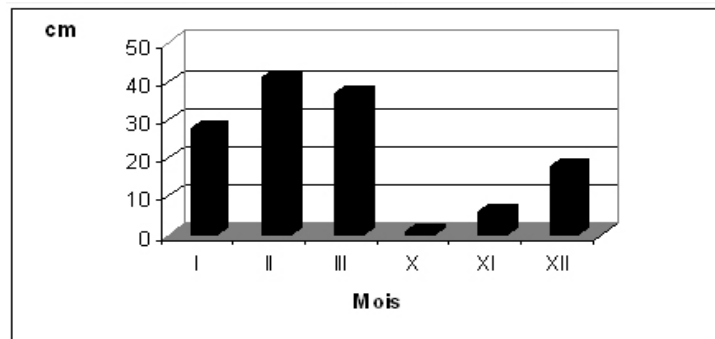


Figure 7 : Epaisseur moyenne de la couche de neige à la Station Météorologique de Păltiniș (1990-2008)

L'épaisseur moyenne de la couche de neige varie entre 1 et 45 cm durant les mois de la saison froide, avec une moyenne pluriannuelle de 22 cm. En ce qui concerne l'épaisseur maximale de la couche de neige, elle a présenté des variations de 6 cm (en octobre et mai) à

450 cm (en décembre - février) - Fig. 7.

4. Les risques climatiques en hiver avec un impact sur les activités touristiques

L'analyse des risques climatiques d'hiver dans l'endroit étudié a été réalisée sur la base de la classification générale concernant la saison d'hiver, qui présente les risques suivants: inversions de température, jours et nuits de gel, gelée, givres, neiges et neiges abondantes, avalanches, transport de la neige par le vent, formation de glace, auxquels on peut ajouter les brouillards, les pluies et les averses de pluie, en tant que risques pour le bon déroulement des activités touristiques et sportives de saison, qui soit diminuent la couche de neige, soit peuvent contribuer à la formation d'une couche de glace (Bogdan et Niculescu, 1999 ; Bogdan et Marinică, 2007).

Les inversions de température se manifestent dans la zone élevée du Massif Cindrel, à plus de 1800 m d'altitude, affectant les activités spécifiques du tourisme de montagne, mais elles peuvent parfois aussi se repercuter dans la zone de la Station de Păltiniș.

Les jours et les nuits de gel, pendant la période analysée, ont un nombre moyen variant entre 6 et 63, les plus nombreux étant enregistrés en janvier, avec une moyenne pluriannuelle de 11 à 25 jours, et les moins nombreux en octobre, avec une moyenne de 9 à 12 jours.

La gelée et le givre sont des phénomènes qui apparaissent pendant les mois d'octobre à mars. Les gelées précoces du sol varient d'un seul cas jusqu'à 23, et le nombre des jours de gel à la Station Météorologique de Păltiniș est en moyenne de 25 jours par mois, pouvant atteindre, pour l'ensemble de la saison froide, jusqu'à 140-150 jours. Le nombre le plus élevé de jours à gel est enregistré aux mois de janvier et février (26-28), et le plus petit au mois d'octobre (10 jours). En ce qui concerne le givre, le plus grand nombre de jours d'occurrence de ce phénomène se rencontre au mois de novembre (9), et le plus petit en février (3), mais il y a aussi des cas où l'on a enregistré 14 jours de givre, en moyenne. Le total des jours de givre va de 25 à 55.

Les neiges et les neiges abondantes ont un impact direct sur la quantité de neige déposée et dans l'équivalent en eau suite du dégel de cette couche. Le nombre des jours avec des précipitations solides varie, en moyenne, entre 60 et 90, avec une fréquence élevée aux mois de janvier et de février (26-28 cas), mais il y a eu aussi des années où de telles précipitations sont tombées aux mois d'octobre ou de mars (8 à 25 cas). Durant la période où ce phénomène se manifeste, on rencontre aussi des situations avec des précipitations solides tombant sous forme d'averse, avec une moyenne de 7 à 10 cas.

Le transport de la neige par le vent est aussi un phénomène qui se manifeste en moyenne 23-24 jours pendant la période de temps analysée, pouvant apparaître dès le mois d'octobre, mais la fréquence la plus élevée se présente en décembre (moyenne de 6,5 cas) et en février (6 cas).

Les formations de glace ont une moyenne de production comprise entre 1 et 3,5 jours, mais elles peuvent aussi se manifester jusqu'à 17 jours. Le plus petit nombre de jours avec des formations de glace se rencontre en octobre et en mars, tandis que le nombre le plus grand, en moyenne 1,4 jours, se présente en décembre et janvier.

Le brouillard est, à son tour, un phénomène climatique qui peut créer des risques pour les activités touristiques. Il se manifeste pendant toute l'année, mais en ayant une fréquence plus élevée pendant la saison froide, avec une moyenne de 80-90 jours, mais pouvant parfois atteindre 105 à 110 jours.

Les pluies et les averses de pluie de la saison froide peuvent représenter des risques pour le

déroulement des activités touristiques, à cause de l'impact auquel elles peuvent contribuer en association avec d'autres phénomènes. Pendant la saison froide de l'année, des précipitations sous forme liquide peuvent se produire à cause des invasions des masses d'air chaud d'origine méditerranéenne. Pendant la période étudiée, on a enregistré une moyenne de 10 cas de jours avec précipitations liquides, dont 7-8 cas annuellement ont été sous forme d'averse.

Conclusions

La présente étude s'est basée sur l'analyse de la série de données statistiques-mathématiques transmise par la Station Météorologique de Păltiniș (dép. de Sibiu) pour la période 1990-2008.

L'analyse des principaux paramètres météorologiques (température de l'air, humidité relative de l'air, précipitations, etc.), met en évidence certaines particularités climatiques spécifiques. Ainsi, la température moyenne pluriannuelle varie entre 4,3 et 5,1°C, en fonction de l'influence des masses d'air qui agissent sur la région; l'humidité relative moyenne annuelle reste comprise entre 75 et 89%, les quantités moyennes des précipitations annuelles ont des valeurs entre 900 et 1100 mm/an, dont 300 à 600 mm/an sont solides, si bien que la couche de neige persiste durant environ un tiers de l'année. Pour cette raison, la station est une destination spécialement prisée par les amateurs des sports d'hiver.

Les risques climatiques suivants ont été mis en évidence : inversions de température, jours et nuits de gel, gelée, givres, neiges et neiges abondantes, avalanches, transport de la neige par le vent, formation de glace, auxquels on peut ajouter les brouillards, les pluies et les averses de pluie.

En conclusion, on peut affirmer que la Station de Păltiniș, située dans les montagnes Cindrel, à une altitude de 1450 m, dispose d'un climat de montagne avec un air fortement ozoné et rayons ultraviolets qui favorise le développement des activités touristiques.

Bibliographie

- Bogdan Octavia, Marinică I., 2007: *Hazarde meteoclimatice din zona temperată. Geneză și vulnerabilitate, cu aplicații la România* (Risques météoclimatiques dans la zone tempérée. Genèse et vulnérabilité, avec applications pour la Roumanie), Editura Lucian Blaga, Sibiu, 434 p.
- Bogdan Octavia, Niculescu Elena, 1999: *Riscurile climatice din România* (Les risques climatiques de Roumanie), Editura Sega Internațional, București, 280 p.
- Buiuc M. et al., 1975: *Studiu climatologic al microzonei Păltiniș – Sibiu* (Etude climatologique de la micro-zone Păltiniș-Sibiu), INMH, Secția de Meteorologie Sibiu.
- Ielenicz M., Comănescu Laura, Vișan M., Vișan GH., 2007: Le rapport climat - activités touristiques sur le territoire de la Roumanie, *Actes du XX^e Colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, Carthage (Tunisie)
- Teodoreanu Elena, 1984: *Bioclima stațiunilor balneoclimaterice din România* (Le bioclimat des stations balnéoclimatiques de Roumanie), Editura Sport - Turism, București, 242 p.

FACTEURS TOPOCLIMATIQUES ET MODELISATION SPATIALE DU PERGELISOL : APPLICATION A LA VALLEE DE LA CLAREE (ALPES FRANCAISES DU SUD)

PERRIER. R¹, COSSART. E², FORT. M¹

¹Université Paris Diderot, Sorbonne Paris Cité, CNRS-UMR Prodig 8586, Paris, France
perrier.rom@gmail.com., fort@univ-paris-diderot.fr

²Université Paris 1 Panthéon Sorbonne, CNRS-UMR Prodig 8586, Paris, France
etienne.cossart@univ-paris1.fr

Résumé : Dans le contexte actuel du changement climatique, le pergélisol alpin, particulièrement sensible au réchauffement des températures, fait l'objet d'un intérêt grandissant. Parmi les travaux menés récemment, plusieurs ont pour objectif de spatialiser son étendue sur de vastes échelles. Les données utilisées dans ce travail sont des températures d'eau de source mesurées sur le terrain et des variables topoclimatiques issues d'un Modèle Numérique de Terrain. Les résultats montrent qu'il y a une forte probabilité ($p > 0.75$) de trouver du pergélisol à partir de 2500m mais que cette limite inférieure est également fortement contrainte par les facteurs topoclimatiques locaux.

Mots-Clés : Pergélisol alpin, Variabilité climatique, Analyse spatiale, Alpes Françaises du sud

Abstract : *Topoclimatic factors and spatial modelling of permafrost: a case study from the Clarée valley (Southern French Alps).* In the context of contemporary climate change, there is a growing interest for alpine permafrost, which is particularly sensitive to an increase in temperatures. Several recent studies aim to measure and locate its presence at large scales. An interpolation by logistic regression, based on spring water temperatures and topoclimatic factors from a DEM, was used to model the distribution of permafrost in the Upper Clarée valley. Results from modeling were integrated in a GIS and mapped.

Keywords : Permafrost, Climate variability, Spatial analysis, Southern French Alps

Introduction

Particulièrement sensible au réchauffement climatique, le pergélisol alpin pourrait être à l'origine d'un accroissement des aléas naturels tels que les coulées de débris ou les mouvements de masse (Kääb et al., 2007). La modélisation et la cartographie des surfaces affectées par la présence de pergélisol constituent donc un enjeu majeur dans les régions de montagne peuplées et fréquentées à la faveur de multiples activités (pastoralisme, ski, randonnée).

Depuis plus d'une dizaine d'années, les travaux de modélisation spatiale du pergélisol, notamment en Suisse, se multiplient. Nombre d'entre eux cherchent à expliquer la répartition du pergélisol en fonction des paramètres topoclimatiques (altitude, orientation, radiation solaire incidente) (Haerberli, 1975 ; Etzelmüller et al., 2006 ; Riseborough et al., 2008). Plusieurs sites alpins font ainsi l'objet d'un suivi spatial permanent depuis plusieurs années. Néanmoins, la plupart de ces suivis sont stationnels, concentrés sur une partie restreinte des Alpes (cf. réseau PERMOS en Suisse), ce qui rend difficile l'appréhension des *scenarii* possibles d'évolution du pergélisol à des échelles plus vastes.

Pourtant, certaines conséquences du changement climatique sur le pergélisol, notamment lorsque celui-ci est considéré comme une ressource hydrique à protéger, ou une source d'aléas naturels à prévenir, nécessite pour aider les gestionnaires d'établir la répartition du pergélisol à des échelles suffisamment vastes (au sein de bassin versant, le long d'axes de communications).

Par ailleurs, ce suivi stationnel pose un problème géographique : le réseau de stations d'observation, s'il met en évidence des facteurs topoclimatiques dans la répartition du

pergélisol, ne permet pas de voir comment ces facteurs se combinent à l'échelle régionale. Créent-ils à cette échelle des disparités dans la répartition et le fonctionnement du pergélisol ?

Ainsi proposons-nous dans cet article de répondre à cette attente de modélisation en proposant une représentation spatiale de la probabilité d'occurrence du pergélisol à l'échelle de la vallée de la Clarée. En l'absence de données relatives au bilan d'énergie à l'interface sol-atmosphère, nous privilégions l'utilisation d'un modèle statistico-empirique construit à partir de relevés de température d'eau de source et de paramètres topoclimatiques extraits d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT). La représentation spatiale du modèle est ensuite réalisée à l'aide d'un Système d'Information Géographique (SIG).

1. Comment spatialiser le pergélisol : état de l'art

Dans les milieux de haute montagne, deux types de modèles sont utilisés pour déterminer la distribution du pergélisol (Riseborough et al., 2008). Premièrement, les modèles statistico-empiriques, construits sur des indicateurs géomorphologiques et des mesures de terrain, ont été développés dans le milieu des années 70 (Haeberli, 1975) et connaissent depuis un fort essor (Keller, 1992 ; Lewkowicz et Ednie, 2004). Etablis sur la relation entre l'altitude des glaciers rocheux actifs et l'orientation des pentes, ces modèles permettent de préciser la limite inférieure altitudinale du pergélisol. Ils présentent cependant deux inconvénients : d'une part, ils ne permettent pas de modéliser des secteurs d'occurrence du pergélisol à des altitudes inférieures à celle des glaciers rocheux actifs ; d'autre part, compte tenu de l'inertie thermique du pergélisol, sa limite inférieure actuelle peut ne pas être représentative de sa limite inférieure dite « en équilibre » avec les conditions climatiques actuelles.

En second lieu, des modèles physiques plus récents fondés sur la mise en équation des échanges physiques d'énergie entre le sol et l'atmosphère (Gruber et Hoelzle, 2001 ; Stocker Mittaz et al., 2002) ont été développés. Ces derniers nécessitent néanmoins des moyens lourds (mesures des températures à des profondeurs diverses, prospections géophysiques) et, développés par des spécialistes de sciences dites dures, ils n'apportent de l'information qu'à l'échelle de l'objet, excluant de ce fait toute considération de la distribution du pergélisol à des échelles plus larges. Or la distribution du pergélisol à l'échelle de l'objet, stationnelle, n'est pas nécessairement représentative d'une tendance régionale. Le géographe peut alors intervenir dans le débat scientifique en proposant de combiner les différentes échelles d'analyse spatiale de la répartition du pergélisol.

2. Terrain d'étude

La vallée de la Clarée se situe à la charnière entre les Alpes Françaises du Nord et du Sud (45°N, 6°45E), à l'est du massif cristallin des Écrins ; elle correspond à l'extrémité amont du bassin-versant de la Durance (fig 3). Les altitudes s'échelonnent entre 3098 mètres (Massif des Cerces) et 1350 mètres (confluence avec la Durance, en amont de Briançon).

Protégée des grands flux d'ouest par le massif des Ecrins et des flux méditerranéens par les massifs du Queyras et de l'Ubaye, la zone briançonnaise de la vallée de la Clarée possède des caractéristiques climatiques particulières, favorables au développement du pergélisol. La limite inférieure du pergélisol, classiquement bornée par l'isotherme -2°C (Haeberli, 1975), et sa limite supérieure, caractérisée par la Ligne d'Equilibre Glaciaire (LEG) située à 3200m, font de cette haute vallée un secteur d'étude où la frange à pergélisol s'étend sur environ 300 à 400m (2800/2900m-3200m). Une telle gamme altitudinale du pergélisol, où les perturbations liées à la présence de glaciers sont faibles, rend ce terrain adapté à un travail de spatialisation.

Plus précisément, dans les secteurs très ombragés, la limite inférieure du pergélisol peut atteindre 2400m (Cossart et al., 2008), bien en deçà de valeurs attendues. Cette variabilité montre le rôle essentiel du topoclimat dans la répartition du pergélisol.

3. Données et approche méthodologique.

La démarche adoptée consiste, à partir d'une variable dépendante dichotomique (présence/absence de pergélisol) et de variables explicatives topoclimatiques, à modéliser la distribution probable du pergélisol à l'échelle de la haute vallée de la Clarée (figure 1). Compte tenu du caractère binaire de la variable dépendante, la méthode d'interpolation par régression logistique a été choisie.

3.1 Les données

La présence/absence de pergélisol est déterminée à partir de relevés de température d'eau de source, en se basant sur l'hypothèse de départ suivante : la température d'une eau de montagne mesurée à la source varie en fonction de la présence ou non de corps gelés en subsurface. Durant deux saisons estivales (2008 et 2009), nous avons effectué 80 relevés de température dans la vallée de la Clarée avec un thermomètre à sonde d'une précision de 0,1°C. Les relevés ont été effectués dans des gammes d'altitude et d'orientation diverses pour maximiser la significativité des mesures. Par ailleurs, les mesures ont été réalisées selon un protocole spécifique (Cossart et al., 2008) destiné à éviter les biais dus : (1) à la présence de neige (campagnes de mesure effectuées en fin de saison estivale lorsque les névés ont disparu) ; (2) aux effets du refroidissement nocturne sur la température de l'eau (mesures faites entre 11h et 16h) ; (3) aux effets du rayonnement solaire (sonde du thermomètre systématiquement positionnée à l'ombre).

Pour pouvoir exécuter le modèle de régression logistique, ces températures d'eau de source ont été discrétisées en présence/absence de pergélisol selon un seuil de température connu (Haerberli, 1975). En dessous de 1,6°C, les relevés sont catégorisés comme associés à la présence de pergélisol et au-dessus de ce seuil, nous considérons que le pergélisol est absent. La variable est alors codée en 1 et 0 s'il y a respectivement présence et absence de pergélisol. Sur les 80 relevés de températures effectués, 41 présentent des valeurs indiquant la présence de pergélisol et 39 indiquent une absence de pergélisol.

Les facteurs topoclimatiques choisis comme variables prédictives dans le modèle sont ceux qui, au travers de la bibliographie, apparaissent comme les plus significatifs pour expliquer la distribution du pergélisol (Lewkowicz et Ednie, 2004 ; Ridefelt et al., 2008, Li et al., 2008). Nous avons retenu l'altitude, la radiation solaire incidente du mois de juillet, l'indice d'humidité topographique (*topographic wetness index*) et le *Wind effect* (pour prendre en compte les effets de redistribution de la neige par le vent). L'ensemble de ces variables est calculé à partir d'un MNT, issu de l'Institut Géographique National (IGN), ayant une résolution de 25m et une précision altitudinale de l'ordre de 5m.

3.2 Méthode d'interpolation

La méthode d'interpolation utilisée ici est le modèle de régression logistique. Récemment introduite dans la modélisation du pergélisol (Lewkowicz et Ednie, 2004), cette approche permet d'estimer la probabilité d'occurrence d'une variable binaire en fonction d'une ou plusieurs combinaisons de variables indépendantes. Comparée au modèle de régression linéaire, cette méthode n'est pas contrainte par le type ou la distribution spatiale des variables explicatives. L'équation du modèle de régression logistique s'écrit :

$$\log itP = \log it \frac{p}{1-p} = \alpha + \beta_1 x_1 + \dots + \beta_n x_n$$

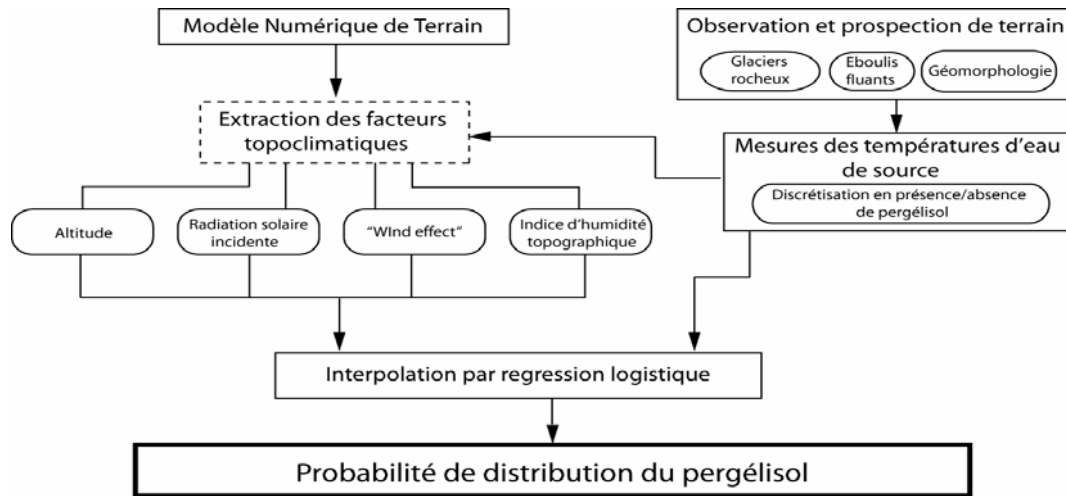


Figure 1 : Méthodologie adoptée pour spatialiser le pergélisol

où P est le log des probabilités de présence ou d’absence du pergélisol, p est la probabilité de présence ou d’absence du pergélisol, α est la constante de régression, $x_1, x_2 \dots x_n$ sont les variables indépendantes et $\beta_1, \beta_2 \dots \beta_n$ sont les coefficients de régression.

En premier lieu, pour chaque relevé de température, les valeurs des variables prédictives sont calculées à partir du MNT. Ensuite les calculs de régression sont effectués à l’aide du logiciel R et SPSS entre la variable binaire absence/présence de pergélisol et l’ensemble des variables prédictives. Ces variables sont identifiées comme contribuant au modèle de probabilité en utilisant une procédure du logiciel SPSS (*forward conditional procedure*). Cette dernière consiste à sélectionner pas à pas les variables les plus significatives. Sur quatre variables indépendantes utilisés, trois (altitude, radiation solaire incidente du mois de Juillet et *wind effect*) sont significatives au seuil de risque de 5%.

4. Résultats

De manière générale, les résultats obtenus montrent que sur l’ensemble du bassin versant de la haute vallée de la Clarée (environ 130km²), environ 16km² (11% de la surface totale) sont concernés par une probabilité d’occurrence du pergélisol supérieure à 0,75. Pour ce même seuil de probabilité, la limite inférieure d’occurrence du pergélisol se situe à environ 2500m. Néanmoins l’influence des facteurs topoclimatiques doit être soulignée pour expliquer de façon plus détaillée la distribution du pergélisol.

Ainsi, radiation solaire et altitude sont les deux facteurs les plus significatifs dans l’explication de la distribution du pergélisol, conformément à ce qui était attendu (Ridefelt et al., 2008, Li et al., 2008, Etzelmüller et al., 2006). Pour les versants les moins exposés à la radiation solaire incidente ($< 1 \cdot 10^6 \text{W/m}^2$), la limite inférieure du pergélisol se situe à environ 2600-2650m d’altitude. Pour les versants plus exposés ($> 1,4 \cdot 10^6 \text{W/m}^2$), cette dernière se situe environ 100 à 150m plus haut soit entre 2700 et 2800m. Le rôle de la radiation solaire incidente semble se confirmer si l’on observe la distribution du pergélisol en rive droite de la vallée. En effet, en rive droite, de hautes parois ($> 200\text{m}$) de calcaires dolomitiques occasionnent un faible rayonnement incident en pied de paroi et favorisent l’occurrence du

pergélisol. À altitude et orientation similaires, les versants de la rive droite, moins raides (grès), sont moins propices à l'occurrence du pergélisol (figure 2). L'intensité de la radiation solaire est donc à l'origine d'une forte asymétrie dans la distribution du pergélisol. L'altitude explique également une part de la distribution du modèle. Les secteurs où la probabilité de trouver du pergélisol est la plus forte ($p > 0.9$) sont tous situés sur les crêtes des versants dont les altitudes sont supérieures à 2950 m.

La variable « wind effect », dont l'influence a été supposée mais n'a jamais été réellement mesurée, joue également un rôle important dans la distribution du pergélisol. Les versants situés en position « sous le vent » présentent une plus forte probabilité d'occurrence du pergélisol. Les vents dominants d'ouest ont pour effet de redistribuer une partie de la neige des versants exposés à l'ouest vers ceux exposés à l'est. En conséquence, il est probable que l'épaisseur du couvert neigeux soit plus importante sur les versants est, ce qui implique que la neige se maintienne plus longtemps dans le temps et notamment en période estivale. Ceci a pour effet de limiter le réchauffement du sol par l'air ambiant et donc de favoriser l'équilibre thermique du pergélisol.

Les facteurs topoclimatiques contraignent donc en partie la distribution du pergélisol actuel et sont également à l'origine de la variabilité de la limite inférieure du pergélisol dans la haute vallée de la Clarée.

Conclusion

Le présent article présente un modèle de distribution du pergélisol à l'échelle de la haute vallée de la Clarée. Construit à partir de mesures de température d'eau de source et sur des variables topoclimatiques, le modèle utilise l'interpolation par régression logistique pour caractériser de la distribution du pergélisol. L'utilisation d'un SIG permet sa représentation spatiale et l'analyse de sa distribution.

La radiation solaire et l'altitude sont les deux variables topoclimatiques qui expliquent le mieux la répartition du pergélisol. Dans une moindre mesure, la variable vent (wind effect) joue également un rôle important.

Enfin, les résultats du modèle montrent que la surface concernée par l'occurrence du pergélisol correspond à 11% de la surface totale de la haute vallée. La probabilité de trouver du pergélisol est possible à partir de 2500m, en particulier pour les sites les moins exposés à la radiation solaire incidente et où la redistribution de la neige par le vent est faible.

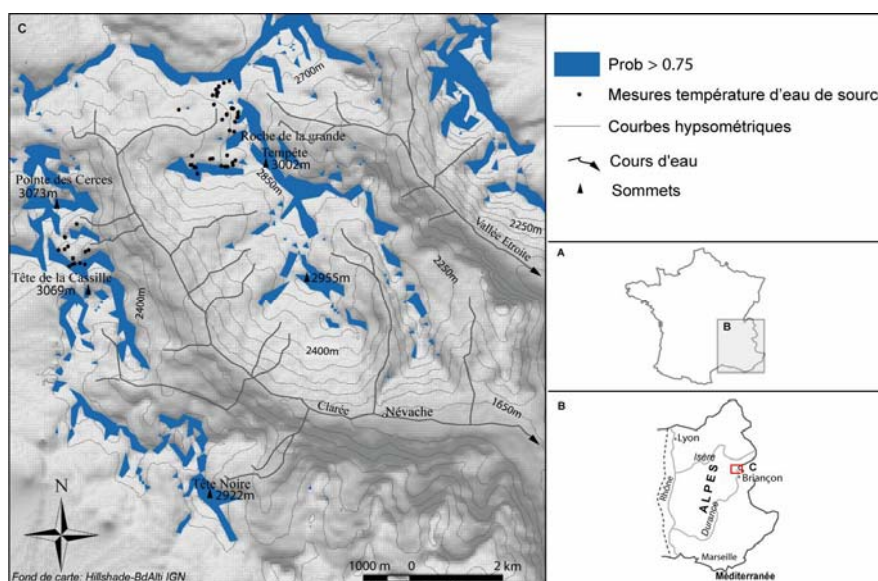


Figure 2 : Probabilité d'occurrence du pergélisol dans la haute vallée de la Clarée

Bibliographie

- Cossart E., Perrier R., Schwarz M. et Houée S., 2008 : Mapping permafrost at a regional scale: interpolation of field data by using GIS in the Upper Durance catchment, Southern French Alps. *GeoFocus*, **8**, 205-224.
- Etzelmüller B., Heggem E.S.F., Sharkhuu N., Frauenfelder R., Käab A., Goulden C.E., 2006 : Mountain permafrost distribution modelling using a multi-criteria approach in the Hövsgöl area, Northern Mongolia. *Permafrost and Periglacial Processes*, **17**, 91–104.
- Gruber S. and Hoelzle M., 2001 : Statistical modelling of mountain permafrost distribution—local calibration and incorporation of remotely sensed data. *Permafrost and Periglacial Processes*, **12**, 69–77.
- Haeberli W., 1975 : Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass and Piz Grialetsch (Graubünden). *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie*, **17**, ETH Zurich.
- Jing Li, Yu Sheng, Jichun Wu, Ji Chen, Xiumin Zhang, 2008 : Probability distribution of permafrost along a transportation corridor in the northeastern Qinghai province of China. *Cold Regions Science and Technology*, **59**, 12-18.
- Käab A., M. Chiarle, B. Raup and C. Schneider 2007 : Climate change impacts on mountain glaciers and permafrost. *Global and Planetary Change*. **56**, vii-ix.
- Keller F., 1992 : Automated mapping of mountain permafrost using the program PERMAKART within the geographical information system ARC/INFO. *Permafrost and Periglacial Processes*, **3**, 133–138.
- Lewkowicz A.G. and Ednie M., 2004 : Probability mapping of mountain permafrost using the BTS method, Wolf Creek, Yukon Territory, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, **15**, 67–80.
- Ridefelt H., Boelhouwers J., Etzelmüller B. and Jonasson C., 2008 : Statistic-empirical modelling of mountain permafrost distribution in the Abisko region, sub-Arctic northern Sweden. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, **62**, 278–289.
- Riseborough D., Shiklamonov N.I., Etzelmüller B., Gruber S., Marchenko S., 2008 : Recent advances in permafrost modeling. *Permafrost and Periglacial Processes*, **19**, 137–156.
- Stocker-Mittaz C., Hoelzle M. and Haeberli W., 2002 : Modelling alpine permafrost distribution based on energy-balance data: a first step. *Permafrost and Periglacial Processes*, **13**, 271–282.

VARIATIONS CLIMATIQUES A L'ÉCHELLE DE LA ZONE ATELIER 'ALPES' (VERCORS ET OISANS) : OBSERVATION ET MODÉLISATION

PERRIMOND B. ⁽¹⁾, BIGOT S. ⁽¹⁾, QUENOL H. ⁽²⁾ et ROME S. ⁽¹⁾

(1) Université Joseph Fourier - Grenoble 1 /CNRS/G-INP/IRD, Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE UMR 5564)

1025, rue de la Piscine – Grenoble, F-38041, France

Email : perrimond.benoit@ujf-grenoble.fr ; sylvain.bigot@ujf-grenoble.fr ; sandra.rome@ujf-grenoble.fr

(2) COSTEL UMR 6554 CNRS (LETG) - FR/IFR CAREN

Université Rennes 2 - Place du Recteur Henri Le Moal - CS 24 307

Rennes, F-35043 cedex, France

Email : herve.quenol@uhb.fr

Résumé : Les Préalpes sont susceptibles de subir de profondes mutations écologiques dans le cadre d'un changement climatique. C'est pourquoi depuis 2007, la Zone Atelier Alpes du CNRS a été définie comme un site d'étude privilégié pour mener des recherches sur les interactions entre climat et écosystèmes. Dans cet article, les principales données météorologiques utilisées sont les réanalyses SAFRAN-France issues de Météo-France. Elles sont analysées pour caractériser les grands traits de la variabilité climatique récente (1958-2009) des Préalpes françaises, tout en estimant leur qualité intrinsèque.

Mots-clés : Zone Atelier Alpes, températures, réanalyses SAFRAN, modélisation.

Abstract : *Climatic variations in the Alps Long Term Site (Vercors and Oisans mountains): observation and climate modelling.*

The Prealps are susceptible to undergo huge ecological transformations because of climate change. So the Central French Alps Long-Term Socio-Ecological Research platform (LTSER Central French Alps), supported by CNRS (the National Center for Scientific Research) was defined since 2007 as a domain to study interactions between climate and ecosystems. In this paper, we present SAFRAN-France reanalyses from Météo-France. They are analyzed to characterize the main features of the recent climatic French Prealps variability (1958-2009), but also to estimating their intrinsic quality.

Keywords : Long Term Environmental Research site, Alps, temperature, SAFRAN reanalyses, modelisation.

Introduction

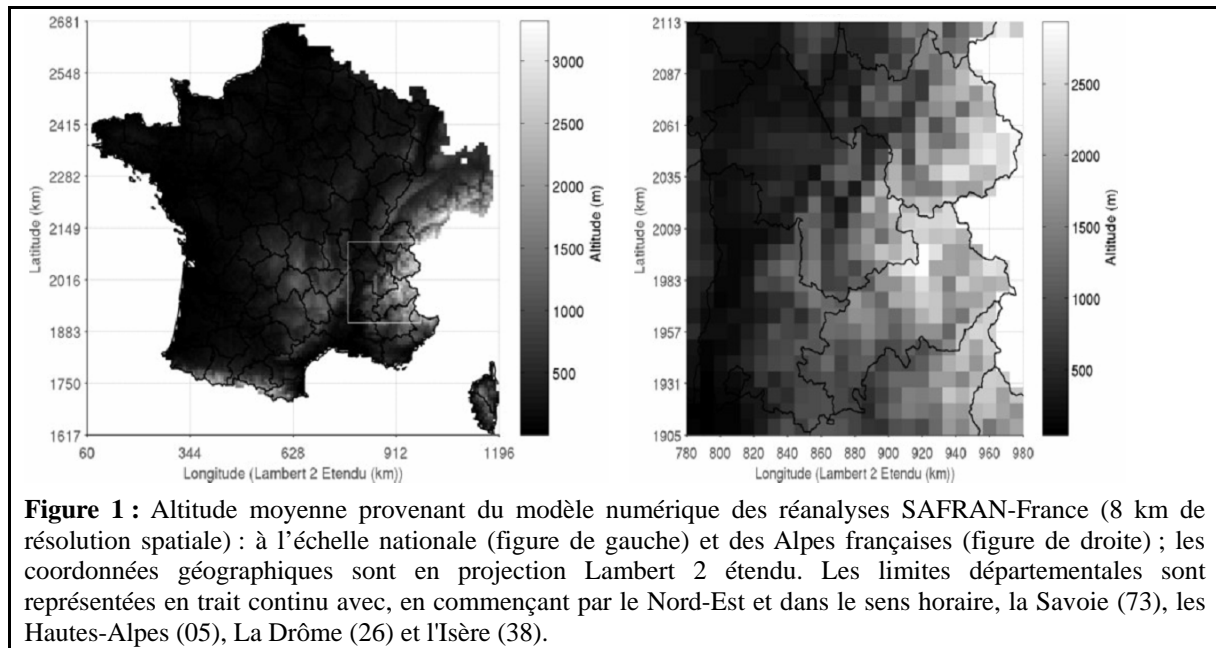
Les Zones Ateliers (ZA) sont des espaces d'échelle régionale réparties sur la France ; à ce jour, huit ZA sont présentes sur le territoire français métropolitain. Le but des Zones Ateliers est à la fois d'améliorer la compréhension de phénomènes naturels (dans les domaines de l'écologie, de l'hydrologie, de la climatologie, ...) et de répondre à une demande sociétale en matière d'environnement et de développement durable (Lévêque *et al.*, 2000). Créée en 2007, la ZA Alpes (ZAA) étudie en priorité deux sites ateliers : le Vercors (domaine préalpin) et l'Oisans (domaine alpin). L'étude principale sur ces deux sites porte sur les dynamiques couplées des écosystèmes alpins, de leurs usages et du climat, en relation étroite avec les gestionnaires territoriaux (parcs régionaux et nationaux, réserves naturelles, Espaces Naturels Sensibles).

L'objectif du travail présenté ici est triple : 1) définir les principales variations thermiques sur un domaine intégrant la ZAA sur la période 1958-2010 ; 2) utiliser pour cela des réanalyses climatiques mises dernièrement à disposition par Météo-France, en évaluant également leur qualité et leur potentiel climatologique ; 3) tenir compte de ces éléments pour proposer des pistes d'analyse intégrant certaines phases de modélisation afin d'améliorer l'étude de la variabilité climatique régionale.

1. Les données

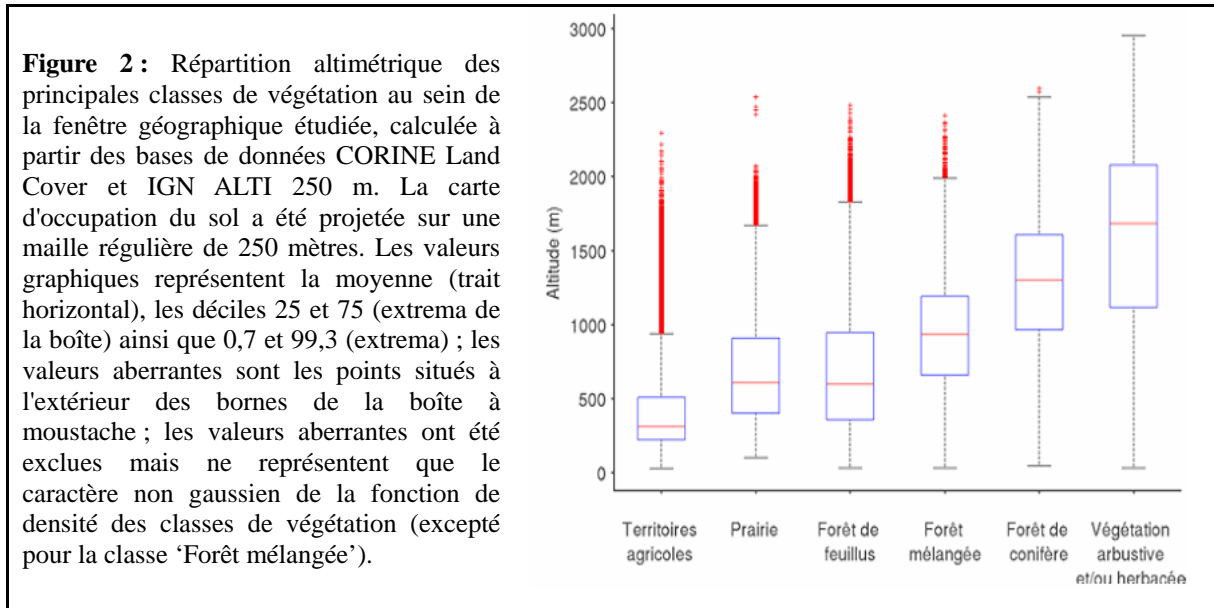
1.1. Les réanalyses atmosphériques SAFRAN-France

L'étude du climat régional demande des séries météorologiques disponibles sur le long terme et avec la meilleure densité et homogénéité spatiale possible. En couplant des données issues de stations météorologiques avec le modèle de désagrégation SAFRAN (Durand *et al.*, 1993), Météo-France a produit des réanalyses atmosphériques qui sont désormais accessibles à la communauté scientifique (Quintana *et al.*, 2008). Elles comportent un ensemble de 19 variables météorologiques (par exemple la température à 2 m, la distinction entre précipitation liquide et solide, vitesse du vent, rayonnement, ETP...) répondant aux principaux besoins d'analyse des climatologues (voir Pagé, 2008 pour la configuration technique des données). Ces réanalyses SAFRAN, calculées sur la période 1959-2010 avec une résolution spatiale de huit kilomètres, couvrent l'ensemble de la France (d'où leur nom de produits SAFRAN-France, pour les distinguer des données calculées à l'échelle des massifs alpin et pyrénéen avec la chaîne de modélisation SAFRAN-Crocus). Une fenêtre d'étude correspondant approximativement aux Alpes françaises est extraite, qui équivaut donc à 702 points de grille, soit environ 45000 km² (figure 1).



1.2. Autres données géographiques utilisées

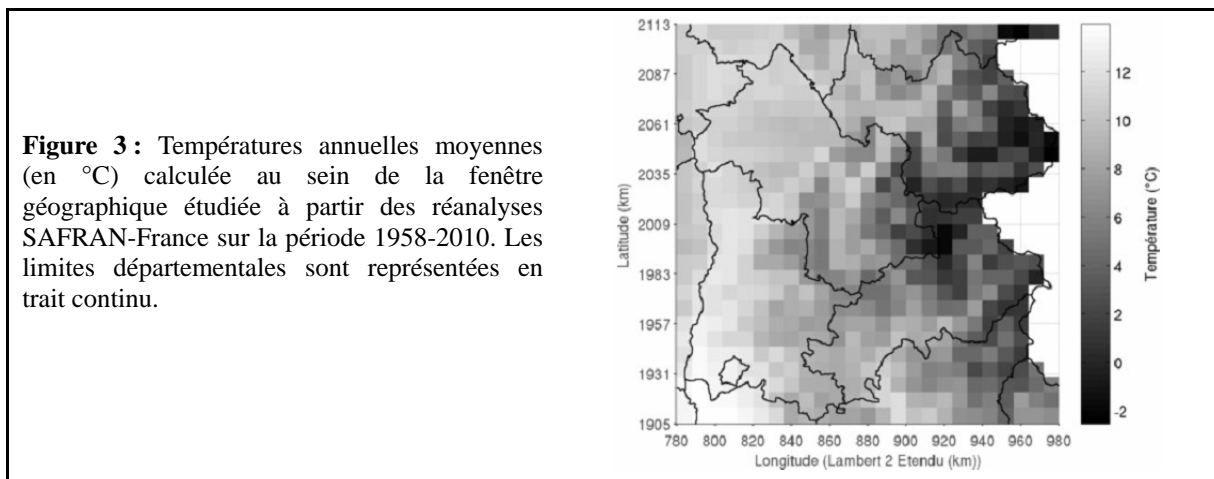
En dehors des données climatiques, d'autres bases de données sont utilisées pour tenir compte des conditions géophysiques du domaine étudié. Ainsi, en étudiant parallèlement la base de données CORINE Land Cover (CLC) et le Modèle Numérique de l'IGN (base ALTI à 250 mètres de résolution) est analysée la répartition des différentes classes de végétation en fonction de l'altitude (figure 2). Cette distinction est utile afin de déterminer les impacts potentiels de variations climatiques saisonnières et/ou interannuelles sur la végétation naturelle et agricole.



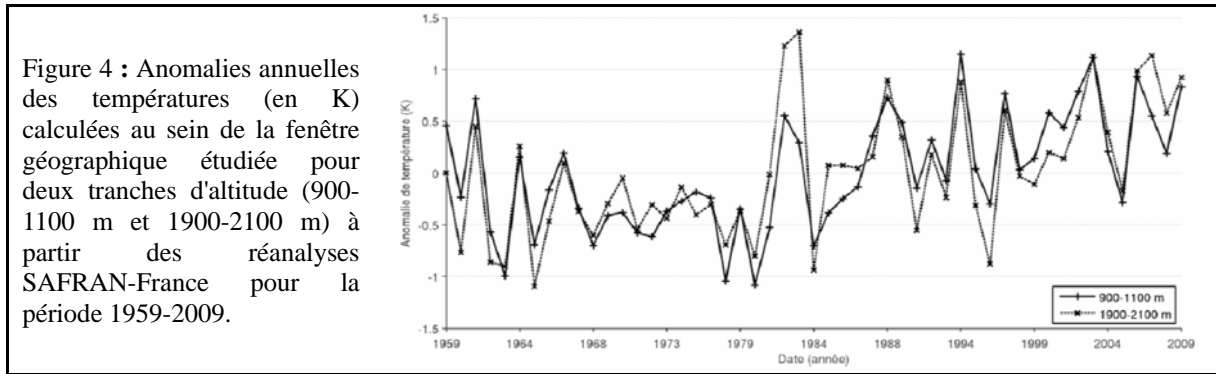
Sur l'espace étudié, et en fonction de la nomenclature de la base de données CLC (Bossard *et al.*, 2000), la végétation occupe 74% de la superficie totale (soit 35000 km²), avec la prépondérance des 'territoires agricoles' (31%), suivis de la 'végétation arbustive' (19%), les 'forêts de feuillus' (18%), les 'forêts de conifères' (17%), les 'forêts mélangées' (8%) et enfin les 'prairies' (7%).

2. Le contexte bioclimatique de la zone d'étude

Le Vercors et l'Oisans bénéficient d'un climat tempéré océanique avec des altérations montagnardes, très marquées en Oisans. Les températures moyennes annuelles varient régionalement entre -2,5°C et 13,9°C, essentiellement en relation avec l'altitude (figure 3).



La répartition de la végétation étant également fortement influencée par l'altitude en région de montagne, et en particulier en domaine pré-alpin (Körner *et al.*, 2004), une étude de la variabilité thermique interannuelle (1959-2009) est effectuée pour deux tranches d'altitude de 200 mètres, avec une centrée sur 1000 m, regroupant notamment l'étage de la hêtraie-sapinière, et l'autre sur 2000 m, regroupant forêt de conifères, végétation arbustive et prairie (figure 2). Une rupture sérielle peut être observée au début des années 1980, suivie d'une tendance à la hausse des valeurs, caractéristiques valables pour les deux niveaux altimétriques (figure 4).



Comme souligné dans Vidal *et al.* (2009), le nombre de stations utilisées dans le calcul des réanalyses SAFRAN-France augmente significativement au cours du temps, surtout à la fin des années 1980 et au début des années 1990 (figure 5), ce qui a un impact sur la précision spatio-temporelle des données et sur leur homogénéité sérielle, en influençant donc l'étude éventuelle des tendances et de la variabilité spatiale. Ce biais potentiel des réanalyses est bien connu, identifié par exemple au sein des réanalyses globales fournies par le National Centers for Environmental Prediction (NCEP), avec en particulier une discontinuité des pressions atmosphériques datée vers 1967 et dépendante de la qualité et densité des données utilisées (Poccard *et al.*, 2000 ; Pohlmann et Greatbatch, 2006).

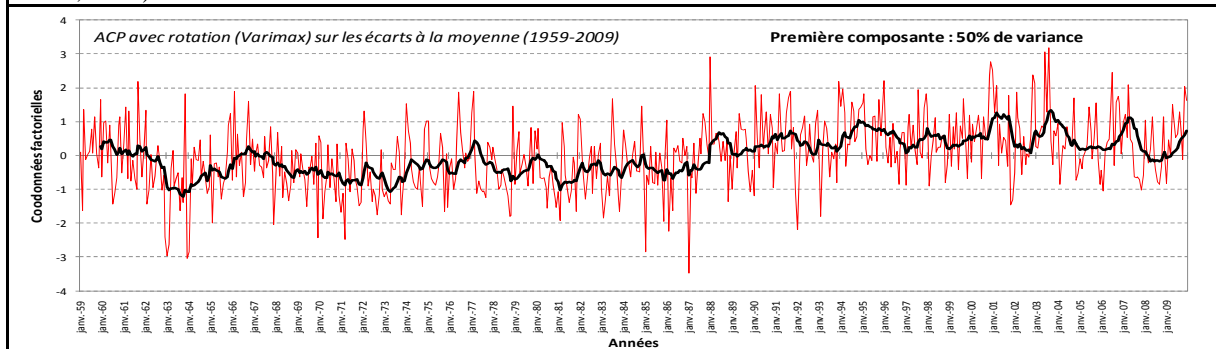
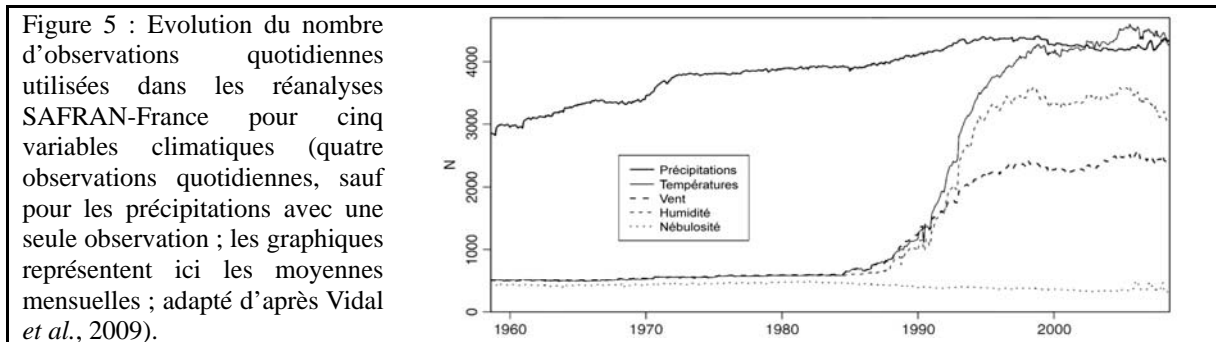
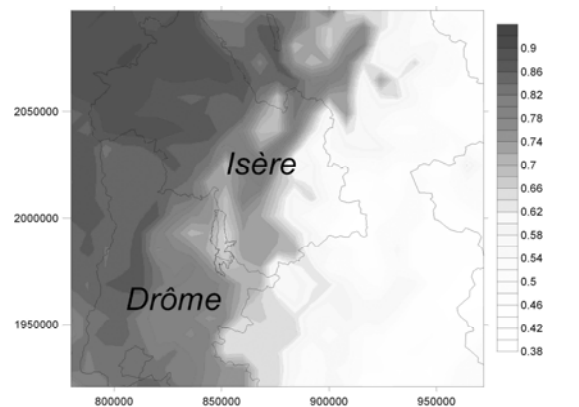


Figure 6 : Première composante factorielle issue d'une Analyse en Composantes Principales avec rotation calculée sur les écarts à la moyenne (1959-2009) des températures atmosphériques de la fenêtre alpine française étudiée (d'après les réanalyses SAFRAN-France) : présentation de la chronique temporelle de l'ACP (les coordonnées des observations) expliquant 50% de la variance totale (la courbe en gras représente une moyenne mobile sur une fenêtre de 12 mois) et de la composante spatiale associée ; les limites départementales de l'Isère et de la Drôme sont indiquées, ainsi que la frontière nationale ; les coordonnées sont en Lambert 2 étendu.



Afin de préciser ces variations temporelles, une analyse systématique par analyse factorielle est faite sur le champ thermique SAFRAN de la zone d'étude. Elle indique que toute la partie orientale (vallée du Rhône, partie orientale de la Drôme, nord de l'Isère) enregistre une augmentation générale des températures à partir de 1988-89, cette première composante principale correspondant à 50% de la variance analysée (figure 6).

Même si cette discontinuité observée à la fin des années 1980 peut en partie être due à un biais météorologique inhérent à la construction des réanalyses SAFRAN, elle a cependant aussi déjà été observée régionalement à partir de séries stationnelles (Rome *et al.*, 2010). D'ailleurs, la comparaison entre la synthèse régionale issue de l'ACP (figure 6) et la station de Villard-de-Lans, située à 1025 m d'altitude, au cœur du massif du Vercors, un des deux sites ateliers de la ZAA, révèle bien le caractère climatique des grandes variations observées régionalement (figure 7). Elle semble aussi indiquer le caractère récurrent et progressif des phases anormalement chaudes (1995, 1998, 2002, 2004, 2008).

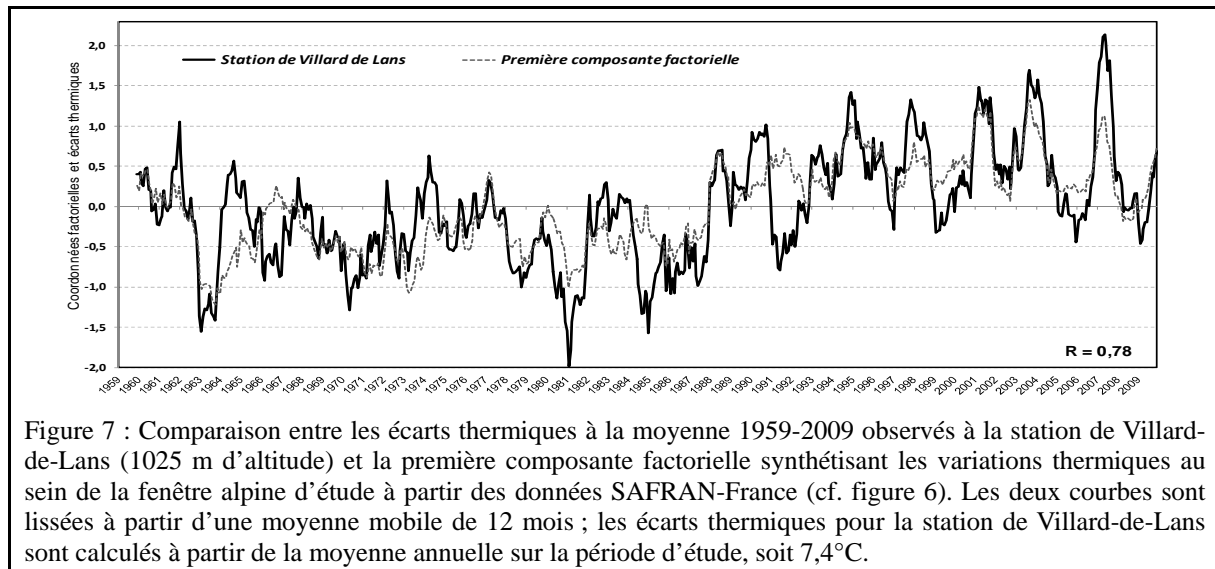


Figure 7 : Comparaison entre les écarts thermiques à la moyenne 1959-2009 observés à la station de Villard-de-Lans (1025 m d'altitude) et la première composante factorielle synthétisant les variations thermiques au sein de la fenêtre alpine d'étude à partir des données SAFRAN-France (cf. figure 6). Les deux courbes sont lissées à partir d'une moyenne mobile de 12 mois ; les écarts thermiques pour la station de Villard-de-Lans sont calculés à partir de la moyenne annuelle sur la période d'étude, soit 7,4°C.

Conclusion et perspectives

Ce premier regard préliminaire sur les réanalyses SAFRAN à l'échelle du domaine alpin français indique qu'il faut être prudent lors de leur utilisation dans le cadre d'analyses sur les tendances climatiques (comm.pers., C. Pagé, 2011). La rupture observée à la fin de la décennie 1980 révèle à la fois une évolution dans la qualité des données intégrées dans les réanalyses, mais correspond aussi à un signal climatique véritable qu'il faut analyser.

Afin d'améliorer ce premier diagnostic préliminaire, une analyse systématique de l'ensemble du réseau météorologique disponible à l'échelle régionale (environ 120 stations provenant du réseau Météo-France) est en cours, surtout pour déterminer les principales ruptures et tendances sérielles pour valider les conclusions obtenues à partir des réanalyses SAFRAN-France.

Dans une étape suivante, pour déterminer certains impacts du changement climatique sur la zone d'étude, un recours à la modélisation climatique régionale sera nécessaire. Deux types de modélisations sont envisageables : la simulation statistique ou la simulation dynamique. Deux modèles ont été identifiés pour ce travail : DSCLIM et WRF. Le premier est un modèle statistique développé au CERFACS (Toulouse) permettant de simuler le climat futur à une échelle régionale avec une approche par type de temps. Dans cette procédure, le champ de pression au niveau de la mer (représentatif du climat à l'échelle synoptique) ainsi que la température moyenne à 2 m sont utilisés comme prédicteurs afin de permettre la recherche

d'un analogue en terme de champs de précipitations (Pagé, 2010). Le second, le modèle numérique WRF (Weather Regional Forecast) est un modèle dynamique de climat régional développé au NCAR (Boulder, Colarado). Le but de ce modèle est de pouvoir simuler la météorologie à différentes échelles (micro- et méso-échelle) sur un domaine contraint aux bords par des observations et/ou des prévisions climatiques (Skamarok, 2008). L'utilisation de ces modèles permettra par la suite de déterminer l'impact de certains changements climatiques, essentiellement hydro-thermiques, sur le domaine alpin étudié.

Remerciements : Ces recherches sont conduites dans le cadre de la Zone Atelier Alpes (CNRS-INEE), membre du réseau ILTER-Europe.

Bibliographie

- Bossard M., Fernae J. et Otahel J., 2000. *Corine Land Cover technical guide – Addendum 2000*. <http://terrestrial.eionet.europa.eu/>. EEA Technical report, 40.
- Durand Y., Brun E., Merindol L., Guyomarch G., Lesaffre B. et Martin E., 1993. A meteorological estimation of relevant parameters for snow models. *Annals of Glaciology*, **18**, 65-71.
- Durand Y., Laternser M., Giraud G., Etchevers P., Lesaffre B. et Mérindol L., 2009. Reanalysis of 44 years of climate in the French Alps (1958–2002): methodology, model validation, climatology and trends for air temperature and precipitation. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **48**, 429-449.
- Körner C. et Paulsen J., 2004. A world-wide study of high altitude treeline temperatures. *Journal of Biogeography*, **31**, 731-732.
- Lévêque C., Pavé A., Abbadie L., Weill A. et Vivien F.-D., 2000. Les zones ateliers, des dispositifs pour la recherche sur l'environnement et les anthroposystèmes. *Natures, Sciences, Sociétés*, **8**(4), 43-52.
- Pagé C., 2008. *Format des données SAFRAN et scénarios climatiques désagrégés au CERFACS*. Rapport technique, TR/CMGC/08/27, Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique (CERFACS), Toulouse, 10 pages.
- Pagé C., Terray L. et Boé J., 2010. *Dsclim: A software package to downscale climate scenarios at regional scale using a weather-typing based statistical methodology*. Technical Report TR/CMGC/09/21, Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique (CERFACS), Toulouse, 60 pages.
- Poccard I., Janicot S. et Camberlin P., 2000. Comparison of rainfall structures between NCEP/NCAR reanalyses and observed data over tropical Africa. *Climate Dynamics*, **16**(12), 897-915.
- Pohlmann H. et Greatbatch R. J., 2006. Discontinuities in the late 1960's in different atmospheric data products. *Geophysical Research Letters*, **33**, L22803, doi:10.1029/2006GL027644.
- Quintana-Segui P., Le Moigne P., Durand Y., Martin E., Habets F., Baillon M., Canellas C., Franchisteguy L. et Moreland S., 2008. Analysis of near-surface atmospheric variables: Validation of the SAFRAN analysis over France. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **47**, 92-107.
- Rome S., Bigot S., Dubus N. et Anquetin S., 2010. Climate change impacts in Drôme (French Department): the GICC-DECLIC PROJECT (2010-2012). *Geophysical Research Abstracts*, **12**, SRef-ID: 4037-1.
- Skamarock W. C., Klemp J. B., Dudhia J., Gill D. O., Barker D. M., Duda M. G., Huang X.Y., Wang W. et Powers J. G., 2008. *A description of the advanced research WRF Version 3*. NCAR Technical Note NCAR/TN-475+STR, National Center for Atmospheric Research (NCAR), 125 pages.
- Vidal J.-P., Martin E., Franchisteguy L., Baillon M. et Soubeyroux J.-M., 2009. A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system. *Int. J. Climatol.*, **30**(11), 1627-1644.

L'ANALYSE MULTIFRACTALE DES PLUIES DANS LA PROVINCE COTIÈRE ET DANS LE PLATEAU ATLANTIQUE DE L'ÉTAT DE SÃO PAULO – BRÉSIL

PICCOLI NETO, D.¹; AMARAL, A.A.²; CHRISTOFOLETTI, A.L.H.³

¹Étudiant au Doctorat en Géographie, Université Estadual Paulista – UNESP Rio Claro
Étudiant Boursier de La Fondation d'Aide à la Recherche de l'État de São Paulo – FAPESP ; email: danicpiccoli@yahoo.com.br

²Étudiant à la Maîtrise en Géographie, Université Estadual Paulista – UNESP Rio Claro Étudiant Boursier de La Fondation d'Aide à la Recherche de l'État de São Paulo – FAPESP ; email: aaamaral@rc.unesp.br

³Professeur Docteur au Département de Géographie - Université Estadual Paulista – UNESP Rio Claro: email alhc@rc.unesp.br

Résumé : Nous traiterons ici de la Dimension Fractale, qui peut être comprise comme la relation parmi les changements qui ont lieu dans les grandeurs ou les quantités des éléments dans un ensemble des différentes échelles, dans ce cas, à travers la précipitation pluviométrique au bord de la mer et au plateau atlantique de l'État de São Paulo, Brésil, état qui se trouvent au climat tropical. Pour cela, nous avons choisi des ans modèles de 1983, 1984 et 1985 pour l'analyse de la distribution spatiale de la dimension fractale des pluies.

Mots-clés : Géométrie Fractale; Analyse Multifractale de la Précipitation ; Ans Modèle ; Dimension Spatiales.

Abstract : *Multifractal analysis of rain in the Coastal Province and the Atlantic Plateau of the state of São Paulo - Brazil*
We are going to deal here with the Fractal Dimension, which can be understood as the relation among the changes which happened in the largeness or quantities of elements in a set of different scales, in such a case as this, through the pluviometric precipitation on the seashore and on the Atlantic plateau of the State of São Paulo, Brazil, a State which is located in the tropical climate. Hence, we have chosen the standard years of 1983, 1984 and 1985 for the analysis of the spatial distribution of the fractal dimension of the rains.

Keywords : *Fractal Geometry, Multifractal Analysis of Precipitation, Standard Year, Spatial Dimension*

Introduction

Les dernières décennies mettent en évidence une importante et notable modification à la façon de comme nous percevons la nature. Ce changement est en grande partie associé à la Teorie des Fractaux ou à la Géométrie Fractrale qui a été élaborée entre les décennies de 1960 à 1970 par le mathématicien Benoit Mandelbrot. Les fractaux apparaissent comme une nouvelle possibilité pour représenter, décrire, calculer et penser les formes irrégulières et fragmentées, recoupées et discontinues, qui représentent la manifestation d'un système chaotique.

À la géographie, la géométrie fractale surgit comme un ensemble de procédés pour étudier les caractéristiques de la espacialité des phénomènes géographiques, comme une technique pour comprendre la disposition et l'arrangement de ses structures spatiales. La géométrie des fractaux rend possible des conceptions plus amples pour l'étude de la dimension d'un objet. Dans le contexte du monde euclidien l'échelle n'est pas importante, au monde fractal il y a des irrégularités et des sinuosités et on obtient de plus en plus des informations au fur et à mesure que on approfondit l'analyse. La géométrie fractale est en train d'être connue comme une géométrie parmi les dimensions.

Trois attributs sont essentiels dans les fractaux: (I) l'escalant fractale : des détails similaires en échelles différentes (analysé comme un rapport entre étendue et la quantité d'occurrences, où la proportionnalité est connue comme dimension fractale) ; (II) l'autosimilarité : il y a des formes dans une échelle similaires aux vues en détail dans une autre échelle (valeur linéaire du rapport antérieur, où s'il est maintenu en divers échelles c'est nommé comme invariance scalaire) et (III) l'aléatorité : imprévisibilité de la forme à être générée. Lorsqu'on utilise

seulement une dimension, le procédé est nommé comme mono fractal, et pourtant, les systèmes géophysiques ne sont pas unis et la dynamique n'est pas géométrie, étant en général des champs, passibles ainsi, d'une analyse multifractal, c'est-à-dire, un ensemble de valeurs obtenues par la dimension fractale de chaque seuil (Briggs, 1992).

On discutera ici la Dimension Fractale, qui peut être comprise comme le rapport entre les changements qui ont lieux dans les grandeurs ou dans les quantités des éléments dans l'ensemble des différentes échelles, dans ce cas-là, travers les précipitations pluviométriques à la Bande Littorale et au Plateau Atlantique de l'État de São Paulo, Brésil, qui sont sous le domaine du climat du type tropical.

1. Procédés de la Recherche

La première étape du travail consiste à la choix de l'échelle temporelle d'analyse. Avec le but de faire un étude comparative, on a choisi trois années-modèle, selon la proposition de Monteiro (1971). Les années choisis ont été ceux de 1983, 1984 et 1985 avec le but d'évaluer la distributions spatiale de la dimension fractale des pluies. C'est important de souligner que, ces années-modèle représentent une année pluvieuse, l'autre normale et l'autre sèche, respectivement. La sélection de ces années se réfère à la singularité qu'ils représentent dans le régime de pluies de la région, où ils constituent un phénomène de grande importance dans le contexte géographique. Le 1983, par exemple, est l'année la plus pluvieuse de la série historique dans la plus grande partie des saisons pluviométriques de la région Sud et Sudest. Puis l'année 1985 se distingue, au contraire, par la manque pluviométrique. A la fin, l'année 1984 est classifiée comme, on l'a appelée, l'année-modèle.

La seconde étape se réfère à la choix spatiale. Pour cela, ils ont été évalués des données quotidiennes de dix-huit stations pluviométriques qui font partie au Département de l'Eau et Énergie Électrique (DAEE), en dix-huit communes. Deux compartiments géo morphiques de l'État de São Paulo, la Province Littorale et le Plateau Atlantique ont été analysés (fig. 1), alors neuf communes de chaque compartiment ont été élues et on a pris en considération tantôt la cohérence à la couverture spatiale des stations que la qualité des données.

Vue que la région a deux régimes pluviométriques bien définis, le sèche (d'avril à septembre) et le pluvieux (d'octobre à mars) on a choisi la division entre ces deux périodes pour l'analyse de la Dimension Fractale en chaque année modèle.

La dimension fractale a été obtenue tout en suivant la méthode de Mayer (1992) et Andrieu (1992) qui a été aussi appliquée par Christofolletti (1997). Cela consiste à fragmenter l'unité initiale en unités progressivement plus petite (en considérant l'inverse de sa puissance quadratique, où on a commencé par un segment de 192 jours, en partant pour les segments de 96, 48, 24, 12, 06, 03 et 01 jour) et compter la fréquence d'événements pluvieux pour chaque segment, en utilisant pour cela, des seuils progressives en quantité de pluviométrie avec sa correspondante valeur logarithme, arrivant à la dimension fractale des pluies. Ici, cinq seuils pluviométriques distincts ont été analysées (> 0 mm, > 5 mm, > 10 mm, > 20 mm e > 40 mm), avec la même série temporelle, ce qui caractérise, ainsi, l'analyse multifractale des précipitations. À la fin, pour la spatialisation des valeurs fractales, il a été le *software* Surfer 8 comme instrument d'interpolation.

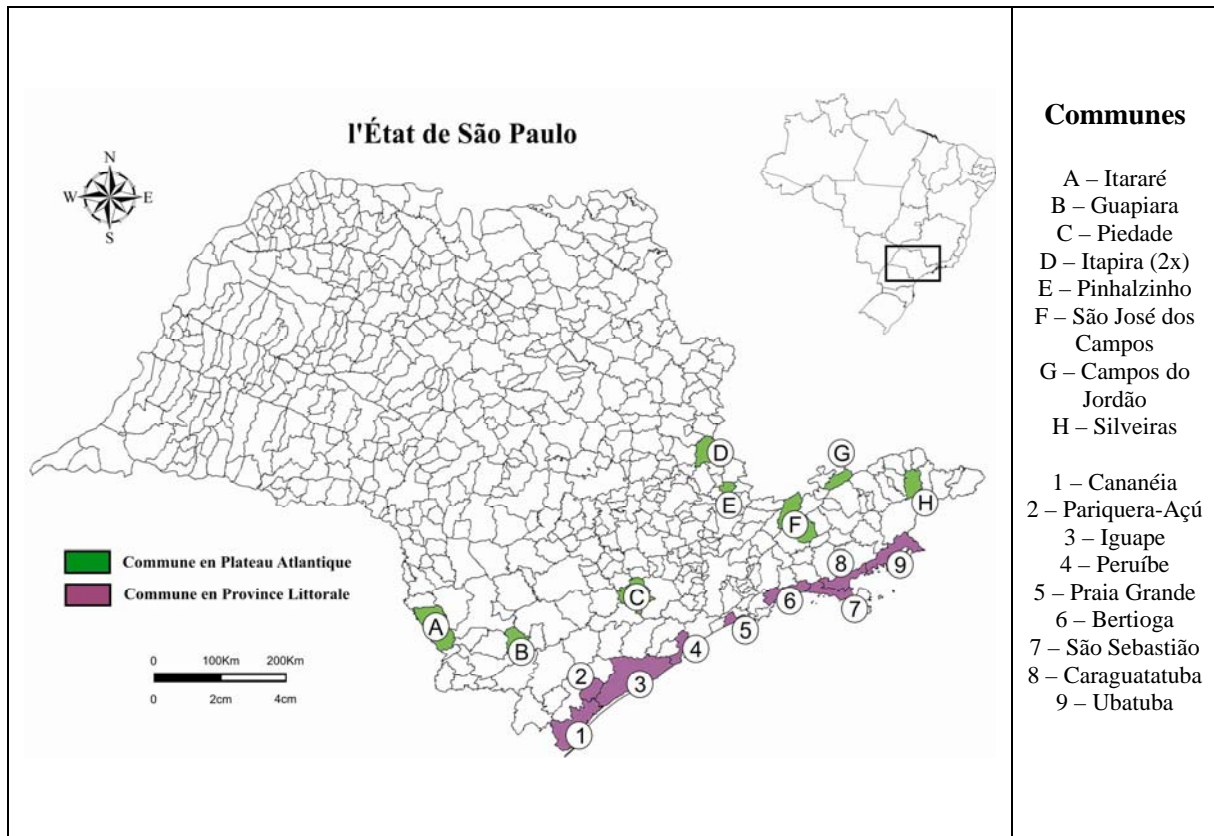


Figure 1 : L'emplacement des municipalités dans les compartiments géomorphologiques.

2. Résultats Obtenus

Les résultats peuvent être présentés par deux façons importantes: la première se réfère aux ruptures observées au caractère des pluies; la seconde se réfère à la dimension fractale trouvée.

A propos du caractère des pluies, on a concentré dans l'analyse de deux types de résultats, ceux des ruptures du patron par rapport aux cinq seuils et, les ruptures entre les années, pour qu'ils sont des années typiques en s'agissant des périodes sèches (l'année 1983), pluvieuse (l'année 1984) et l'année modèle (l'année 1985) dans les mesurages historiques.

En général, dans les communes analysées, la rupture dans l'année pluvieuse arrive en divers seuils au même point du segment, dans l'année sèche, les seuils avec les millimètres de pluie tendent à avoir une rupture anticipée, interférant sur l'auto-similarité. À l'année modèle, l'occurrence des précipitations maintient l'auto-similarité, et elle arrive presque à la valeur quotidienne, alors, en volume aux seuils les plus grands, la rupture a lieu pratiquement au même segment. Ce scénario a lieu notamment dans la bande littorale. Par exemple, notamment pour la compréhension de la technique utilisée, voir la figure 1, qui présente des données de deux communes analysées.

Tableau 1 : Rapport entre la quantité de pluie et l'étendue des segments dans le semestre pluvieux par seuils en deux communes sélectionnés

Commune Ubatuba	1983					1984					1985					
	Seuils en mm	>0	>50	>100	>200	>400	>0	>50	>100	>200	>400	>0	>50	>100	>200	>400
Segment																
1		12,1	28,6	40,5	73,0	145,9	23,1	39,0	52,0	68,3	136,6	18,0	35,3	45,7	72,6	123,4
3		28,6	47,1	60,8	85,8	208,5	53,7	71,3	91,1	113,0	163,9	41,8	61,7	77,1	123,4	176,3
6		47,1	63,4	76,8	91,2	208,5	105,7	109,3	121,4	131,1	182,1	77,1	98,7	107,3	164,6	205,7
12		91,2	97,3	112,2	121,6	208,5	204,9	204,9	204,9	204,9	234,2	154,3	164,6	164,6	205,7	224,4
24		182,4	182,4	208,5	208,5	291,8	409,8	409,8	409,8	409,8	409,8	308,6	308,6	308,6	308,6	352,6
48		364,8	364,8	364,8	364,8	364,8	819,5	819,5	819,5	819,5	819,5	617,1	617,1	617,1	617,1	617,1
96		729,6	729,6	729,6	729,6	729,6	1639,1	1639,1	1639,1	1639,1	1639,1	1234,2	1234,2	1234,2	1234,2	1234,2
192		1459,2	1459,2	1459,2	1459,2	1459,2	3278,1	3278,1	3278,1	3278,1	3278,1	2468,4	2468,4	2468,4	2468,4	2468,4

Rupture

Commune Campos do Jordão	1983					1984					1985					
	Seuils en mm	>0	>50	>100	>200	>400	>0	>50	>100	>200	>400	>0	>50	>100	>200	>400
Segment																
1		13,6	18,3	29,7	78,0	370,7	14,6	21,0	31,0	76,6	186,1	10,8	18,0	27,5	134,2	1208,2
3		29,0	35,3	44,9	98,8	370,7	28,3	34,3	46,5	100,2	217,2	23,6	29,5	37,8	134,2	302,1
6		51,1	54,9	64,5	98,8	370,7	44,9	50,1	59,2	118,4	325,7	41,6	44,7	54,9	151,0	302,1
12		98,8	98,8	105,9	134,8	370,7	81,4	81,4	86,9	144,8	325,7	80,5	80,5	86,3	172,6	302,1
24		185,3	185,3	185,3	211,8	370,7	162,8	162,9	162,9	186,1	434,3	151,0	151,0	172,6	241,6	402,7
48		370,6	370,7	370,7	370,7	494,2	325,7	325,7	325,7	325,7	434,3	302,0	302,1	302,1	302,1	604,1
96		741,3	741,3	741,3	741,3	741,3	651,4	651,5	651,5	651,5	651,5	604,1	604,1	604,1	604,1	604,1
192		1482,6	1482,6	1482,6	1482,6	1482,6	1302,9	1302,9	1302,9	1302,9	1302,9	1208,2	1208,2	1208,2	1208,2	1208,2

Rupture

Ce qu'on peut observer (selon l'exemple au tableau 2) c'est que le semestre pluvieux est plus chaotique que sa dimension fractale que le semestre sec. Une année ne se distingue pas par la régularité géométrique en tous les seuils. La raison de cela pourra être rapportée aux incursions des systèmes générateurs de pluviosité, que, par essence, représentent l'élément qui a la plus grande variabilité dans l'atmosphérique. Donc, avec plus de participation, il y a variabilité temporelle la plus grande de sa manifestation (tableau 1) tantôt en fréquence qu'en quantité.

Tableau 2 : Dimension multi fractale des pluies

Semestre pluvieux

Commune – Ubatuba				Commune - Campos do Jordão			
Limiar	D 1983	D 1984	D 1985	Limiar	D 1983	D 1984	D 1985
> 0	0,90	0,89	0,90	> 0	0,91	0,87	0,91
> 5	0,79	0,77	0,74	> 5	0,85	0,81	0,83
> 10	0,69	0,70	0,66	> 10	0,77	0,73	0,75
> 20	0,58	0,52	0,53	> 20	0,57	0,52	0,41
> 40	0,37	0,22	0,09	> 40	0,22	0,33	0,08

Semestre sec

Commune – Ubatuba				Commune - Campos do Jordão			
Limiar	D 1983	D 1984	D 1985	Limiar	D 1983	D 1984	D 1985
> 0	0,92	0,96	0,95	> 0	0,81	0,71	0,67
> 5	0,76	0,87	0,83	> 5	0,77	0,63	0,51
> 10	0,69	0,81	0,77	> 10	0,69	0,52	0,40
> 20	0,59	0,76	0,66	> 20	0,54	0,36	0,26
> 40	0,39	0,63	0,56	> 40	0,22	0,18	0,00

En semestre sec, on peut considérer qu'il a lieu une régularité (linéarité) plus grande au comportement temporelle de la dynamique pluviale (tableau 2). Dans l'espace, comme on peut voir à la figure 2, où Ubatuba représente le comportement de la Province Littorale, on a sa plus grande régularité dans l'année nommée comme « habituelle » dans la série historique. Peut-être ce fait se doit à la réponse au *domaine* des phénomènes atmosphériques océaniques qui agissent dans la plus grande partie de l'année à ce lieu. Donc, lorsqu'on a des « détours », on tend à avoir une linéarité plus petite qui affecte les caractéristiques géométriques du comportement fractale.

Et à Campos de Jordão, l'année 1983 a la plus grande régularité géométrique en tous les seuils, en démontrant la sensibilité aux « anomalies » du comportement des systèmes générateurs de pluie dans la région, vue qu'il se situe au revers de la Serra do Mar, et il n'est pas de la même façon sujet aux systèmes océaniques. En somme, on peut attribuer une plus grande régularité géométrique de la dimension fractale (dans une année habituelle) dans la province Littorale due au fort contrôle de cette région par les systèmes océaniques, qui, hypothétiquement, présente le rythme (dans le temps) plus régulier.

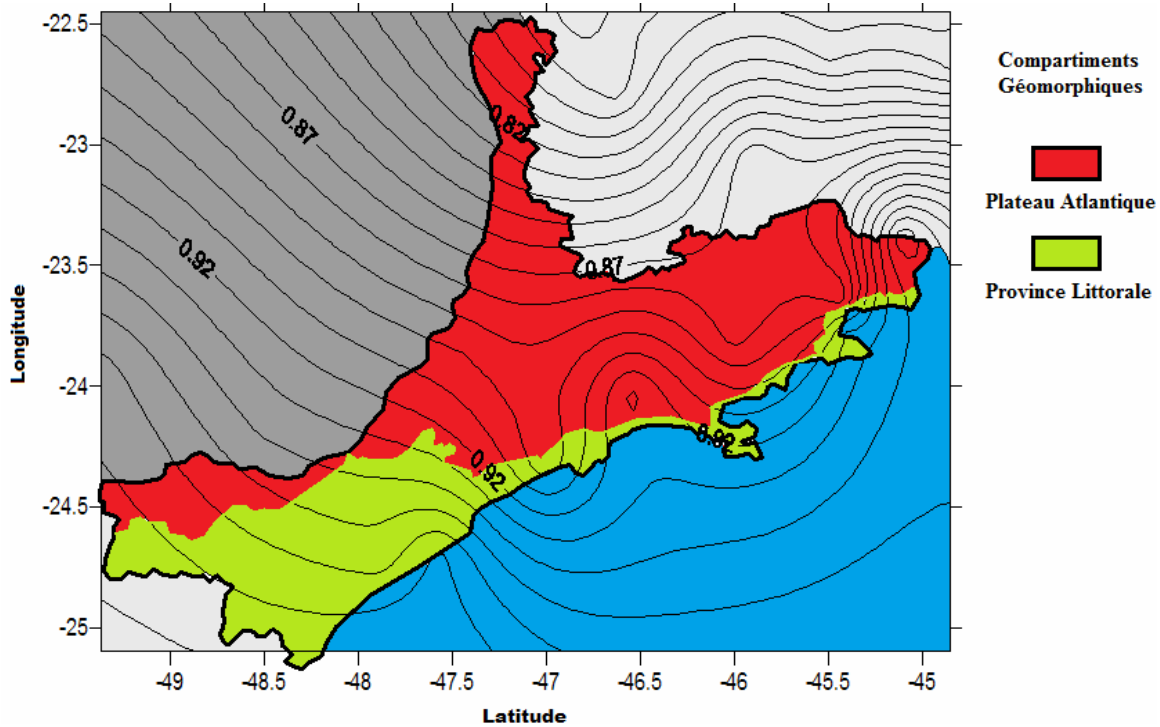


Figure 2 : Distribution spatiale des valeurs fractale (>1) en semestre sec

3. Discussion

Le principal but de ce travail a été d'observer l'importance de la technique utilisée pour extraire des données qui permettaient d'observer des tendances et des patrons dans le régime de pluies. Dans ce point, c'est aussi important d'observer les concepts qui entourent les fractaux, notamment celui de l'escalant et de l'auto-similarité. La technique employée a résulté des données qui pouvaient être utilisées pour ce propos.

Quant aux résultats, on peut observer deux comportements distincts de la distribution de pluie dans le temps, selon les segments quotidiens. Un premier où il y a l'invariance scalaire, c'est-à-dire, il tient une inclination 1. Cela peut être compris au sens que en tous les segments temporels des précipitations selon le seuil proposé ont eu lieu, démontrant le comportement géométrique régulier entre la valeur des précipitations et l'échelle temporelle (segment).

L'autre comportement survient comme une réponse à la diminution (dans le temps) de l'escalant, où les valeurs pluviométriques sont divisés à la base deux, ainsi, aussi il diminue l'étendue des segments. Alors on commence à observer les points de rupture dans la séquence alors jusqu'au seuil. C'est important de souligner que tantôt plus grand le seuil, avant la rupture fractale aura lieu, due à la période de récurrence de tels événements de la magnitude haute qui est plus grande.

Basé sur les années étudiées, quand le régime pluviométrique a été unique pour la démonstration entre les années typiquement sèches, pluvieuse et modère, nous pouvons percevoir que pendant l'année pluvieuse la rupture a eu lieu dans un segment plus petit de jours, alors que pendant les années sèches les précipitations ont eu lieu dans les échelles plus grandes du segment, démontrant que les événements pluviométriques dans des années sèches ont le comportement plus irrégulier dans le temps.

Bibliographie

ANDRLE, R., 1992 : Estimating fractal dimension with the divider method in geomorphology. *Geomorphology*, **5**, 131-141.

BRIGGS, J., 1992 : *Fractals: The patterns of Chaos*. New York: Touchstone.

CHRISTOFOLETTI, A. L. H., 1997 : *Análise fractal e multifractal da estrutura das estações chuvosas em localidades do Estado de São Paulo*. Rio Claro, IGCE – UNESP.

DAAE - Département de l'Eau et Énergie Électrique, 2011 : Brésil, Information disponible à : http://www.daae.sp.gov.br/index.php?option=com_content&view=article&id=54&Itemid=30

MAYER, L., 1992 : Fractal characteristics of desert storm sequences and implications for geomorphic studies. *Geomorphology*, **5**, 167-183.

MONTEIRO, C.A.F., 1971 : Análise Rítmica em climatologia: problemas da atualidade climática em São Paulo e achegas para um programa de trabalho. *Climatologia*. Universidade de São Paulo – Instituto de Geografia, **1**, 1-21.

CHANGEMENT CLIMATIQUE ET VARIABILITE SPATIALE DU CLIMAT DANS LES VIGNOBLES DE NOUVELLE ZELANDE : L'EXEMPLE DES VIGNOBLES DE LA REGION DE MARLBOROUGH

POWELL S.¹, STURMAN A.¹ et QUENOL H.²

¹ Centre for Atmospheric Research, Department of Geography, University of Canterbury, Private Bag 4800, Christchurch, Nouvelle Zélande, stu@climateconsulting.co.nz, andrew.sturman@canterbury.ac.nz

² Laboratoire COSTEL, UMR6554 LETG, CNRS, Université Rennes 2, France, herve.quenol@uhb.fr

Résumé : Les exemples présentés ici montrent que la variabilité spatiale de la température de l'air dans une région viticole peut être fortement dépendante des conditions topographiques locales. Dans le contexte du changement climatique, la variabilité spatiale du climat engendrée par les effets locaux est très souvent plus importante que la variabilité temporelle en relation avec le changement climatique global. Cela met en évidence que l'adaptation au changement climatique global peut être accomplie par une bonne connaissance des climats locaux.

Mots clés : changement climatique, climats locaux, viticulture, Nouvelle Zélande

Abstract : Climatic change and spatial variability of climate in the vineyard regions of New Zealand: examples from the vineyards of the Marlborough region. The examples presented here show that the spatial variability of air temperature within a vineyard region can be strongly dependent on local topography. In the context of a changing climate, the spatial variability of climate resulting from these local effects are very often more significant than the temporal variability associated with global climate change. This suggests that such areas may be robust and that adaptation to global climate can be achieved by a good knowledge of the local climate.

Keywords : climate change, local climates, viticulture, New Zealand

Introduction

Les scénarios du climat futur prévoient une augmentation de la température de plusieurs degrés dans les prochaines décennies (IPCC, 2007). Ces variations auront inévitablement un impact sur la viticulture et les viticulteurs devront s'adapter à plus ou moins long terme. Dans le cadre des programmes ANR-JC 07-194103 TERVICLIM et Royal Society of New Zealand « International Relationship Fund », l'objectif est d'étudier la variabilité spatiotemporelle du climat à l'échelle des vignobles néo-zélandais dans le contexte du changement climatique.

A l'échelle macroclimatique des principaux vignobles néo-zélandais, les données journalières de température, précipitations, humidité relative de 1960 à 2009 ont été analysées pour les stations météorologiques de Nelson, Central Otago et Hawkes Bay. Les résultats montrent une tendance générale à un réchauffement. Cette augmentation est également très variable suivant les mois de l'année. Le calcul des indices bioclimatiques utilisés en viticulture (Huglin¹, Winkler²) met également en évidence une forte variabilité spatiale liée à la latitude des stations mais également une variabilité temporelle sur toute la période d'analyse. A l'échelle de la région de Marlborough (plus de 10 000 ha de vignes), les données de 7 stations météorologiques disposées dans le vignoble ainsi que des profils verticaux de vitesse et de direction du vent obtenus par un Sodar, ont permis de comprendre l'influence de la topographie régionale et locale sur les températures notamment en situation de gels printaniers.

¹ $IH = \sum[(T_m - 10) + (T_x - 10)/2] * k$, (où T_m = Température moyenne, T_x = Température maximale et k le coefficient de longueur du jour variant de 1,02 à 1,06 entre 40 et 50 degrés de latitude).

² L'indice des degrés jours de Winkler correspond à la somme des températures moyennes journalières au-dessus de 10°C, durant la période de croissance de la vigne.

Dans le contexte du changement climatique, l'augmentation des températures simulées à l'échelle globale peut modifier les modes de circulation synoptique. Ces changements peuvent améliorer ou affaiblir, à l'échelle locale, l'influence climatique sur les cépages et les caractéristiques des vins. Le succès futur de la viticulture néo-zélandaise dépendra de son adaptation aux changements climatiques au niveau local.

1. Site et méthode

Ce travail se décompose en 2 parties :

- une analyse macroclimatique, principalement les températures et les indices bioclimatiques, sur une période de 50 ans. Après avoir fait l'inventaire des stations disponibles et surtout des données manquantes sur les stations sélectionnées, nous avons choisi 3 stations météorologiques représentant les principales régions viticoles de Nouvelle Zélande (Figure 1a) : Nelson, Central Otago et Hawkes Bay. Les températures minimales, maximales et moyennes journalières ont été étudiées de 1960 à 2009. Pour les 3 stations, les indices bioclimatiques d'Huglin et de Winkler ont été calculés. Ces indices permettent de déterminer des types de climats favorables à la culture de la vigne.

- une analyse topoclimatique dans les vignobles de la région de Marlborough à partir de 7 stations permettant de mettre en évidence la forte variabilité spatiale du climat liée à une topographie complexe ainsi que les deux sites où a été implanté un Sodar durant la période végétative de la vigne en 2009 et 2010 (Figure 1b).

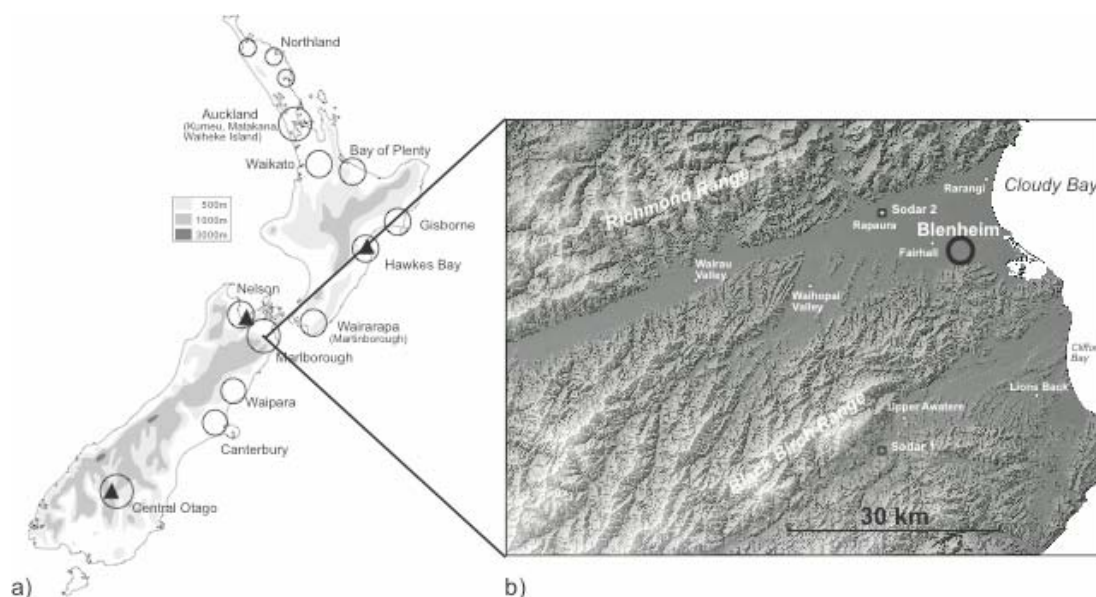


Figure 1 : Principaux vignobles de Nouvelle Zélande (a) et localisation des stations météorologiques et du Sodar dans la région de Marlborough (b).

2. Une tendance à l'augmentation des températures

L'analyse des températures moyennes annuelles de 1960 à 2009 met en évidence une tendance au réchauffement entre 0,5°C et 1,5°C pour les températures minimales et maximales (Nelson : $T_{min} = +1^{\circ}\text{C}$ et $T_{max} = +0.9^{\circ}\text{C}$; Hawkes Bay : $T_{min} = +0.6^{\circ}\text{C}$ et $T_{max} = +0.8^{\circ}\text{C}$; Central Otago : $T_{min} = +0.6^{\circ}\text{C}$ et $T_{max} = +1.6^{\circ}\text{C}$) (Figure 2 a et b). Cette augmentation de températures est plus forte pour les températures à la fin des années 90 (rupture significative avec de le test de Pettit en 1996 pour Nelson et Hawkes Bay pour les températures maximales). Après 1996, les écarts à la moyenne des données mensuelles sont positifs (entre 0 et 2°C) pour la plupart des années et quelque soit le mois. Ces résultats

corroborent ceux du National Institute of Water & Atmospheric Research, où l'analyse des séries de températures de 7 stations météorologiques a montré une augmentation moyenne de 1°C entre 1960 et 2009 (Mullan *et al.*, 2010).

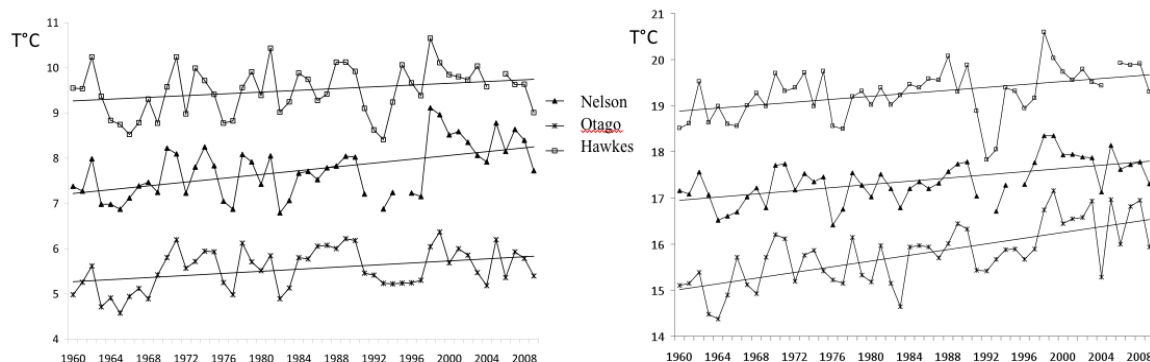


Figure 2 : Températures moyennes annuelles minimales (a) et maximales (b) de 1960 à 2009.

Les principaux indices bioclimatiques utilisés en viticulture (Huglin, Winkler, Indice de Fraîcheur des Nuits) montrent également une variabilité spatiotemporelle plus ou moins forte suivant les régions. L'indice héliothermique de Huglin (1983) permet la classification des vignobles dans différentes catégories de climats du type *frais* au type *chaud* et il peut être mis en relation avec les différents stades phénologiques (Bonney *et al.*, 2010). On peut remarquer que les vignobles de la région de Nelson et de Central Otago sont caractérisés par un climat variant de *froid* à *frais*, alors que la région de Hawkes Bay se situe plus dans un climat tempéré. Entre 1960 et 2009, on note une augmentation de cet indice à Hawkes Bay et à Otago (+200 ; Figure 3a). Toutefois, cette augmentation n'est pas suffisamment importante pour passer dans un autre type de climat et d'engendrer, même à moyen terme, des modifications de pratiques culturales (ex : changement de cépages, ...). L'indice de Winkler (1944), créé spécifiquement pour la Californie, avait pour objectif de déterminer les conditions climatiques spécifiques avec la teneur en sucre du raisin. Les stations de Hawkes Bay et de Central Otago se situent dans la *Région I* alors que Nelson est en *Région II*. Les *Régions I* et *II* sont considérées comme les plus adaptées pour la culture de vins de grande qualité (Vila *et al.*, 1999). Toutefois, la station de Central Otago a un indice de Winkler très bas pouvant mettre en évidence des problèmes de maturation du raisin. L'augmentation des degrés/jour pour ces stations entre 1960 et 2009 (notamment Central Otago = +150) ne peut être que positive pour la qualité du vin (Figure 3b).

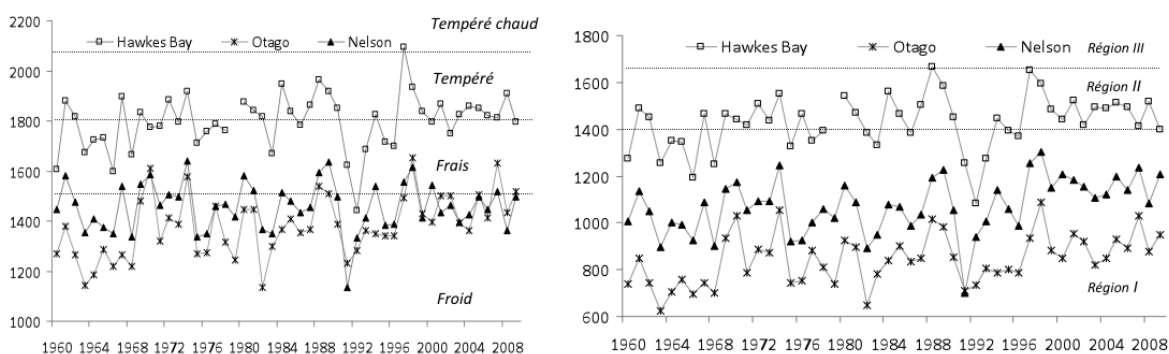


Figure 3 : Indices d'Huglin (a) et de Winkler (b) de 1960 à 2009.

3. Variabilité spatiale du climat dans la région de Marlborough

La région de Marlborough (12 500 km²) représente un éventail varié de climats locaux, reflétant ainsi l'effet de protection des massifs montagneux sur les systèmes atmosphériques

d'ouest et de sud. Marlborough est situé à l'est des Alpes du Sud, ce qui caractérise la région par de faibles précipitations et des épisodes de foehn fréquents, particulièrement pendant les mois les plus chauds de l'année. La température moyenne en juillet (hiver) à Blenheim est de 7°C, avec une amplitude journalière moyenne de 12°C. La température moyenne de janvier (été) est de 18°C avec une amplitude journalière moyenne également de 12°C. Les températures supérieures à 30°C sont enregistrées chaque été et sont habituellement issues de situation de foehn avec des vents d'ouest et de nord-ouest. Les situations de gelées sont principalement rencontrées en hiver (juin à août), avec une moyenne de 38 épisodes par an dont notamment 4 épisodes ont lieu au printemps (septembre à novembre). La complexité de la topographie engendre une forte variabilité spatiale des températures minimales et par conséquent des zones gélives. Le Tableau 1 montre la forte hétérogénéité du nombre d'épisodes de gelées entre 2007 et 2010 sur les 7 stations météorologiques locales.

Tableau 1 : Nombre de gelées entre 2007 et 2010 pour 7 stations météorologiques de la région de Marlborough.

Station	Episodes de gelées, 2007 – 2010
Fairhall	11
Rapaura	3
Waihopai Valley	25
Rarangi	5
Wairau Valley	32
Lions Back	4
Upper Awatere	7

L'influence de la topographie sur les températures minimales peut être illustrée par cette interpolation des données de 60 capteurs météorologiques disposés dans la région de Marlborough une nuit d'avril 2010 (Figure 4). Les températures élevées sont représentées en foncé et les plus froides en gris clair. Au cours de cette nuit, on observe une différence de 12°C sur une distance inférieure à 10 km lors de conditions synoptiques avec de forts vents de nord-ouest. Lors de ces situations, les vents de nord-ouest sont présents au niveau des versants ouest et à proximité de la côte alors que les vallées centrales et intérieures sont protégées. Dans ces conditions, les températures froides observées dans la vallée centrale sont une interaction entre les vents synoptiques et écoulements nocturnes locaux, ce qui engendre la formation de lac d'air froid et une accentuation du risque gélif pour la vigne.

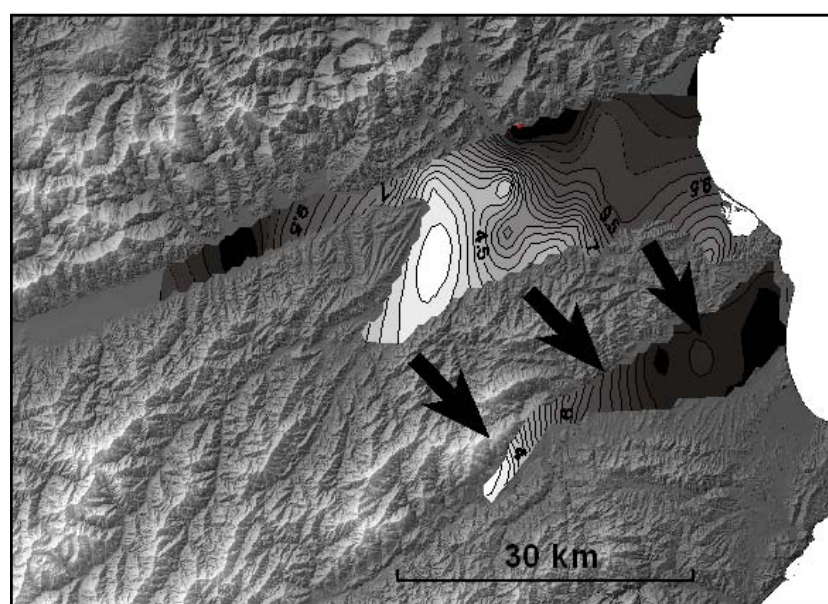


Figure 4 : Spatialisation de la température l'air en situation synoptique de nord-ouest la nuit du 11 avril 2010 (intervalle de température de 0,5°C, tandis que blanc est < 2,5°C et noir est > 12°C).

Par temps calme et anticyclonique, le facteur clé pour les températures minimales est l'influence des écoulements lents. Ceux-ci se développent au niveau de la couche limite au cours de la nuit particulièrement dans les couloirs topographiques. Un exemple de nuit printanière est présenté sur la Figure 5. Les écoulements commencent à se former vers minuit entre 30 et 250 m au-dessus du sol. Les vitesses les plus fortes (environ 30 km/h) sont observées juste avant l'aube entre 60 et 120 m. Ces vents permettent de brasser l'air froid présent au niveau du sol. La Figure 5b montre que la direction du vent dominant à l'intérieur de la masse d'air était de ouest-nord-ouest à cause de la convergence des écoulements froids de la Vallée de Wairau avec ceux du côté de la vallée immédiatement au nord-ouest du site où est le Sodar (Figure 1b).

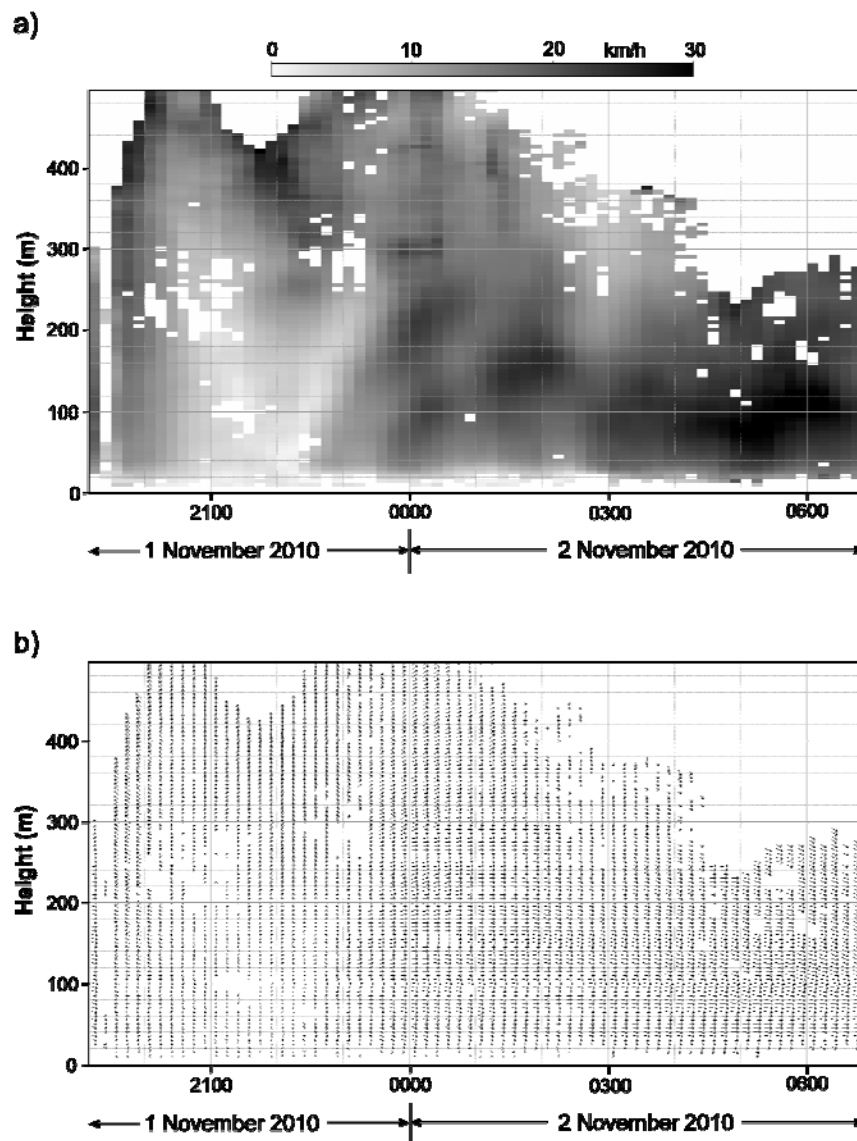


Figure 5 : Vitesse (a) et direction (b) du vent mesurées par le Sodar les 1-2 novembre 2010 à Rapaura (Sodar 2).

Conclusion

Ces exemples montrent que d'une manière générale, la variabilité spatiale du climat à l'échelle locale dans les vignobles est plus importante que l'évolution temporelle observée à l'échelle macroclimatique. Le vigneron adapte ses pratiques culturales en fonction de la variabilité spatiale du climat liée à l'influence des effets locaux (ex : topographie, type sol ou occupation du sol). L'adaptation de la viticulture au changement climatique passera

inévitablement par ce type de démarche : à court et moyen terme, le vigneron devra adapter ses pratiques culturales de la même manière qu'il le fait au niveau spatial, tandis qu'à plus long terme, des évolutions telles que le changement de cépages ou des changements de lieux de plantation (par exemple, plus en altitude) seront certainement nécessaires.

Bibliographie

Amerine M. et Winkler A. 1944 : Composition and quality of musts and wines of California grapes. *Hilgardia*, **15**, 493-675.

Bonnefoy C., Quénot H., Planchon O. et Barbeau G., 2010 : Températures et indices bioclimatiques dans le vignoble du Val de Loire dans un contexte de changement climatique. *EchoGéo*, **14**. (<http://echogeo.revues.org/12146>)

Huglin P. 1983 : Possibilité d'appréciation objective du milieu viticole. *Bulletin de l'OIV*, **56**, 823-833.

IPCC, 2007 : *Climate change 2007: the physical science basis*. Cambridge University Press, Cambridge, 996 p.

Mullan A.B., Stuart S.J., Hadfield M.G. et Smith M.J. 2010 : *Report on the Review of NIWA's 'Seven-Station' Temperature Series*. NIWA Information Series No. 78, Wellington, 175 p.

Vila H., Canadas M. et Lucero C., 1999 : *Caracterizacion de zonas mesoclimaticas aptas para la vid en la provincia de San Juan (Argentina)*. INTA, Argentina, 67 p.

CARACTERISTIQUES ET TENDANCES DES SEQUENCES SECHES EN SARDAIGNE DURANT LA PERIODE 1951-2005

PULINA M. A.

Université de Sassari, Département Ingénierie du Territoire, Viale Italia 39, 07100 Sassari, Italie.
E-mail : pulina@uniss.it

Résumé : On analyse la variabilité spatio-temporelle des séquences sèches pour la période 1951-2005 à partir de 48 séries pluviométriques homogènes de la Sardaigne (Italie). Les variables, calculées à l'échelle annuelle, sont le nombre d'occurrence, la longueur moyenne et la longueur maximale des séquences des jours pendant lesquels il tombe moins de 1 mm de pluie. L'étude porte soit sur le nombre N total des séquences sèches, soit sur trois classes : N1 (de 2 à 10 jours), N2 (de 11 à 20 jours) et N3 (séquences supérieures à 20 jours). Il apparaît qu'il est difficile de dégager, au moins à l'échelle annuelle, une tendance univoque dans la fréquence des événements secs en Sardaigne, surtout pour ce qui concerne les séquences les plus longues, supérieures à 20 jours. En revanche, l'analyse laisse apparaître une nette tendance à la réduction de la durée moyenne et surtout de la durée maximale des périodes sans précipitation dans plusieurs stations considérées.

Mots-clés : séquences sèches, variabilité spatiale, variabilité interannuelle, Sardaigne.

Abstract : Characteristics and trends in the dry spells in Sardinia during the period 1951-2005

This study analyses the spatial variability and the trend in the dry spells in Sardinia (Italy) for the period 1951-2005, starting from 48 daily rainfall records. The variables, computed at annual scale, are the number, the mean length and the maximum length of the series of the days during which rainfall amounts are less than 1 mm. The study is based both on number N, that represents the total sum of the dry spells, and on three classes of length, which means class N1 (from 2 to 10 days), class N2 (from 11 to 20 days) and class N3 (series above 20 days). It looks so difficult to deduce, at least on the annual scale, an univocal trend in the frequency of the dry spells in Sardinia, especially as regards to the longest dry spells. On the other hand the analysis shows a significant negative trend in the average duration and especially in the maximum length of dry spells in different stations.

Keywords : dry spells, spatial variability, trends, Sardinia.

Introduction

La sécheresse est un phénomène complexe qui agit d'une façon plus ou moins accentuée sur la disponibilité des ressources hydriques et sur les activités humaines, en particulier sur les pratiques agricoles. En région méditerranéenne, les périodes sèches, en particulier l'été, représentent un trait climatique majeur ; toutefois, des tendances croissantes des sécheresses sont indiquées par Watson *et al.* (1997, pour la région méditerranéenne en général) ou Serra *et al.* (2006, pour la Catalogne).

Les modèles globaux du GIEC, le Groupe Intergouvernemental d'Experts sur l'évolution du Climat (2007), donnent pour le XXI^{ème} siècle un très bon accord pour ce qui concerne soit l'augmentation forte de la température moyenne annuelle (surtout la température maximale en été), soit la diminution des précipitations moyennes annuelles. Dans ce contexte, pour les régions méditerranéennes, déjà vulnérables à la variabilité du climat, on voit augmenter les risques d'assèchement des sols, la réduction des rendements agricoles, la diminution du débit des fleuves. Dans le pourtour méditerranéen, la Sardaigne (Italie) occupe une position centrale. Des études précédentes (Pulina, 2007 et 2009) ont été conduites sur les séquences sèches de quelques stations de la Sardaigne du nord ou du sud.

Le but de cette étude est d'analyser la sécheresse d'une façon plus détaillée sur l'ensemble de l'île. Nous abordons deux aspects principaux de la sécheresse en Sardaigne : 1) La variabilité spatiale des séquences sèches dans le but d'établir une régionalisation ; 2) La variabilité temporelle, susceptible de présenter une tendance durant la période 1951-2005.

Cela permet la comparaison avec les tendances observées dans d'autres régions du bassin méditerranéen.

1. Données et méthodes

L'étude a été menée sur les séries journalières des précipitations de 1951 à 2005, obtenues à partir de quarante-sept stations météorologiques appartenant au réseau du Secteur Hydrographique de la Région Autonome de la Sardaigne (R.A.S.), et d'une station, Cagliari-Elmas, du réseau de l'Aéronautique Militaire Italienne. Ces postes sont représentatifs des différentes conditions géographiques, vis à vis de l'altitude et de la distance de la mer (figure 1) : 58% des 48 stations sont situées au-dessous de 334 m (l'altitude moyenne de la Sardaigne) et 83% sont situées au-dessous de 600 m. Seules 3 stations sur 48 sont situées à une altitude supérieure à 800 m.

La plupart des séries considérées n'ont pas d'interruptions, sauf quatorze stations qui ne possèdent que 98% des observations. L'homogénéité a été testée suivant la méthodologie utilisée pour tester les séries journalières de la température de l'air et des précipitations du Projet ECA&D (European Climate Assessment & Dataset ; Klein Tank, 2007). Nous avons appliqué au nombre annuel des jours avec $p \geq 1$ mm (RR1), quatre tests d'homogénéité : le test *Standard Normal Homogeneity* dans la version « absolue », le test *Buishand Range*, le test de Pettitt et le test *Von Neumann Ratio*. Toutes les séries retenues ont été classées utilisables selon la méthodologie ECA&D (2007), c'est-à-dire selon l'hypothèse nulle avec un niveau de signification de 1%.

Selon Douguedroit (1990), une séquence sèche est une suite de jours pendant laquelle il tombe moins de α mm de pluie. Elle commence le lendemain et se termine la veille du jour au cours duquel $\geq \alpha$ mm de pluie ont été recueillis. Le seuil α retenu ici est de 1 mm ; il est utilisé par le Secteur Hydrographique Italien pour définir le « jour pluvieux ». Les séquences sèches, élaborées à l'échelle annuelle, ont été attribuées chacune d'elles à l'année de son début.

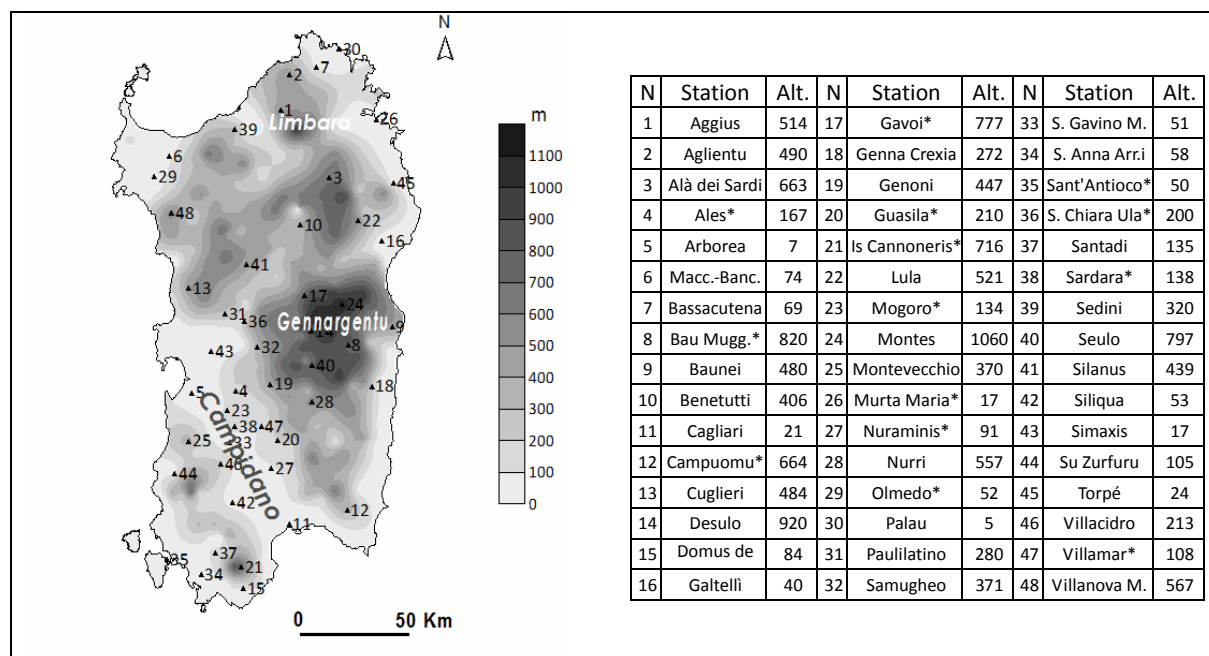


Figure 1 : Carte de localisation et altitude (en mètres au-dessus du niveau de la mer) des 48 stations pluviométriques retenues dans l'étude (* = station avec la série des données incomplète).

Les variables considérées sont le nombre (N), la longueur moyenne (Lmoy) et la longueur maximale (Lmax) des périodes sèches ; dans le but d'une analyse plus détaillée et suivant une méthodologie appliquée par Serra *et al.* (2006), le nombre N des séquences sèches a été

réparti en trois classes de longueur, c'est-à-dire la classe N1 (de 2 à 10 jours), la classe N2 (de 11 à 20 jours) et la classe N3 (pour les séquences supérieures à 20 jours).

La tendance a été analysée à partir de la méthode des moindres carrés ; le niveau de significativité de 5%, estimé avec le test de Mann-Kendall (Sneyers, 1990), a été choisi pour déterminer si la tendance est significativement différente de zéro. Nous avons exprimé les tendances décennales en pourcentage du rapport "tendance décennale / moyenne arithmétique", en représentant le rapport d'accroissement ou de diminution d'un paramètre donné en 10 ans.

2. Résultats

2.1. Distribution spatiale des séquences sèches

La figure 2 illustre la distribution spatiale du nombre moyen annuel N des séquences sèches. La fréquence N varie entre 22,8 et 31,2 périodes sèches par an. Elle est plus élevée dans la partie orientale de la région, c'est-à-dire dans les zones montagneuses du Gennargentu (1834 m au-dessus du niveau de la mer) et du Limbara (1362 m).

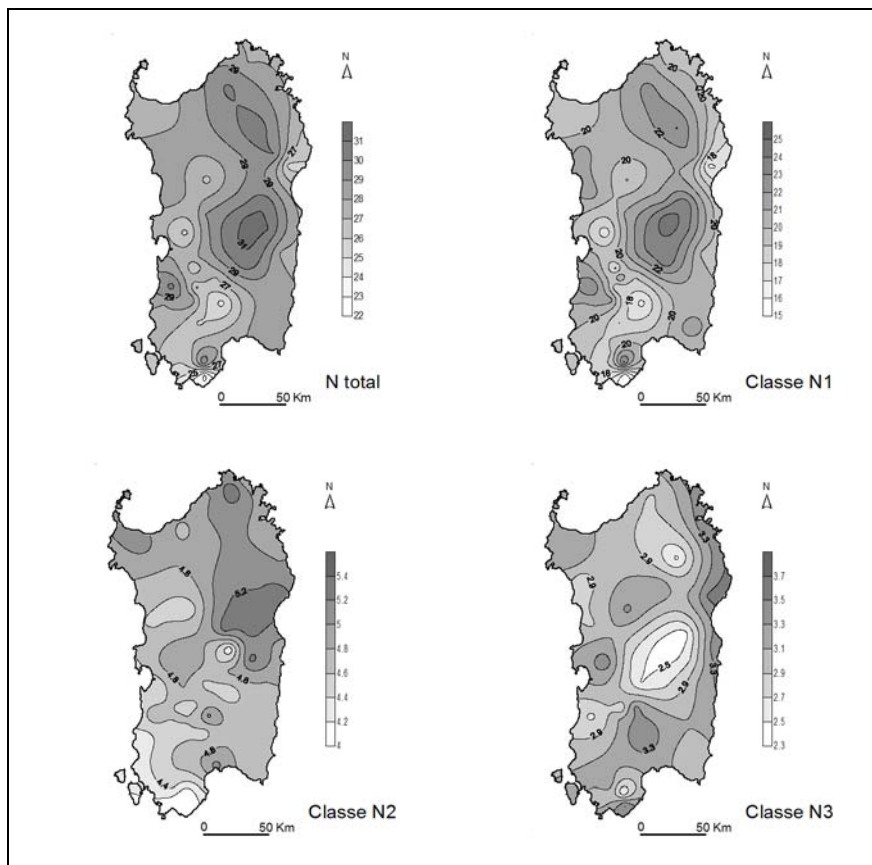


Figure 2 : Distribution du nombre moyen total N des séquences sèches et du nombre de séquences réparties en classes de longueur (N1, N2 et N3).

Sur la figure 2 est aussi représenté le nombre de séquences sèches réparties en classes de durée. On observe ainsi que *i*) la classe N1 (séquences \leq à 10 jours) montre une distribution spatiale similaire à celle du nombre total N, *ii*) la classe N2 (séquences oscillant entre 11 et 20 jours) présente un gradient bien évident sud-ouest/nord-est, *iii*) la classe N3 (séquences $>$ à 20 jours) enregistre les valeurs les plus basses, inférieures à 2,5 séquences, dans les zones montagneuses susmentionnées.

La longueur moyenne (L_{moy}) et surtout la longueur maximale moyenne (L_{max}) de l'ensemble des périodes sèches ont une répartition opposée à celle de N (figure 3). La durée moyenne oscille entre 8,4 jours pour les stations d'altitude (Desulo) et 13,4 jours pour les stations de plaine (Domus de Maria). La longueur maximale moyenne est de 50-55 jours dans les régions montagneuses du Limbara et du Gennargentu, tandis qu'elle arrive à 92 jours consécutifs secs dans l'extrême partie sud-ouest de la Sardaigne. La période sèche la plus longue, de 191 jours, a été enregistrée en 1984 à Siliqua, dans la plaine du Campidano (Sardaigne du sud).

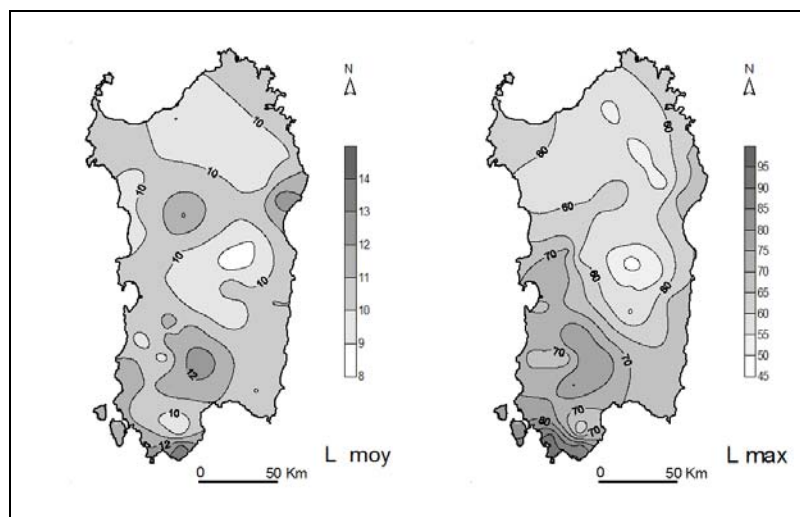


Figure 3 : Distribution de la longueur moyenne (L_{moy}) et de la longueur maximale moyenne (L_{max}) des séquences sèches.

2.2. Tendances des séquences sèches

La figure 4 illustre les tendances décennales du nombre des séquences sèches durant la période 1951-2005. Nous avons représenté les tendances significatives au niveau 95% selon le test de Mann-Kendall avec des triangles, soit pour les tendances positives (triangle en haut ▲), soit pour celles négatives (triangle en bas ▼).

Pour le nombre total N des séquences sèches, on observe des tendances positives significatives dans 10 séries sur 48 stations considérées, avec des valeurs de 0 à 10% du nombre moyen annuel des périodes sèches. La plupart de ces dix stations montrent une tendance à la hausse (jusqu'à 15%), également pour le nombre des séquences de la classe $N1$. Les séquences de la classe $N2$ n'ont des tendances significatives décroissantes que pour trois séries sur 48 analysées. Au contraire, si on considère le nombre des séquences de la classe $N3$ (longueur > 20 jours), la tendance est significative dans 38 séries, dont 15 à la hausse (0-5 %) et 23 à la baisse (jusqu'à -10% par rapport au nombre moyen des séquences de la classe). Ces séries sont réparties dans tout le territoire, mais particulièrement dans sa partie du sud.

La figure 5 illustre les tendances de la longueur moyenne et de la longueur maximale moyenne des séquences considérées. On peut remarquer que la durée moyenne des séquences sèches de la période 1951-2005 montre une tendance décroissante (jusqu'à -15%) significative à 95% selon Mann-Kendall dans les stations où le nombre N total des séquences sèches détecte une tendance à la hausse. La plupart des stations ne montrent pas de tendances significatives. La durée maximale moyenne des périodes sèches présente une très forte réduction (décroissance significative de 0 à -15%) dans 23 sur 48 stations pluviométriques considérées, tandis que les autres séries n'ont pas de tendances significatives.

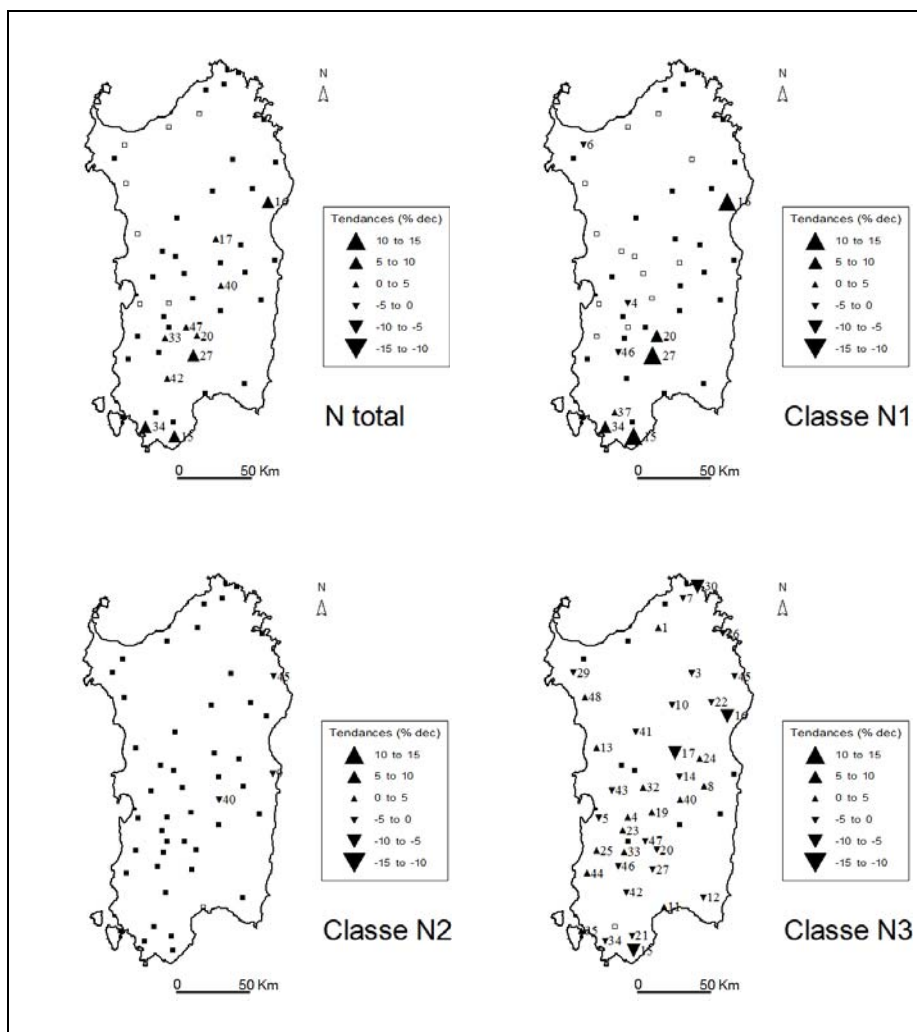


Figure 4 : Tendances décennales du nombre moyen total N des séquences sèches et du nombre de séquences réparties en classes de longueur (N1, N2 et N3). Les tendances des stations indiquées par des carrés ne sont pas significatives au niveau 95% selon le test de Mann-Kendall (carré vide = tendance négative ; carré plein = tendance positive).

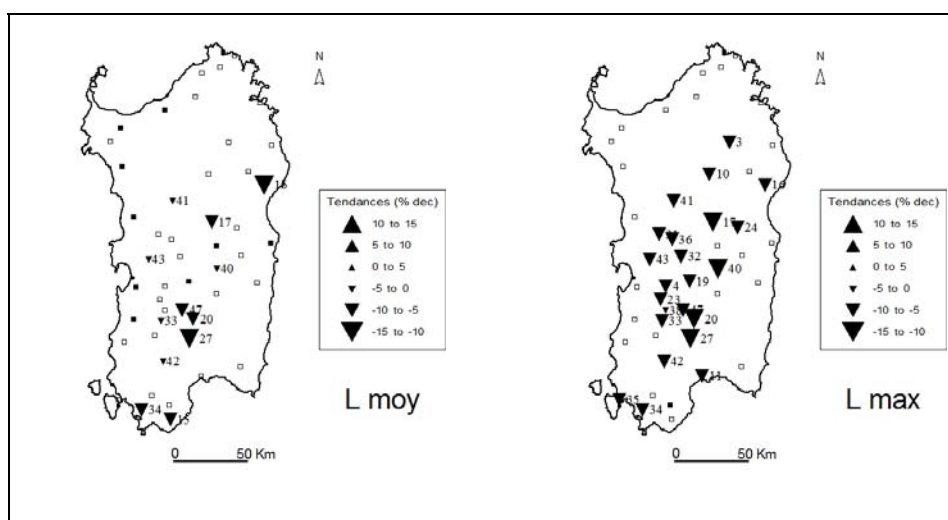


Figure 5 : Tendances décennales de la longueur moyenne Lmoy et de la longueur maximale moyenne Lmax des séquences considérées. Les tendances des stations indiquées par des carrés ne sont pas significatives au niveau 95% selon le test de Mann-Kendall (carré vide = tendance négative ; carré plein = tendance positive).

Conclusion

L'utilisation de quelques variables descriptives de la sécheresse, c'est-à-dire le nombre et la longueur des séquences sèches, a permis de caractériser à l'échelle annuelle la structure spatiale des séquences sèches en Sardaigne, et de déceler leurs tendances pendant la deuxième moitié du dernier siècle.

Il apparaît à travers cette étude qu'il est difficile de dégager, au moins à l'échelle annuelle, une tendance univoque dans la fréquence des événements secs, surtout pour ce qui concerne les périodes les plus longues, supérieures à 20 jours. En revanche, l'analyse laisse apparaître une nette tendance à la réduction de la durée moyenne et surtout de la durée maximale des périodes sans précipitation dans plusieurs stations considérées. La tendance de la longueur moyenne des périodes sèches observée dans cette étude concorde avec celle obtenue sur l'Espagne par Martín-Vide et Gomez (1999) et, en particulier, avec la tendance obtenue par Serra *et al.* (2006) en analysant les séries de la Catalogne (Espagne).

En conclusion, il est souhaitable d'étendre cette méthodologie à des séries instrumentales plus longues et surtout, de l'appliquer à une échelle plus fine, dans le but soit d'obtenir une évaluation des signaux de changement climatique à une plus grande résolution temporelle, soit d'en vérifier la cohérence dans un contexte spatial et temporel plus large.

Etude réalisée dans le cadre du Projet "Biodiversità degli alberi monumentali della Sardegna", proposé par le "Centro Interdipartimentale per la Conservazione e la Valorizzazione della Biodiversità Vegetale" et financé par la Région Autonome de la Sardaigne (R.A.S.).

Bibliographie

Douguedroit A., 1990 : Spécificité et variations de la sécheresse le long du littoral méditerranéen français. *Revue de Géographie de Lyon*, **65**, 123-128.

GIEC, 2007 : *Climate Change, Synthesis reports*, <http://www.ipcc.ch/>.

Klein Tank, A.M.G., 2007 : *Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD)*. The European Climate Assessment and Dataset project, 38 p.

Martín-Vide J., Gomez L., 1999 : Regionalisation of Peninsular Spain based on the length of dry spells. *Internat. Journal of Climatology*, **19**, 537-555.

Pulina M. A., 2007 : Trend pluviometrici e siccità nella Sardegna Settentrionale durante il periodo 1951-2000. *Actes du II Convegno Nazionale AIGEO*.

Pulina M. A., 2009 : Analyse des événements pluviométriques extrêmes dans le sud de la Sardaigne durant la période 1951-2005. *Actes du XXII^{ème} Colloque de l'Association Internationale de Climatologie, Geographia Technica. Numéro spécial*, 377-382.

Serra C., Burgueno A., Martínez M. D., Lana X., 2006 : Trends in dry spells across Catalonia (NE Spain) during the second half of the 20th century. *Theoretical and Applied Climatology*, **85**, 165-183.

Sneyers R., 1990 : *On the statistical analysis of series of observation*. Technical Note N. 143, WMO.

Watson R.T., Zinyowera M.C., Moss R.H. (eds), 1997 : *The regional impacts of climate change: an assessment of vulnerability*. Cambridge University Press, Cambridge, 517 p.

ESTIMATION DES CRUES EXTREMES DANS LES ALPES SUISSE A L'AIDE D'UN MODELE HYDROLOGIQUE DISTRIBUE

RECEANU R.G.¹, HERTIG J.-A.², FALLOT J.-M.³

¹ Institut de Géographie, Université de Lausanne, CH-1015 Lausanne, ++41 (0)21 693 23 06, Ramona.Receanu@unil.ch

² Hertig & Lador SA, CH-1176 St Livres, ++41 (0)21 312 70 77, hertig@hetl.ch

³ Institut de Géographie, Université de Lausanne, CH-1015 Lausanne, ++41 (0)21 692 30 64, Jean-Michel.Fallot@unil.ch

Résumé : Les modèles hydrologiques développés pour les pluies extrêmes de type PMP sont difficiles à paramétrer en raison du manque de données disponibles pour ces événements et de la complexité du terrain. Cet article présente le processus et les résultats de l'ajustement des paramètres pour un modèle hydrologique distribué. Ce modèle à une échelle fine a été développé pour l'estimation des crues maximales probables dans le cas d'une PMP. Le calcul effectué pour deux bassins versants tests suisses et pour deux épisodes d'orage d'été concerné l'estimation des paramètres du modèle, divisés en deux groupes. La première concerne le calcul des vitesses des écoulements et l'autre la détermination de la capacité d'infiltration initiale et finale pour chaque type de sol. Les résultats, validés avec l'équation de Nash montrent une bonne corrélation entre les débits simulés et ceux observés.

Mots-clés : Crue maximale probable (PMF), précipitations maximales probables (PMP), bassin-versant alpin, modèle hydrologique distribué, exutoire.

Abstract : It is difficult to define the parameters of hydrological models developed for extreme precipitation of PMP type because of the scarcity of available data for these events. This article presents the process and results of parameter adjustment for a distributed hydrological model. This fine scale was developed for the estimation of probable maximal floods in the case of a PMP. This computation, done on two Swiss catchments for two events of summer storms, concerns the estimation of model parameters, divided into two groups. The first concerns the computation of flow speeds while the second the determination of the initial and final infiltration capacities for each terrain type. The results, validated with the Nash equation show a good correlation between the simulated and observed flows.

Keywords : Probable Maximum Flood (PMF), Probable Maximum Precipitation (PMP), alpine catchment, distributed hydrological model, outlet.

Introduction

Les études réalisées ces dernières années ont montré que le réchauffement global du climat pourrait s'accompagner d'une augmentation de la fréquence des fortes précipitations et des crues en Suisse et dans de nombreuses régions du globe (Frei et al., 2000; Fallot, 2000; Beniston et al 2007). Cela rend les recherches actuelles sur la modélisation des pluies et des crues à une échelle fine encore plus importantes. Les anciennes méthodes de calcul de débit sont simples et utilisent des équations empiriques et avec une pluie uniforme. Ces méthodes de calcul ont montré leurs limites dans le cas des catastrophes naturelles causées par des précipitations extrêmes. Pour cela, une nouvelle approche a été proposée pour estimer de manière raisonnable les crues maximales probables dans un bassin versant, il s'agit de la méthode PMP-PMF (Probable Maximum Precipitation - Probable Maximum Flood). En Suisse la PMP est représenté sur forme des cartes avec une résolution horizontale de 2 km (Audouard et al. 2006).

Nous avons développé un modèle hydrologique distribué qui inclut une simulation des nuages en mouvement et les précipitations données par ces nuages, ainsi que l'écoulement sur la surface d'un bassin versant et en sous sol, avec une granularité très fine. Le but de ce modèle est d'arriver à une meilleure estimation des effets donnés par un phénomène de type PMP-PMF. Il convient notamment de répartir les PMP à une échelle fine pour calculer des crues extrêmes avec un modèle hydrologique, car les méthodes classiques pourraient entraîner une surestimation des débits de crue, notamment pour les grands bassins et pour les régions montagneuses, entraînant des surcoûts importants.

Pour l'utilisation du modèle développé, il est nécessaire de déterminer les paramètres en utilisant des données mesurées. Comme la PMP est toujours difficile à mesurer, il est nécessaire d'ajuster certains paramètres à l'aide des données relatives aux épisodes de fortes crues observées sur les bassins simulés. Le but de cet article est de présenter les résultats de ce processus de calibration sur deux bassins de la Suisse.

Dans les sections suivantes nous présentons notre modèle hydrologique, les bassins et les événements mesurés utilisés pour la calibration, ainsi que les résultats obtenus.

1. Modèle hydrologique

Le modèle hydrologique développé intègre trois parties: la modélisation spatio-temporelle de la pluie, la modélisation des écoulements d'eau et la modélisation de la fonte des neiges (Receanu et al. 2009).

La première partie de notre modèle correspond à la modélisation spatio-temporelle fine d'une pluie extrême de type PMP (Hertig et al. 2009). Le calcul a été réalisé à l'aide d'une équation d'advection-diffusion qui modélise le comportement temporel de plusieurs nuages dans l'espace et dans le temps. Le volume total des nuages représente le volume d'eau équivalent aux valeurs ponctuelles de la pluie. Notre modèle permet d'avoir une structure différente pour chaque pixel du domaine, contrairement à la plupart des modèles de précipitations.

La deuxième partie comporte la modélisation des écoulements d'eau utilisant la distribution spatio-temporelle de la pluie et un modèle numérique de terrain (MNT). L'eau de surface suit la pente du terrain jusqu'à l'exutoire du bassin. Chaque cellule du terrain reçoit et donne un certain volume d'eau aux cellules voisines, en fonction de l'équation de Manning et de la pente. Cette partie intègre aussi l'infiltration de l'eau dans le terrain. La vitesse d'écoulement en sous-sol est calculée par la loi de Darcy (1856), en supposant une épaisseur du sol uniforme. Comme en surface, chaque cellule dans le sous-sol reçoit un volume d'eau provenant des voisins en amont (Figure 1). A cela s'ajoute l'infiltration locale, qui a le même rôle dans l'écoulement souterrain que les précipitations sur la surface. Quand le terrain devient complètement saturé, l'eau sort sur la surface par le phénomène d'exfiltration.

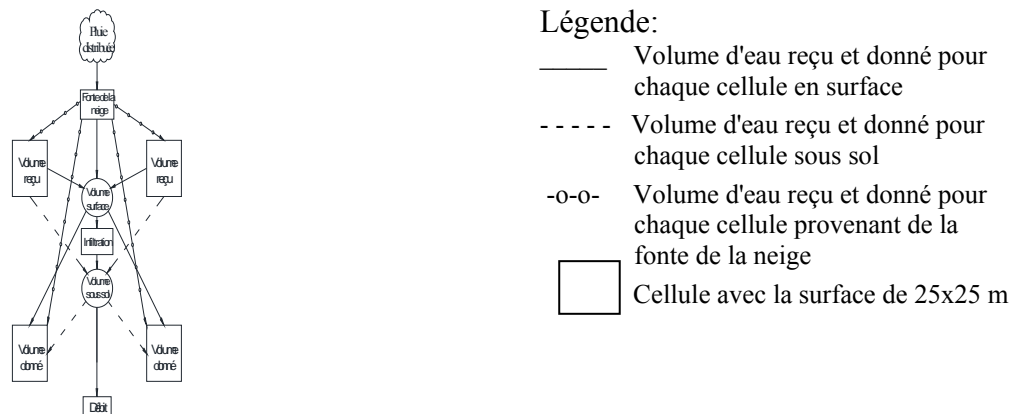


Figure 1 : Schéma du modèle d'écoulement en surface et sous sol

La Figure 1 présente la structure de notre modèle qui tient compte de la répartition spatio-temporelle des précipitations et des différents types d'écoulements dans un bassin versant.

La troisième partie de notre modèle comprend la modélisation de la fonte de la neige. Nous nous limiterons ici au cas le pire qui puisse arriver en réalité, celui de la fonte des neiges

causée par l'arrivée d'une pluie extrême de type PMP. Cette partie est importante car la pluie peut accroître la fonte de la neige et l'ampleur de la crue.

En vue de la complexité du terrain et de données détaillées insuffisantes, il est nécessaire d'ajuster certains paramètres physiques du modèle pour assurer sa représentation de la réalité. Cet ajustement concerne quelques caractéristiques de la région étudiée tels que la rugosité et les paramètres d'infiltration (perméabilité et coefficient de Darcy) et de la topographie comme le coefficient de largeur de rivière. Cet ajustement se fait une fois par bassin sur la base d'un ou de deux épisodes représentatifs des fortes crues induites par les précipitations.

2. Ajustement des paramètres et résultats

2.1. Description des bassins versants étudiés

Deux bassins versants suisses ont été choisis en tenant compte de leurs tailles différentes et de l'absence de glaciers. Le premier bassin versant étudié est celui de l'Allenbach à Adelboden, situé dans les Alpes bernoises et a une surface de 28.8 km². D'après l'Atlas Hydrologique de Suisse ce bassin ne contient pas de glacier et est l'un des plus typiques en Suisse pour les crues de type torrentiel provoquées par de violents orages en été. Le deuxième bassin retenu est celui de la Sitter, situé dans l'Est de la Suisse, avec une surface de 90.3 km². Ce bassin a été choisi en raison de sa grande taille. Un glacier ne recouvre que le 0.08 % de la superficie du bassin versant, ses effets sur les débits peuvent donc être négligés dans notre calcul. La Figure 2 et la Figure 3 présentent les bassins versants délimités par notre modèle.

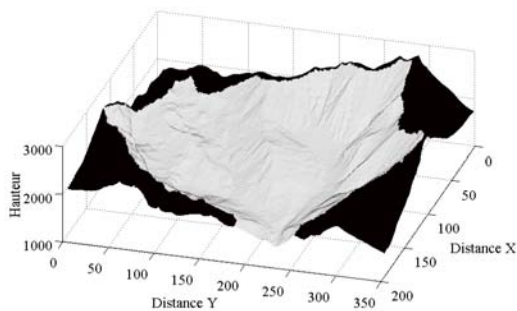


Figure 2 : Délimitation bassin versant Allenbach

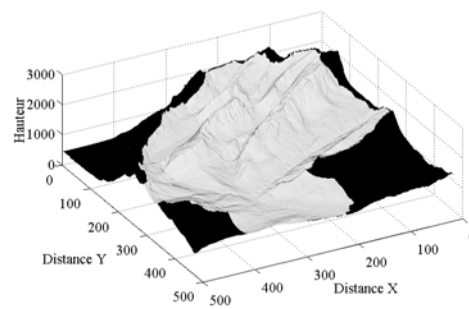


Figure 3 : Délimitation Bassin versant Sitter

2.2. Données disponibles

Pour ces 2 bassins, nous disposons de données pour plusieurs paramètres météorologiques, les débits d'eau, le MNT 25m et une carte géotechnique simplifiée des 30 types de terrains. Elles sont déterminées de la manière suivante. Les données altimétriques ont été tirées du MNT (Modèle numérique du terrain) sur la base des courbes de niveau, mises à notre disposition par Swisstopo. Les données météorologiques ont été fournies par l'Office fédéral de Météorologie et Climatologie. La granularité de ces données est de dix minutes, mesurée par un réseau automatique (ANETZ). Les données des débits utilisées proviennent de l'Office fédéral de l'Environnement (BAFU).

Sur le bassin versant de l'Allenbach, il existe des mesures en continu des débits depuis 1960 et des précipitations depuis 1980, par contre sur le bassin de la Sitter les mesures des débits sont disponibles depuis 1993 et les mesures des précipitations en continu depuis 1978.

Avec ces données, le modèle hydrologique développé est capable de calculer des débits sur tous les points du bassin versant.

2.3. Résultats

Les résultats obtenus dans le cadre de cet article portent sur la calibration de notre modèle hydrologique développé. Elle a été faite sur deux crues: du 7 août 2004 sur le bassin versant de l'Allenbach à Adelboden (orage de 2 heures) enregistrant un débit de pointe d'environ 60 m³/s et celle du 7 juin 2007 sur le bassin versant de la Sitter à Appenzell atteignant un débit de pointe d'environ 76 m³/s.

La granularité des données disponibles de la pluie est de dix minutes, mais notre modèle nécessite une granularité plus fine de trois minutes. Pour l'obtenir, nous avons recalculé la structure de la pluie comme dans la Figure 4. Cette figure présente l'hydrogramme de pluie mesurée à la station d'Adelboden (les barres noires représentent la pluie mesurée à dix minutes et les barres blanches celle à trois minutes).

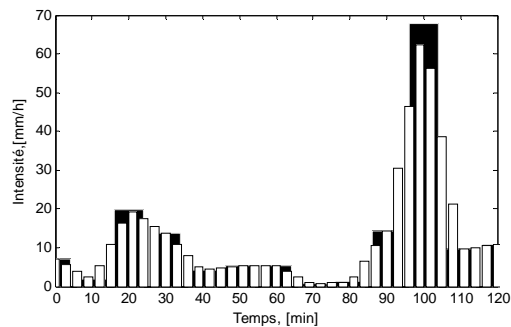


Figure 4 : Hydrogramme de pluie (bassin versant de l'Allenbach)

La pluie utilisée dans notre calcul est distribuée uniformément dans l'espace et de manière variable dans le temps. Cette distribution résulte du fait que les données de pluie disponibles ont été mesurées dans un seul endroit du terrain.

Le calage du modèle s'est concentré sur l'estimation des paramètres introduits dans le modèle développé (Receanu et al. 2009). Pour déterminer ces paramètres, nous avons établi un ordre de priorité. Le premier paramètre à déterminer est le volume d'eau qui peut s'infiltrer dans le terrain. Le deuxième paramètre est la conductivité hydraulique (Darcy), qui influence la vitesse d'écoulement souterrain. Ensuite le troisième et le quatrième paramètre influencent les vitesses d'écoulement de surface. Il s'agit des coefficients de rugosité et des coefficients de largeur des rivières pour chaque type d'écoulement utilisé dans l'équation de Manning. Les derniers paramètres à établir sont la capacité d'infiltration initiale et finale pour chaque type de sol. Ces paramètres ont été établis en fonction de la littérature et d'une carte simplifiée à 30 types de sol. Dans le cas du bassin versant de l'Allenbach, nous avons déterminé 5 types de sol et 8 types pour le bassin de la Sitter. L'influence des paramètres sur le débit à l'exutoire est le suivant. Le coefficient de rugosité et la largeur des rivières agissent surtout sur le temps de concentration du bassin et la valeur du pic de débit. Le volume d'eau infiltrée influence la partie initiale de l'hydrogramme, c'est à dire la vitesse de croissance du débit. Enfin, la conductivité hydraulique a une double influence. Au début de l'épisode, elle peut augmenter le débit en causant plus d'exfiltration, mais à la fin de l'épisode, l'effet est inversé car il y a moins d'eau qui reste dans le souterrain. Ce double effet peut être aussi observé pour la capacité d'infiltration. Si elle augmente, le débit au début de l'épisode diminue, mais à la fin de l'épisode, il est plus haut. La capacité d'infiltration initiale et finale est spécifique pour chaque type de sol. La modélisation d'écoulement est réalisée à partir d'un MNT qui donne une représentation discrète d'une surface supposée continue. Le MNT a une taille des mailles de 25x25 m. Cette modélisation se fait par une procédure itérative en calculant le volume d'eau qui se propage d'une cellule à ses voisins sur tout le terrain. A la fin, l'exutoire est déterminé comme le point du débit maximal. Sur la Figure 5 et la Figure 6 la couleur blanche

représente les cours d'eau qui se forment automatiquement en fonction de la topographie du terrain sans aucun traitement manuel des cheminements d'eau. La Figure 7 et la Figure 8 présentent les résultats obtenus après l'établissement des paramètres du modèle, en trait continu le débit observé et en trait tireté le débit simulé par notre modèle. Les paramètres retenus sont spécifiques pour chaque type d'écoulement et pour chaque bassin versant.

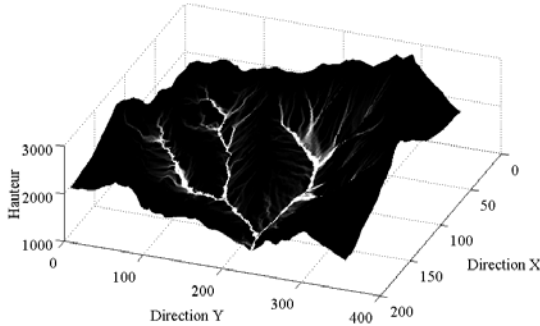


Figure 5 : Réseau de cours d'eau (bassin Allenbach)

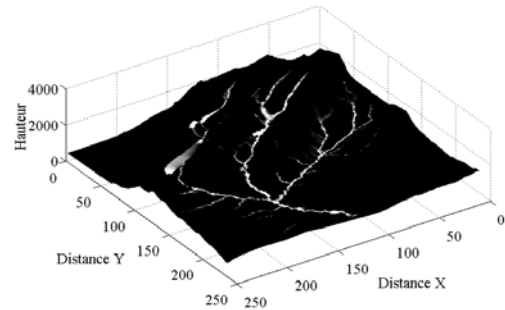


Figure 6 : Réseau de cours d'eau (bassin Sitter)

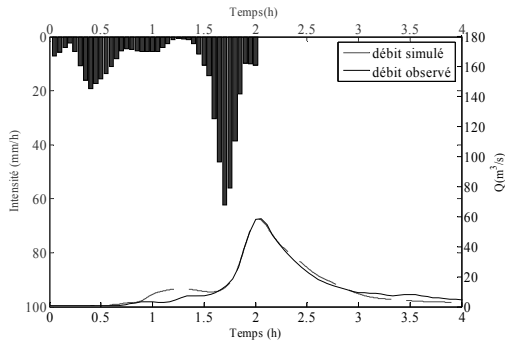


Figure 7 : Histogramme de la pluie et hydrogramme de crue (Bassin versant - Allenbach)

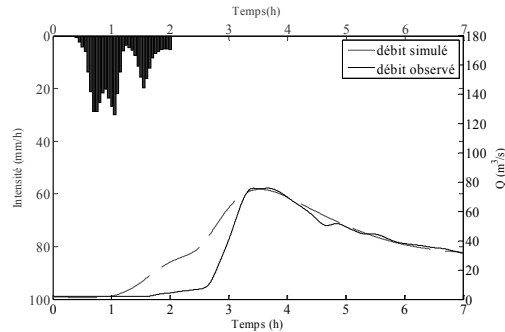


Figure 8 : Histogramme de la pluie et hydrogramme de crue (Bassin versant - Sitter)

Le débit mesuré et le débit simulé par notre modèle ont été comparés en utilisant l'équation de Nash, le rapport des volumes d'eau r_{vol} , et le rapport des pics du débit r_{pic} (Moriasi et al.

$$2007): \quad Nash = 1 - \frac{\sum_{t=0}^n (Q_{obs}(t) - Q_{sim}(t))^2}{\sum_{t=0}^n (Q_{obs}(t) - \overline{Q_{obs}})^2} \quad r_{vol} = \frac{V_{sim}}{V_{obs}} = \frac{\sum_{t=0}^n Q_{sim}(t)}{\sum_{t=0}^n Q_{obs}(t)} \quad r_{pic} = \frac{Q_{simmax}}{Q_{obsmax}}$$

où $Q_{obs}(t)$ = le débit observé,

$Q_{sim}(t)$ = le débit simulé,

$\overline{Q_{obs}}$ = le débit moyen observé,

V_{sim} = le volume simulé;

V_{obs} = le volume observé,

Q_{simmax} = le pic du débit simulé,

Q_{obsmax} = le pic du débit observé.

Tableau 1 : Evaluation de la calibration du modèle pour le bassin versant de l'Allenbach à Adelboden en 2004 et de la Sitter à Appenzell en 2007.

	Calibration bassin de l'Allenbach	Calibration bassin de la Sitter
Coefficient Nash	0.96	0.80
r_{vol}	1.03	1.20
r_{pic}	0.99	0.97

Le coefficient Nash peut varier entre $-\infty$ et 1. Un coefficient égal à 1 montre une correspondance parfaite entre le débit simulé et celui mesuré (Nash et al. 1970). Conformément à cette analyse qui utilise l'équation de Nash, notre modèle arrive à suivre très

bien l'évolution du débit sur les deux bassins, pour les épisodes de précipitation prises en compte.

Notre modèle arrive après calibration à estimer très bien le temps de concentration et, en même temps, la valeur du pic de débit sur les deux bassins et pour les deux épisodes de crue étudiés. L'évolution temporelle du débit simulé montre également une bonne correspondance avec le débit observé, comme le montre aussi l'équation de Nash. Il y a par contre quelques différences entre les deux débits, comme par exemple pour le bassin de la Sitter où le débit simulé commence à monter plus tôt que celui observé, qui commence plus tard mais monte beaucoup plus vite pour arriver enfin à la même valeur. Ce genre de différence pourrait être justifié par le fait que la pluie réelle est non-uniforme, alors il est possible que le niveau des précipitations est plus haut proche de l'exutoire, entraînant une augmentation plus brusque du débit. Malgré ces différences, la correspondance entre les deux débits reste très bonne.

3. Conclusion

Le but de cet article est un modèle hydrologique distribué pour l'estimation de crue extrême pour les bassins versants alpins ayant comme but la réduction de risque. Nous avons montré comment réaliser la calibration d'un tel modèle même avec très peu de données sur le terrain. Nous avons décrit les principaux paramètres de notre modèle en détaillant l'influence de chacun d'eux sur le débit à l'exutoire. Cette description du processus de calibration est une contribution importante amenée dans cet article. Les résultats obtenus montre une très bonne corrélation entre les débits simulés et ceux observés, et cela pour deux bassins versants alpins de tailles différentes et deux épisodes d'orage d'été. Cette bonne corrélation montre que le modèle est valide et nous donne la confiance que ces résultats peuvent être extrapolés aux phénomènes de pluies extrêmes de type PMP.

Bibliographie

- Audouard A., Hertig J.-A. et Fallot J.-M., 2006. Modélisation des précipitations extrêmes en Suisse. *Actes du 19^{ème} colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, Epernay, 6-9.09.2006, 83-88.
- Beniston M., Goyette S., Stephenson D.B., Christensen O.B., Frei C., Schöll R., Halsnaes K., Holt T., Palutikof J., Jylhä K., Koffi B., Semmler T., Woth K., 2007: Future extreme events in Europe climate an exploration of regional climate model projection. *Climatic Change*, **81** (s.1), 71-95.
- Darcy M., 1856: *Les fontaines publiques de la ville de Dijon: exposition et application des principes à suivre et des formules à employer dans les questions de distribution d'eau*. Editeur Victor Dalmont, Paris, 647p.
- Fallot J.M., 2000: Evolution du nombre de jours avec des précipitations abondantes en Suisse durant le 20^{ème} siècle. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, **13**, 100-109.
- Frei C., Davies H.C., Gurtz J., Schär C., 2000: Climate dynamics and extreme precipitation and flood events in Central Europe. *Integrated Assessment*, **1**, 281-299.
- Hertig J.A., Fallot J.M., 2009: *Project Cruex. Directive crue de l'OFEN. Carte de précipitations extrêmes PMP pour la Suisse. Validation et utilisation des cartes de PMP pour l'obtention de la PMF*. Hertig & Lador, 47p.
- Moriasi D. N., Arnold J. G., Van Liew M. W., Bingner R. L., Harmel R. D., Veith T. L., 2007: Model Evaluation Guidelines for Systematic Quantification of Accuracy in Watershed Simulations. *Transactions of the ASABE*, **50** (3), 885-900.
- Nash, J. E. and Sutcliffe J. V., 1970: River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles, *Journal of Hydrology*, **10** (3), 282-290.
- Office fédéral de l'environnement (OFEV): <http://www.hydrodaten.admin.ch/f/index.htm>
- Receanu R.G., Hertig J.-A., Fallot J.M., 2009: Modélisation spatiale et temporelle des précipitations pour l'estimation des crues extrêmes dans les Alpes. *Actes du 22^{ème} colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, Cluj-Napoca, 1-5.09.2009, 383-389.

LES AMBIANCES D'AGREMENT CLIMATIQUE AU NORD DE LA TUNISIE

RIAHI M.

Université Paris I Panthéon – Sorbonne, UMR CNRS 8185 ENeC, riahi_mustapha@voila.fr

Résumé : *Les études traitant des questions de climatologie touristique dans le monde ne cessent de souligner le rôle primordial du psychisme dans l'exercice des activités touristiques de plein air. En effet, on doute fort bien qu'une nébulosité abondante ou bien une pluie qui tombe en permanence pourrait attirer l'homme d'une manière générale et le touriste d'une manière particulière en dépit d'une ambiance thermique, parfois, confortable. D'une importance capitale, l'étude de l'agrément climatique n'a pas eu, encore, l'importance qu'elle mérite en Tunisie. Certes, son étude est une tâche qui n'est pas facile car, faire entrer la dimension psychique en science a, longtemps, imposé des tâtonnements multiples. Mais cela n'explique en rien la marginalisation, à tort ou à raison, de cette composante fondamentale en climatologie touristique. Notre tâche consiste à élaborer une combinaison des principaux éléments du climat influençant le psychisme à savoir l'ensoleillement, la pluie et le vent. Nous établissons une typologie de ces ambiances et nous étudions ensuite leur fréquence ainsi que leur variation spatio-temporelle. Notre étude couvre la période 1997 – 2007 et sera focalisée sur 10 stations représentatives de topoclimats assez variés du Nord tellien Tunisien.*

Mots clés : *Tunisie, climat, tourisme, psychisme.*

Abstract : *The atmospheres climatic amenities in the north of Tunisia. The studies treat questions of touristic climatology in the world that doesn't stop to highlight the primordial role of psyche in the exercise of touristic activities in the open air. Actually, we strongly doubt that a heavy cloud cover or a permanent rain can draw man in general or tourist in particular, despite of a thermal atmosphere which is sometimes comfortable. It's extremely important that the study of the climatic amenities still doesn't have the worth importance in Tunisia. Certainly, its study is a hard task because of including the psyche dimensions in science for a long time imposes multiples trials and errors. But this doesn't explain the marginalization, rightly or wrongly, of this fundamental component in touristic climatology. Our task consists of developing a combination of principal elements of climate that influence the psyche which is expressed through sunniness, rain and wind. We establish a typology of these atmospheres and then we study its frequency as well as its spatiotemporal variation. Our study covers the period of 1997 – 2007 and it is going to be focused on 10 stations quite indicative of topoclimate enough diversified in the north of Tunisia.*

Keywords : *Tunisia, climate, tourism, psyche.*

Introduction

L'attraction d'une destination touristique quelconque est liée à plusieurs facteurs parmi lesquels la qualité de l'offre, la stabilité politique, le prix... Le rôle du climat et plus spécialement de l'agrément climatique dans ses irrégularités annuelles, dans ses variations saisonnières et dans ses métamorphoses journalières est indéniable. Il imprègne le psychisme et influe sur l'humeur. En effet, une luminosité abondante incite, de plus en plus le visiteur à s'adonner aux activités de plein air tout en profitant de l'éclat des paysages surtout si la vision est quelque peu affaiblie. De surcroît, quoi de plus beau, par exemple, pour un touriste de pratiquer la randonnée sous un ciel bleu et de renforcer le sentiment de satisfaction vis-à-vis de ses vacances. Inversement, la présence de pluie incite à la mélancolie, désorganise le séjour du touriste en le conduisant à changer son activité, à raccourcir son séjour voire même l'annuler. La Tunisie du Nord, possède des richesses paysagères, écologiques et patrimoniales potentiellement exploitables une fois valorisées. Dès lors, le climat, ne pourrait-il pas être un argument de vente supplémentaire servant de support à l'offre touristique préexistante ? Notre tâche consiste à élaborer une combinaison des principaux éléments du climat influençant le psychisme à savoir l'ensoleillement, la pluie et le vent. Nous établissons une typologie de ces ambiances et nous étudions ensuite leur fréquence ainsi que leur variation spatio-temporelle.

1. Données et méthode

1.1. Données utilisées

Pour mener à bien l'étude des ambiances d'agrément climatiques, nous avons retenu les mesures des paramètres météorologiques conventionnels qui sont l'ensoleillement, la pluie et le vent et qui sont considérés dans la littérature comme des critères indispensables de toute climatologie touristique. Les deux premiers éléments sont retenus à l'échelle quotidienne tandis que le troisième est retenu au pas du temps tri-horaire et concerne les relevés de 9h – 12h – 15h et 18h. Ces données concernent 10 stations principales de la Tunisie du nord et recouvrent la période 1997 – 2007 (figure 1).

1.2. Méthode d'approche.

Il est évident que l'absence d'une méthode de travail prenant les éléments d'agrément climatiques dans leur simultanéité explique, dans une large mesure, pourquoi cet élément demeure encore sous-estimé du moins pour la Tunisie. Pour cela nous proposons d'envisager l'étude de l'agrément climatique des ambiances en suivant la méthode suivante. Le principe repose sur la combinaison de chacune des classes, de l'ensoleillement de la pluie et du vent.

- Pour l'ensoleillement on a attribué un code allant de 3 pour l'ensoleillement continu à 1 pour l'ensoleillement faible.
- Pour la pluie nous avons accordé une valeur allant de 3 en cas d'absence de pluie à 1 pour les fortes pluies.
- Le vent, par son effet mécanique, un vent de plus en plus fort génère des difficultés de déplacement chez les vacanciers d'autant plus qu'il réduit le charme et l'éclat des paysages en penchant les arbres et en soulevant la poussière et le sable ce qui suscite un sentiment mélancolique. Mais pour passer du vent trihoraire au vent journalier, nous avons considéré moins, plus de la moitié des observations trihoraire d'une journée. Nous accordons donc pour les classes du vent un code allant de 4 pour la classe la plus agréable (vent ≤ 4 m/s) et qui ne représente pas de gêne psychique à 1 pour la classe interdisant toute activité (vent > 12 m/s).

En multipliant les différents types de classes on obtient une typologie de combinaisons d'ambiances. Le nombre de combinaison est égale à : $3 * 3 * 4 = 36$ combinaisons. Chaque type d'ambiance est composé de 3 chiffres. Le premier indique l'une des classes de l'ensoleillement, le deuxième et le troisième indiquent respectivement l'une des classes de pluie et du vent (Tableau 1).

Exemple : l'ambiance numéro **333** associant, l'ensoleillement continu et une faible pluie au vent moyen est une ambiance agréable. Inversement, l'ambiance n°**111** est la plus désagréable car elle associe une nébulosité abondante, une forte pluie et un vent très fort.

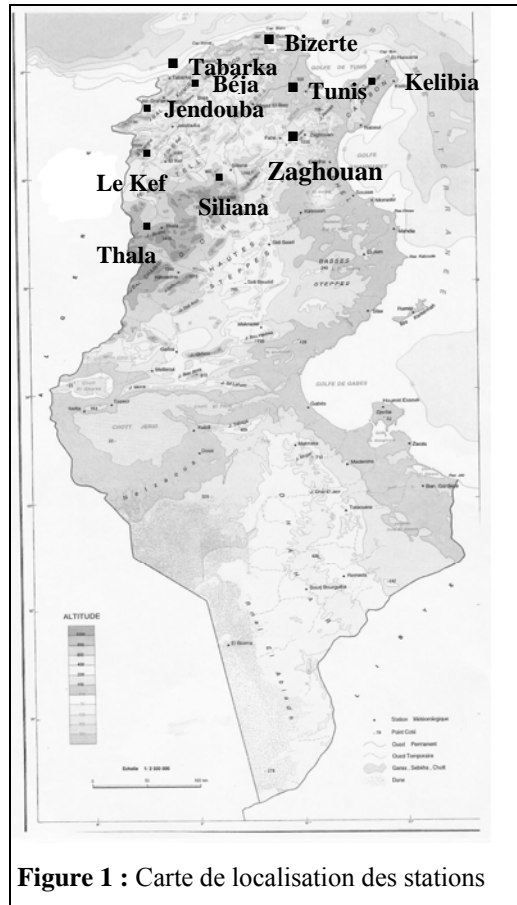


Figure 1 : Carte de localisation des stations

Tableau 1 : Numérotation des ambiances d'agrément climatique

Ensoleillement		Pluie		Vent	
Fort	3	Faible	3	Faible	4
Moyen	2	Moyenne	2	Moyen	3
Faible	1	Forte	1	Fort	2
				Très fort	1

- L'ambiance est considérée désagréable en cas :
 - d'un vent supérieur à 12 m/s.
 - de simultanéité entre deux éléments partiellement répulsifs : vent fort (8 à 12 m/s) et pluie moyenne (2 à 5mm) ou d'un vent fort et ensoleillement inférieur au 1/3 de la journée.
- L'ambiance est considérée très désagréable en cas :
 - de simultanéité de deux éléments répulsifs comme le vent très fort et pluie entre 2 et 5mm ou d'une pluie journalière dépassant 5mm.

Nous avons enfin classé les ambiances en 5 classes allant de la plus répulsive à la plus attractive :

Classes d'ambiances	Très désagréable	Désagréable	Modérée	Agréable	Très agréable
---------------------	------------------	-------------	---------	----------	---------------

2. Résultats.

2.1. Fréquence annuelle de l'agrément climatique

Tableau 2 : Fréquence moyenne annuelle (%) des ambiances d'agrément climatique

Béja	Thala	Le Kef	Siliana	Jendouba	Kelibia	Bizerte	Tunis	Tabarka	Zaghouan
9,08	6,40	6,84	6,56	19,61	6,97	8,76	6,76	13,98	5,92
3,88	14,31	4,17	3,38	6,06	3,23	4,41	4,23	5,10	3,75
14,19	18,33	14,82	15,51	8,83	12,14	15,96	16,60	14,90	16,04
23,80	15,58	19,54	19,72	16,53	17,13	14,59	17,33	16,11	21,61
47,78	45,44	54,65	54,88	49,02	60,59	56,36	55,13	49,97	52,77

A l'échelle annuelle, on assiste à une hégémonie des ambiances peu et prou agréables (Tableau 2). Les fréquences sont souvent \geq à 85% et culminent à environ 90% à Zaghouan, Tunis, Kelibia, Siliana et le Kef. Elles diminuent légèrement à Thala avec 79.35% et plus encore à Jendouba avec 3/4 des jours de l'année. Les ambiances modérées sont relativement fréquentes. Elles sont comprises entre 12.1% à Kelibia et 16.6% à Tunis. Elles chutent à Jendouba jusqu'à 8.83% et se concentrent à Thala avec 18.33% en raison des vents fort dues à l'altitude (1090m) et à l'exposition nord de la station. Les ambiances agréables sont, souvent, placées sur un pied d'égalité par rapport à l'ambiance précédente variant entre 14.6% à Bizerte et 17.33% à Tunis. Elles prennent, toutefois, le dessus sur l'ambiance modérée aux stations du Kef, Siliana, Zaghouan et Béjà avec respectivement 19.5%, 19.7%, 21.6% et 24%. Ces deux classes sont largement devancées par l'ambiance très agréable. Les fréquences ne descendent guère en dessous de 45% des jours à Thala et oscillent entre 48% à Béjà et 56% à Bizerte. Elles atteignent leur maximum à Kelibia avec 60.6% des jours de l'année. Les ambiances désagréables à très désagréables se partagent le reste des jours. Elles connaissent des fréquences relativement faibles variant ente 9.6% à Zaghouan et 13% à Béjà. Jendouba accapare la part la plus élevée avec le 1/4 des jours de l'année dont 78% sont occasionnées par

la pluie. A Tabarka et à Thala, cette fréquence diminue légèrement jusqu'aux alentours de 20%. Elles sont générées par la pluie dans 75.5% des cas dans la première et par le vent dans 64.5% dans la seconde (Tableau 2).

2.2. Fréquence moyenne saisonnière des ambiances d'agrément climatique

A l'échelle saisonnière, les graphiques montrent partout des ressemblances indéniables, tout en faisant ressortir des nuances régionales. Nonobstant que l'hiver détient les fréquences les moins élevées de l'année entière des ambiances agréables à très agréables, la part de celles-ci dépasse très souvent la moitié des jours de l'hiver. Les stations du Kef et de Siliana dans le Haut Tell, de Kelibia et de Tunis sur la côte orientale ainsi que Zaghouan, station sublittorale dans le Tell oriental enregistrent les fréquences maximales variant entre 60.42% dans cette dernière et 63.5% à Siliana et à Kelibia. Les fréquences minimales sont relevées à Tabarka, Jendouba et Thala avec environ 48%. Les ambiances modérées sont peu attrayantes mais elles n'entravent l'activité récréative. Elles sont relativement fréquentes et s'échelonnent entre 18.8% à Tabarka et environ le 1/4 des jours à Zaghouan contre 12.5% à Jendouba soit la moitié de Zaghouan. Les ambiances désagréables à très désagréables se concentrent, spécialement, dans le tell septentrional et dans la station de Thala (Haut Tell) en raison de la position latitudinale pour le premier et altitudinale pour la seconde (1090m). Elles sont particulièrement fréquentes à Jendouba et à Tabarka (extrême nord ouest) avec respectivement 37.4% et 35% et à moindre degrés à Thala avec 30.7%. Elles s'approchent du 1/4 des jours à Béjà et à Bizerte et diminuent encore plus aux stations du Haut Tell, et du Tell oriental où elles oscillent entre 13.9% et 18.3% des jours de l'hiver.

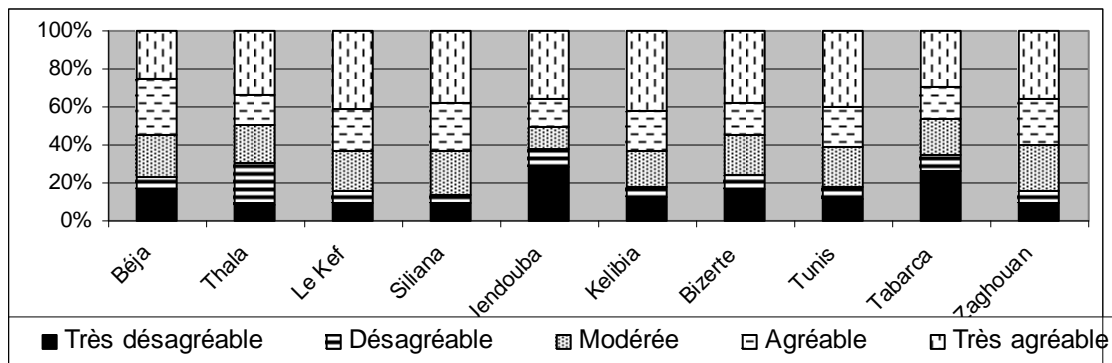


Figure 2 : Variabilité marquée des ambiances d'agrément hivernale.

Aux intersaisons, la variabilité des ambiances diminue relativement. Ce sont les ambiances très agréables, essentiellement, qui voient leur part augmenter au détriment des autres types. Les stations du Kef et de Siliana dans le Haut Tell, et de Kelibia, Bizerte et de Tunis sur la côte offrent les perspectives les plus larges du fait que la fréquence de ces ambiances dépasse le 50% des jours aux intersaisons et atteint son apogée à Kelibia avec 60% des jours du printemps. Dans les autres stations, les fréquences diminuent légèrement pour osciller entre 41.9% à Thala au printemps et 49.8% à Zaghouan en automne au printemps. Les ambiances agréables, quant à eux, demeurent relativement importantes dans la plupart des stations avec des fréquences comprises entre 17% et 21% au printemps et en automne. Les fréquences maximales sont observées à Béjà et à Zaghouan avec environ le 25% des jours pour les deux saisons tandis que le seuil inférieur est relevé à Thala au printemps avec 12.3% et à Jendouba et à Bizerte en automne avec respectivement 13% et 14%. L'ensemble des ambiances peu et prou agréables aux intersaisons ne descend guère en dessous du 75% des jours à Thala au printemps et souvent il franchisse la barrière de 85% des jours pour les deux saisons.

L'exception est, cependant, observée à Jendouba où l'on compte une fréquence qui descend à 73.5% et à 70% pour le printemps et l'automne respectivement (Figure 3).

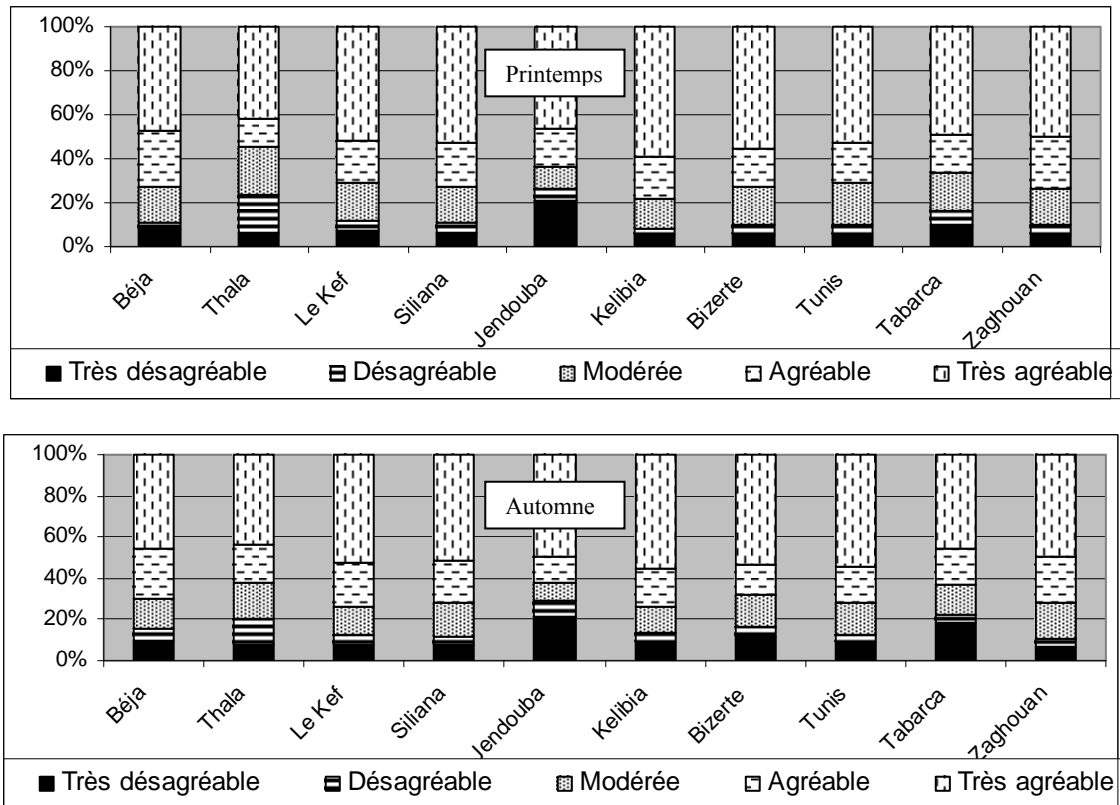


Figure 3 : Un pouvoir attractif remarquable des ambiances printanières et automnales

Les ambiances modérées varient grossièrement entre 12.5% à Kelibia en automne et 19.4% à Tunis au printemps, avec, toutefois, un maximum à Thala au printemps de l'ordre de 22% et un minimum à Jendouba en automne avec 8.7%. Ceci est tributaire aux perturbations sahariennes qui balayent la Tunisie notamment au cours du printemps. Mais cette baisse demeure relative comme si la dorsale joue le rôle d'abri pour notre ensemble d'étude contre la progression de Ce ci explique le fait que ces derniers sont légèrement plus fréquents le printemps qu'en automne. Les ambiances désagréables à très désagréables sont très inégalement réparties aux intersaisons (Figure 3). Elles concernent surtout les stations de Jendouba avec 26.5% et de Thala avec 24% et à moindre degrés Tabarka avec 16.7% au printemps. Dans les autres stations elles connaissent la part la plus faible des jours et varient de 11.7% au Kef jusqu'à 8.2% à Kelibia. Cela prouve que l'amélioration des ambiances, au printemps, est plus précoce dans le second groupe des stations que dans le premier. En automne, la dégradation des ambiances est plus rapide notamment à Thala, Jendouba et Tabarka où on compte respectivement 20.3%, 29.2% et 22.4% prenant ainsi le dessus sur les ambiances modérées. A moindre degré, les stations de Bizerte et de Béja s'approchent des alentours de 16%. L'exposition directe du Tell septentrional aux flux perturbés de la zone tempérée explique la concentration particulière de ces ambiances dans cette région du Tell alors que l'altitude élevée de Thala (1090m) ainsi que son exposition nord sont à l'origine de cette dégradation rapide. Aux restes des stations, les ambiances désagréables à très désagréables varient de 13.5% à Kelibia à 10.4% à Zaghouan.

En été, en dehors de Thala et de Jendouba où on compte respectivement 62.2% et 65.1%, la fréquence des ambiances très agréables oscille aux alentours des 3/4 des jours de l'été et atteint même 85% à Kelibia. Certes, la séduction de ces ambiances est indéniable, mais leur

forte persistance, en été, pourrait affecter le moral par la monotonie surtout s'il s'agit d'un touriste résident. Quoique, la présence assez marquée des ambiances agréables et modérées à Thala (30%) et à moindre degré à Jendouba (presque 25% des jours) stimule le moral et en octroie un sentiment euphorisant surtout lorsqu'elles précèdent les ambiances très agréables. Dans les autres stations, la fréquence des ambiances agréables et modérées varient souvent de 22.7% à Tunis à 19.6% à Bizerte et s'abaissent, sensiblement, à Kelibia jusqu'à 13.6%. Enfin, les ambiances désagréables à très désagréables sont infimes sur la côte où elles ne dépassent pas 2.78% à Tunis alors qu'elles connaissent une hausse, légère, à l'intérieur pour varier entre environ 3% à Béjà et 9.5% à Jendouba (Figure 4).

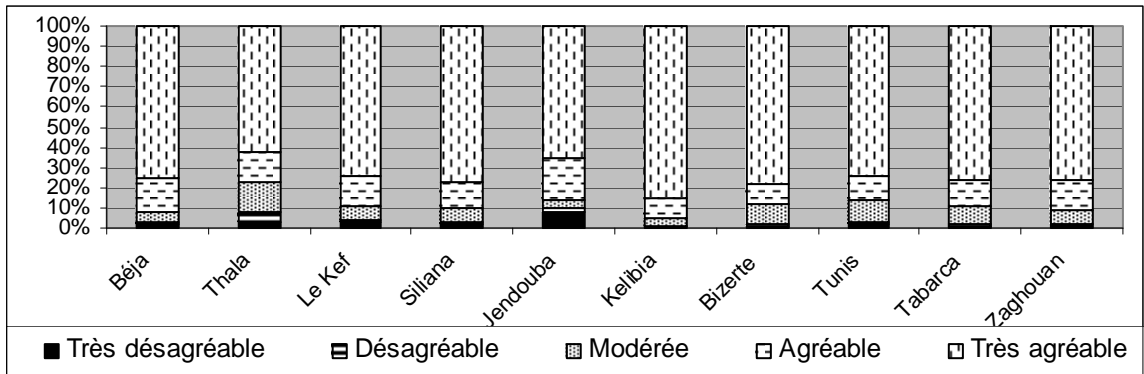


Figure 4 : Hégémonie des ambiances très agréables estivales

Conclusion

La Tunisie du Nord offre des perspectives climatiques attrayantes pour accueillir et développer des activités touristiques. Les ambiances agréables à très agréables ne descendent guère en dessous de la moitié des jours en hiver. Elles connaissent leur maximum de fréquence aux stations du Kef et de Siliana dans le Haut Tell à l'intérieur dépassant ainsi les stations côtières. Aux intersaisons, la hausse de la fréquence de ces ambiances se poursuit franchissant dans la plupart des stations 75% des jours majorant ainsi le potentiel attractif. En été, l'excès de l'insolation pourrait affecter le moral notamment pour un touriste résident, mais ça n'entrave pas, quand même, entièrement l'attrait irrésistible de ces ambiances. Ce ci pourrait inciter à développer de nouveaux produits touristiques en dehors des espaces traditionnelles et à étaler la saison touristique pour assurer finalement une répartition spatio-temporelle plus équilibrée des activités surtout si l'on sache que la région possède des potentialités (culturelle, paysagère, écologique) très variées mais le plus souvent sous-exploitées.

Bibliographie

- Alouane T, 2002 : *Les ambiances bioclimatiques dans les principales régions touristiques de la Tunisie*. Thèse de doctorat (en arabe). Université de Tunis, FSHS, 470 p.
- Besancenot J.P, 1972 : *Recherches de bioclimatologie humaine dans les petites Antilles et en façade guano-amazonienne*. Centre de recherche de climatologie, Dijon 256p.
- Besancenot J.P, 1990 : *Climat et Tourisme*. Masson, collection « Géographie » 223 p.

GEOSTATISTIQUE, RADIO SONDAGES ET MODELES NUMERIQUES A AIRE LIMITEE : DONNEES ET METHODES CROISEES POUR L'ETUDE D'UN EVENEMENT FROID EN FRANCE

RICHARD Y.*, BOIS B.*, CASTEL T.*, CHABIN J.-P. *, CRETAT J. *, CUCCIA C. *, THEVENIN D. **

* Centre de Recherches de Climatologie, UMR 5210, CNRS/université de Bourgogne, Dijon, France

** CDM 21, Météo France, Dijon, France

Résumé : Durant la nuit du 19-20 décembre 2009, un bref événement froid a provoqué des dégâts notables au sein du vignoble de Côte d'Or (France). Nous cherchons à documenter les mécanismes à l'origine de cet événement au moyen d'observations (températures et radio sondages) et de simulations issues de deux modèles numériques à aire limitée (ALADIN et WRF). Une interpolation de type régression-kriging réalisée sur les températures stationnelles met en évidence un gradient thermique est-ouest doublé d'une poche froide sur la plaine de Saône. Relevant de deux échelles distinctes, cette géographie est associée à un flux synoptique de nord et à des inversions thermiques expliquées par des pertes radiatives liées à la couverture neigeuse et par un air très sec en moyenne troposphère. Sans cette analyse croisée d'observations et de simulations, la complexité des mécanismes impliqués et leur caractère multi-scalaire n'aurait pas pu être mis aussi clairement en évidence.

Mot Clés : France, événement froid, observation, interpolation, radio sondages, modèles à aire limitée ALADIN et WRF.

Abstract : During the night of 19-20 December 2009, a short cold event resulted in severe cold damage within some vineyards of Côte d'Or (France). We seek to document the mechanisms behind this event through observations (temperature and radio soundings) and simulations from two limited-area numerical models (ALADIN and WRF). A regression-kriging interpolation performed on station temperatures shows an east-west temperature gradient coupled with a cold pack on the Saone plain. Resulting from two separate scales, this geography is associated with a synoptic north flux and thermal inversions explained by radiative losses related to snow cover and very dry air in the middle troposphere. Without this cross-analysis of observations and simulations, the complexity of the mechanisms involved and their multi-scalar nature could not be as clearly identified.

Keyword : France, cold event, observation, interpolation, radio soundings, ALADIN and WRF limited area models.

Introduction

La nuit du 19 au 20 décembre 2009, au sein du vignoble bourguignon, une gelée hivernale a provoqué des dégâts sérieux sur la vigne. Ceci ne s'était plus produit depuis 1985 (Bois *et al.*, 2011). Cette nuit a été caractérisée par un froid intense, avec des températures minimales ayant atteint des records, de la Bourgogne à l'Alsace et à la Champagne-Ardenne (ex : -23.4°C à Til-Châtel, Côte d'Or). Météo-France a bien prévu un épisode froid. Si l'on s'en réfère au bulletin de la veille (18 décembre), on note pour la nuit du 19 au 20 : « *Températures toujours aussi froides. Jusqu'à -8 à -10 degrés en fin de nuit.* ». Dans le bulletin du jour (19 décembre), la prévision de l'épisode froid se précise et se renforce : « *Sous les éclaircies nocturnes, les températures plongent entre -10 et -14 degrés.* ». Mais l'intensité du froid a été sous-estimée. Comment l'expliquer ? Pour étudier ce phénomène isolé dans le temps et non situé au cœur d'une vague de froid, nous croisons des données et des méthodes complémentaires.

1. Données

Les observations sont constituées de 1267 séries horaires de températures (réseau de stations Météo-France ; Figure 1a) et d'une série de radio sondages (00h UTC à Nancy). Le Modèle Numérique de Terrain (MNT) Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) version 2 (Farr *et al.* 2007) complète ce jeu. Les simulations sont issues de deux modèles de climat à aire limitée : Méso NH ALADIN échéance 0 (Bouttier, 2007) et WRF (Crétat *et al.*, 2010, 2011 ; Xu *et al.*, 2011).

2. Méthodes

Pour obtenir des champs continus à partir des 1267 données ponctuelles de températures observées, nous procédons à une Régression Linéaire Multiple (RLM) des températures horaires basée sur trois prédictors (latitude, longitude, altitude) croisant le géo référencement des stations Météo France et les données du MNT SRTM. Les résidus de cette RLM ont été interpolés par krigeage ordinaire (selon un modèle de covariance linéaire). Le champ final est constitué de la somme des deux champs (régression + krigeage des résidus). Afin de mieux documenter la structure verticale de l'atmosphère, les sorties échéances 0 du modèle ALADIN couvrant l'Europe de l'Ouest à une résolution de 9,5 km, sont analysées pour la maille intégrant « Dijon ». Cette maille de 0.1° est centrée sur Dijon par interpolation des points de grille les plus proches. Les conditions latérales d'ALADIN sont fournies par les grandes échelles de l'atmosphère prévues par ARPEGE (Bouttier, 2007). Depuis juillet 2005, ALADIN a la particularité d'assimiler des données observées (Fischer *et al.*, 2006). Ces sorties ALADIN échéances 0 sont doublées d'une simulation effectuée au Centre de Recherches de Climatologie (CRC, Université de Bourgogne) avec le modèle WRF forcé toutes les 6 heures aux bornes latérales par les réanalyses ECMWF/ERA-INTERIM (Mooney *et al.*, 2010). Les simulations réalisées avec ARW/WRF ont été conduites sur la période allant du 15 novembre 2009 au 23 décembre 2010. La désagrégation des ré-analyses ERA-INTERIM se fait ici par descente d'échelle. Le modèle utilise l'emboîtement successif de 4 domaines dont l'emprise géographique diminue parallèlement à l'augmentation de la résolution horizontale (ici 120, 30, 7,5 et 2.5 km). Contrairement à ALADIN, aucune assimilation des données d'observation n'est introduite. Les simulations produites dépendent exclusivement de la situation synoptique (ERA-INTERIM) et de la physique du modèle. La paramétrisation de cette dernière s'est appuyée sur les résultats présentés dans Castel *et al.* (2010).

3. Résultats

3.1 Interaction d'échelles : mise en évidence d'une surface de tendance doublée d'une poche froide

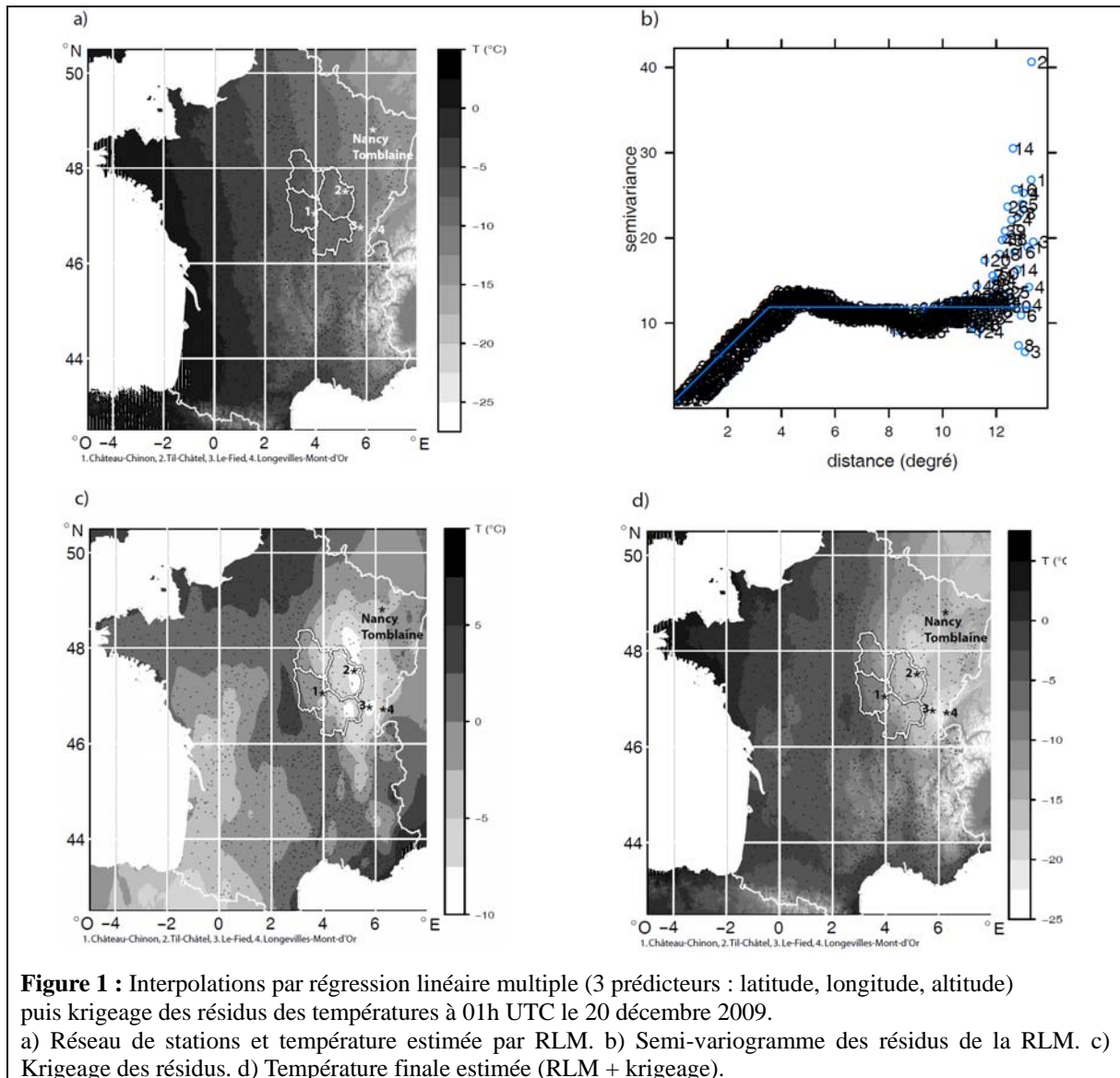
L'interpolation est réalisée au cœur de la nuit, à 1h UTC. Basée sur 3 prédictors (équation ci-dessous), la RLM permet d'expliquer 67% des variations spatiales mesurées sur les 1267 stations. L'erreur type standard est de 3.3°C et des tests statistiques additionnels montrent que la longitude contribue le plus au modèle, suivie par l'altitude et la latitude, les trois prédictors contribuant négativement aux températures.

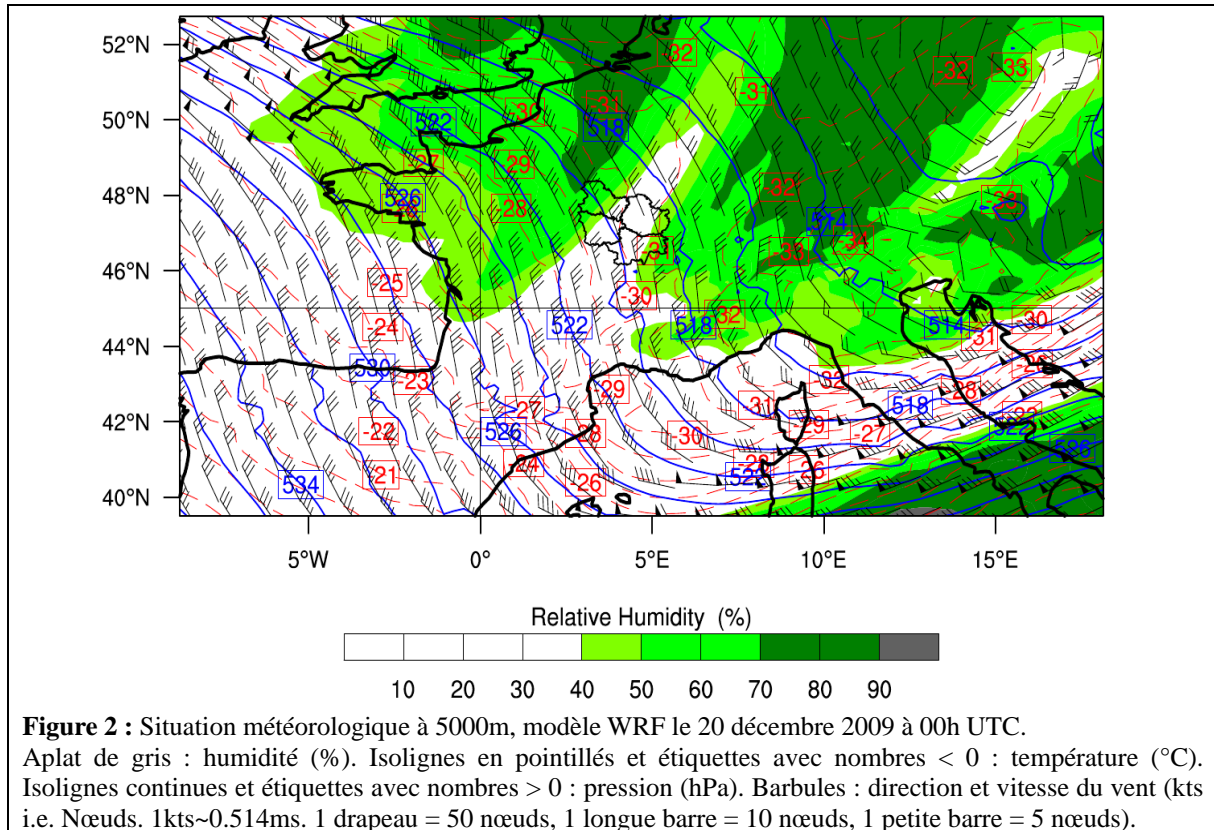
$$T' = -1,3386 * \text{longitude} - 0,0051 * \text{altitude} - 0,7446 * \text{latitude} + 33,877 \text{ +/- Résidus}$$

avec T', température estimée à 01h UTC en °C, l'altitude en m, les longitudes et latitudes en degré.

La forte contribution de la longitude se traduit par un gradient est-ouest marqué (Figure 1a). L'altitude vient perturber cette surface de tendance. Des irrégularités forment des îlots froids sur les massifs montagneux (Pyrénées, Massif Central, Alpes, Jura, Vosges, ...). Selon cette cartographie, qui s'appuie sur des structures partagées par l'ensemble du territoire français, la température dans la plaine de Saône serait de l'ordre de -10°C. Ce niveau de température est conforme aux prévisions de Météo-France (ALADIN) et aux simulations effectuées au CRC (WRF). Mais il est supérieur aux observations de près de 10°C. La forte sous-estimation du froid intense simulé dynamiquement (ALADIN et WRF) et statistiquement (RLM) suggère qu'il soit contrôlé par un (des) phénomène(s) d'échelle(s) inférieure(s), mal pris en compte dans ces modèles.

Le semi-variogramme élaboré à partir des résidus de la RLM indique une nette dépendance sur une portée de l'ordre de $3,5^\circ$, soit environ 350 km (figure 1b). Cela traduit une forte cohérence spatiale des températures à l'échelle régionale. Le krigeage des résidus montre une poche de résidus négatifs (froids) dans l'est de la France (de la Lorraine au Lyonnais) centrée sur la plaine de Saône (Figure 1c). A l'ouest, elle est nettement bornée (Morvan) par des résidus positifs (chauds). La somme des deux cartes (Figure 1d) témoigne de la prévalence des contrôles synoptiques tout en produisant une géographie nuancée régionalement et accentuant le froid intense dans le centre-est français. Un phénomène infra-synoptique, mais d'échelle toutefois conséquente (~ 350 km) est à l'origine du différentiel entre simulations et observations. ALADIN et WRF restituent tout de même convenablement le poids de la longitude, donc le gradient thermique est-ouest. Elles sont donc utilisées pour documenter la circulation synoptique associée à ce gradient. ALADIN (non montré) comme WRF simulent un flux synoptique de nord-nord-ouest très marqué le 20 à 00h UTC à 5000m (Figure 2). Cette circulation méridienne permet l'advection rapide d'une masse d'air froid en provenance du Groenland. Pour autant, ces simulations, au même titre que la RLM, sous-estiment l'événement froid régional.



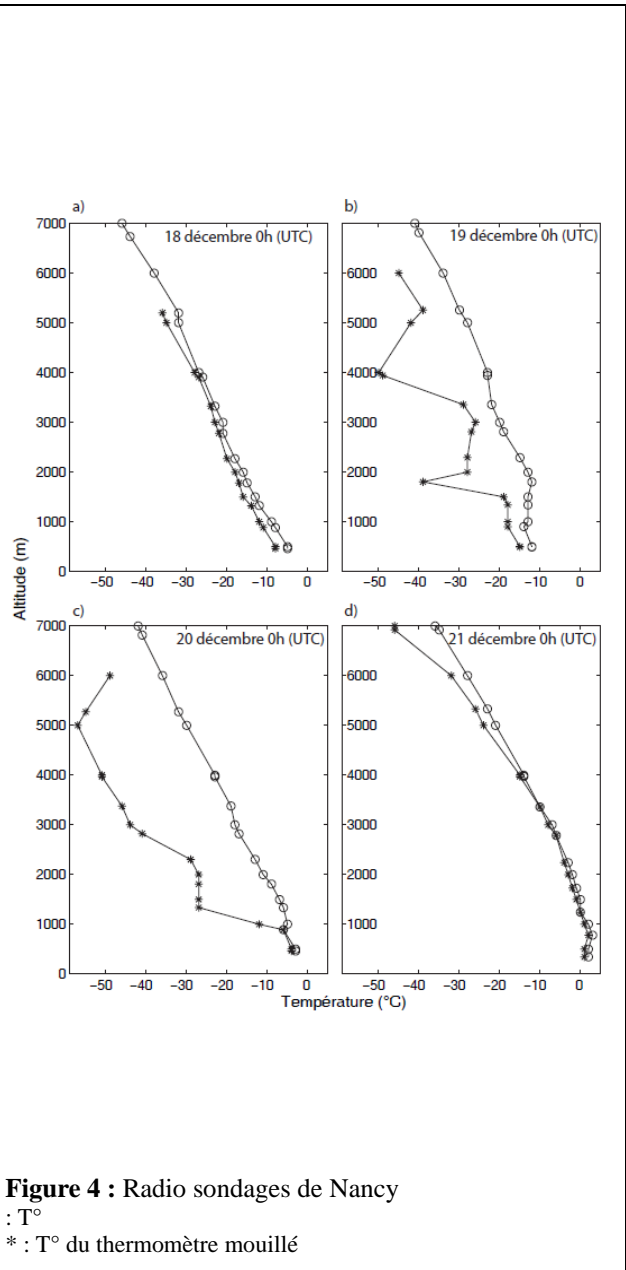
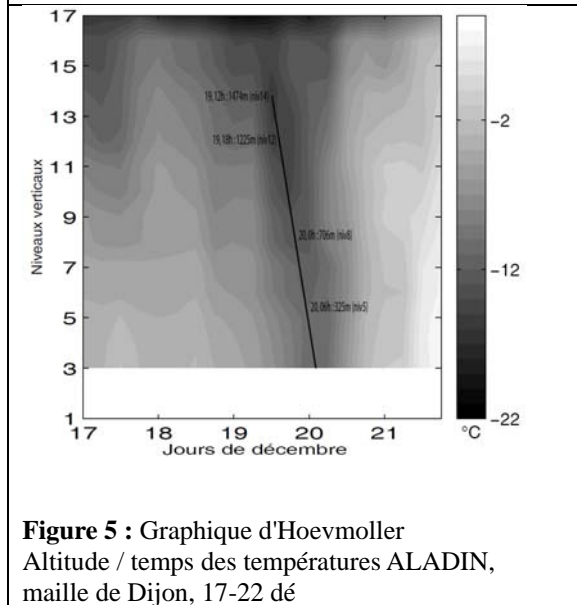
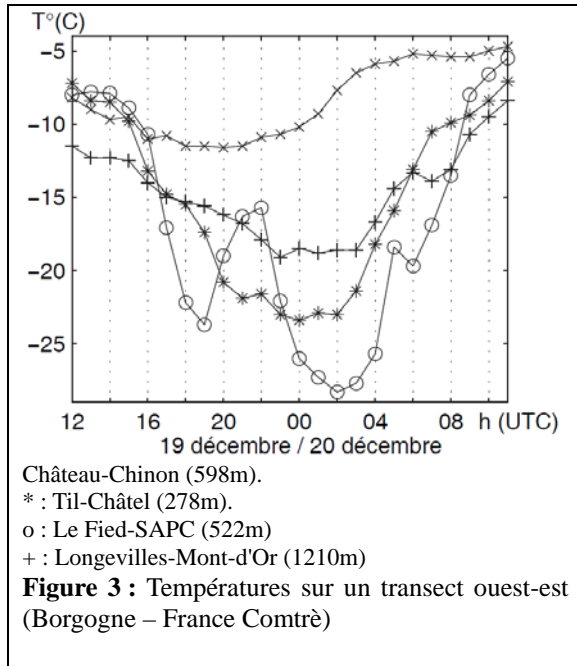


Les structures spatiales de la température simulée par WRF en moyenne troposphère révèlent une poche d'air froid extrêmement sec (Figure 2) se propageant du nord-ouest au sud-est dans la nuit du 19-20 décembre. Elle atteint l'Yonne le 19 vers 18h (non montré), le Morvan et le seuil de Bourgogne vers 21h (non montré), le fossé bressan le 20 vers 00h UTC (Figure 2) et le Jura vers 03h UTC (non montré). Le passage de cette poche d'air sec est en adéquation avec les minima relevés par Météo-France (Figure 3).

3.2 Inversion thermique

Les températures minimales observées le long du transect Morvan-Jura (Figure 3) sont atteintes dans les plaines et bas plateaux (-23.4°C à Til-Châtel et -28.3°C à Le Fied-SAPC), et non sur les hauteurs (-11.6°C à Château-Chinon et -19.1°C à Longevilles-Mont-d'Or). A noter que les -28°C enregistrés à Le Fied-SAPC à 2h UTC correspondent au minimum absolu enregistré le 19-20 décembre 2009 en France (juste au-dessous du -28.2°C enregistré à l'Aiguille du Midi à 3845m). La répartition des minima observés répond par conséquent à une logique d'inversion thermique. Les évolutions temporelles le long du transect signent deux types de mécanismes : (i) un palier de froid peu persistant en montagne, plus précoce à l'ouest (18h à 21h à Château-Chinon) qu'à l'est (23h à 2h à Longevilles-Mont-d'Or) ; (ii) des températures nettement plus froides et se maintenant plus tardivement dans la nuit dans les plaines et bas plateaux (00h Til-Châtel et 02h Le Fied-SAPC) (Figure 3).

D'après le radio sondage de Nancy, l'atmosphère est instable (proximité entre les courbes du thermomètre mouillé et de température) les nuits des 17-18 (Figure 4a) et 20-21 (Figure 4d) décembre. La nuit du 19-20, les profils verticaux sont marqués par un cisaillement (Figure 4b) au niveau de la couche limite (1500-2000m) ainsi qu'en moyenne troposphère ($\sim 4000\text{m}$). L'atmosphère est devenue sèche et stable. Le 20-21, hormis près de la surface, l'air reste sec et stable (Figure 4c)



Un diagramme temps-latitude permet de mettre en évidence à la fois le caractère propagatif des températures simulées par ALADIN échéance 0 et la mise en place de l'inversion thermique (Figure 5). La poche d'air froid simulée le 19 décembre à 12 h vers 1500m se propage vers 1250 m à 18 h. A 0 h, le maximum de froid se situe vers 700 m pour atteindre 300 m à 06 h. Des températures inférieures à -15°C sont simulées dans les basses couches à la maille de Dijon. Les simulations ALADIN, conformément à ce qui a été observé, reproduisent donc bien le pic de froid en moyenne altitude, froid se propageant ensuite dans les basses couches. La simulation ARW/WRF à la maille de 2.5 km sous-estime cet événement froid. Cette sous-estimation peut-être imputée au fait que ARW/WRF ne prend pas bien en compte la couverture neigeuse présente lors de l'épisode. Cela s'ajoute au biais chaud systématique de ARW/WRF sur les Tmin de surface, biais de l'ordre de 1 à 2 °C en moyenne mensuelle pour les mois d'hiver (Castel *et al.* 2010, Zhang *et al.* 2009).

Discussion et conclusion

Les conditions atmosphériques large échelle sont responsables de l'advection subsidente de nord-nord-ouest sur l'est de la France. Elles ont été prévues par Météo-France et simulées rétrospectivement au CRC avec WRF. Mais la chute des températures est amplifiée par le fort refroidissement radiatif au sol, ce dernier étant couvert de neige. La nuit, la neige se comporte comme un corps noir avec perte maximale de chaleur à sa surface, ses propriétés isolantes coupant la remontée de rayonnement infra-rouge terrestre. S'ajoutant à ces conditions de surface, l'arrivée d'une masse d'air très sèche n'offrant aucune "résistance" aux infra-rouges (par la raréfaction des molécules de vapeur d'eau) dans la nuit (simulée par les modèles à aire limitée ALADIN et WRF) a renforcé l'inversion thermique. La conséquence thermique en surface de cette combinaison advection subsidente de nord-nord-ouest, sol enneigé et air très sec a été sous-estimée dans les prévisions Météo-France et les simulations *a posteriori* réalisées avec WRF. Les simulations ALADIN échéances 0 la reproduisent mieux que les simulations WRF, ce qui suggère que l'assimilation apporte une réelle valeur ajoutée pour prévoir des phénomènes thermiques extrêmes.

Bibliographie

- Bois B, Chabin J.-P., Petitot P., Adrian M., Madelin M., Quenol H., Thévenin D., Villery J., Castel T., Richard Y., 2011: Frost risk spatial analysis and zoning at local scale level using DEM data, Field information and Grapegrower survey. 17th International Symposium. GiESCO (Group of International Experts of Vitivinicultural Systems for CoOperation), Asti-Alba (CN), Italy, 29th August - 2nd September 2011.
- Bouttier F., 2007 : AROME, avenir de la prévision régionale. *La Météorologie*, **58**, 12-20.
- Farr, T.G., et al., 2007: The Shuttle Radar Topography Mission, *Rev. Geophys.*, **45**, RG2004, doi:10.1029/2005RG000183.
- Castel T., Xu Y., Richard Y., Pohl B., Crétat J., Thévenin D. , Cuccia C., Bois B., Roucou P., 2010, Désagrégation dynamique haute résolution spatiale du climat du centre Est de la France par le modèle climatique régional ARW/WRF. *AIC*, p107-112.
- Crétat J., Macron C., Pohl B., Richard Y., 2010 : Reproductibilité des pluies et de la dynamique atmosphérique en Afrique australe dans un modèle climatique régional : approche multiscalaire. *AIC*, 137-142.
- Crétat J., Macron C., Pohl B., Richard Y., 2011: Quantifying internal variability in a regional climate model: a case study for Southern Africa. *Climate Dynamics*, DOI 10.1007/s00382-011-1021-5.
- Fischer C., Montmerle T., Auger L., Lacroix B., 2006 : L'assimilation opérationnelle de données régionales à Météo-France. *La Météorologie*, **54**, 43-48.
- Mooney P.A., Mulligan F.J., Fealy R., 2010: Comparison of ERA-40, ERA-Interim and NCEP/NCAR reanalysis data with observed surface air temperatures over Ireland, *Int. J. Climatol.* DOI : 10.1002/joc.2098.
- Xu Y., Castel T., Richard Y., Cuccia C., Bois B., 2011: Dynamic Downscaling of GCM ARPEGE Simulations by WRF Model: A Study of Burgundy Regional Climate in the Recent Past and Future and its potential phenological impact on pinot noir. *Climate Dynamics*. Submitted.
- Zhang Y., Dulière V., Mote P. W., Salathé Jr.E.P., 2009: Evaluation of WRF and HadRM Mesoscale Climate Simulations over the U.S. Pacific Northwest, *Journal of Climate*, **22**, 5511-5526.

LES ÉTÉS LES PLUS CHAUDS EN ÎLE-DE-FRANCE DE 1676 A 2010

ROUSSEAU D.

Conseil Supérieur de la Météorologie
42 avenue Gaspard Coriolis 31057 TOULOUSE CEDEX France
Daniel.Rousseau.met@orange.fr

Résumé : A partir de la longue série des températures mensuelles d'Île-de-France (1676-2010), l'anomalie thermique moyenne des 3 mois juin-juillet-août est calculée pour classer les étés des 335 dernières années. Ce critère est confronté à la classification de van Engelen des étés et à la liste des étés mémorables dressée par Arago jusqu'en 1858. Le classement de l'ensemble des étés selon l'anomalie thermique moyenne estivale permet d'identifier les 36 étés du décile supérieur d'anomalie chaude comprise entre +1,25°C et +3,91°C. Les caractéristiques du déroulement des épisodes caniculaires de chacun des étés ainsi sélectionnés sont précisées par une analyse des températures journalières pour la période la plus ancienne 1676-1713 (observations de Morin) et pour la période récente 1997-2006 (Paris-Montsouris). Les conséquences de ces chaleurs extrêmes dans divers secteurs (agriculture, viticulture, forêts, mortalité, etc.) sont ensuite décrites.

Mots-Clés : phénomènes climatiques extrêmes, canicules, longues séries, histoire du climat.

Abstract : *The warmest summer in Île-de-France from 1676 to 2010.* From the Île-de-France monthly temperature series (1676-2010), mean thermal anomaly for June-July-August is used to classify the warmest summers of the 335 last years. This selection is compared to the selection obtained by the van Engelen summer classification and to the list of memorable summers given by Arago until 1858. The study of the repartition of all summers following mean thermal anomaly allows to identify 36 summers from the upper tenth, whose anomaly is between +1,25°C and +3,91°C. The main characteristics of the chronology of maximum temperature of selected warm summers is analysed for the oldest period (1676-1713, Morin observation) and for 1997-2006 period (Paris-Montsouris meteorological service observations). Consequences of the extreme heat waves is described in several sectors (agriculture, viticulture, forestry, mortality) using historical testimony and available statistical data.

Keywords : extreme weather phenomena, heat waves, long series, climate history

Introduction

Des mesures de températures ont été effectuées régulièrement dans la région parisienne depuis au moins 1676, ce qui nous permet d'identifier et de quantifier les étés les plus chauds depuis cette date. Les mesures qui sont disponibles et qui ont été utilisées pour constituer une série de référence sont d'abord celles de Louis Morin, médecin et botaniste éminent de l'époque de Louis XIV. Il nous a laissé un registre remarquable de températures relevées plusieurs fois par jour, qui nous permet aujourd'hui de connaître avec précision les conditions thermiques à Paris de 1676 à 1713 (Legrand et Le Goff, 1992). Nous disposons pour la période de 1757 à 1872 des observations publiées par Emilien Renou, qui incluent notamment les observations de l'abbé Cotte - grand précurseur dans la mesure et l'utilisation des données météorologiques - et celles de l'observatoire de Paris (Renou, 1887). Puis ensuite depuis 1873 les mesures du service météorologique français de la station de Paris-Montsouris homogénéisées par comparaison de mesures de stations environnantes (Moisselin *et al.*, 2002) sont disponibles. Nous n'avons pas pour la période 1714-1756 de données dans la région parisienne homogènes et continues. Néanmoins, nous pouvons pour reconstituer des moyennes mensuelles de températures, qui sont représentatives d'un domaine spatial étendu à quelques centaines de kilomètres autour de Paris, interpoler les anomalies température de longues séries reconstituées existantes ; nous avons utilisé celles de l'Angleterre centrale (Manley, 1974) et des Pays-Bas (van Engelen et Nellestijn, 1996). Une série de moyennes mensuelles des températures représentative de la région parisienne a donc été reconstituée de 1676 à 2010 (Rousseau, 2009 ; 2010). Pour calculer l'anomalie de température estivale, nous avons pris comme référence la température estivale moyenne du XIX^e siècle (18,1°C), époque où l'effet d'îlot urbain sur les températures relevées à l'observatoire ou à Montsouris était encore minimale ; les températures ultérieures ont été homogénéisées pour être comparables à

ces températures. L'anomalie de température moyenne de l'été, c'est à dire des mois de juin-juillet-août, sera le critère que nous allons utiliser pour l'identification des étés les plus chauds.

1. Les étés d'anomalies thermiques les plus élevées.

La figure 1 montre, pour les 335 années de la période 1676-2010, la répartition des étés selon ce critère.

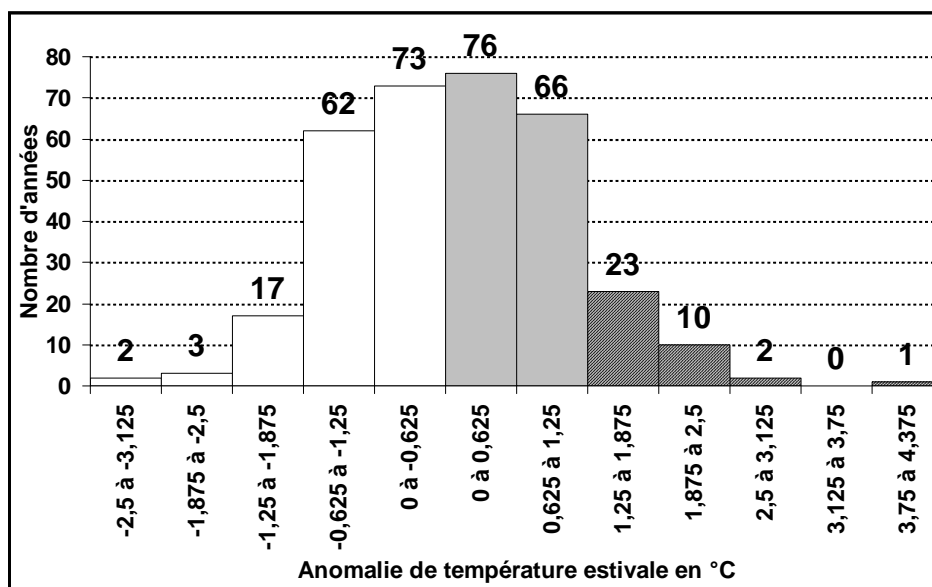


Figure 1 : Répartition des 335 étés selon l'anomalie de température. En gris les étés de température supérieure à la moyenne du XIX^e siècle. En gris hachuré les étés d'anomalie supérieure à 1,25°C.

Nous allons nous intéresser aux 36 étés dont la température a été de plus de 1,25°C au-dessus de la moyenne, soit environ 10% des étés. Le tableau 1 donne la liste de ces étés avec l'anomalie thermique moyenne correspondante, classés dans l'ordre décroissant des anomalies.

Tableau 1 : Liste des 36 étés d'anomalies chaudes les plus élevées

Année	Anomalie (en °C)	Indice	Année	Anomalie (en °C)	Indice	Année	Anomalie (en °C)	Indice	Année	Anomalie (en °C)	Indice
2003	3,91		1780	2,09	7	1781	1,68	9	1733	1,41	7
1976	2,85	8	1846	2,03	9	1706	1,60	6	1900	1,40	6
1947	2,69	9	1995	2,00	8	1707	1,59	6	1868	1,37	9
1911	2,42	8	1719	1,90	8	1899	1,57	6	1676	1,34	8
1983	2,39	8	1807	1,87	6	2009	1,56		1775	1,29	6
1859	2,32	9	1997	1,80	8	1822	1,55	6	1759	1,28	8
2006	2,18		1994	1,79	9	2005	1,47		1959	1,27	7
1826	2,15	9	1684	1,77	6	1999	1,46	8	1718	1,26	8
1842	2,13	7	2010	1,74		1834	1,44	8	2001	1,25	

On peut observer que la fréquence des étés particulièrement chauds est considérablement plus élevée pour la première décennie du XXI^e siècle (6 en 10 ans) que pour les siècles précédents (respectivement 0,8 ; 0,9 ; 0,9 ; 1 par décennie pour la fin du XVII^e siècle, le XVIII^e, le XIX^e et le XX^e siècle). On note aussi le caractère exceptionnel de l'été 2003, le plus chaud des 335 années, qui surpasse de plus d'1°C l'été de 1976, lequel occupe quant à lui le deuxième rang dans le tableau 1.

2. Comparaison avec d'autres classifications des étés.

On peut envisager des critères plus complexes pour identifier les étés les plus chauds. Une température moyenne élevée est en effet un élément majeur pour caractériser la chaleur de l'été, mais la durée des périodes les plus chaudes et leur intensité interviennent aussi sur les conséquences de l'été. Ainsi les Néerlandais (van Engelen, 2007) utilisent-t-ils un indice faisant intervenir la température moyenne de l'été (juin-juillet-août), mais aussi celle d'avril à septembre et celle du mois le plus chaud. Cet indice donne sur une échelle de 1 à 9 une caractérisation des étés. Les étés d'indice 6 sont qualifiés de « plutôt chaud », 7 « chaud », 8 « très chaud », 9 « extrêmement chaud ». Les valeurs de cet indice pour les étés sélectionnés antérieurs à 2000 sont données dans le tableau 1.

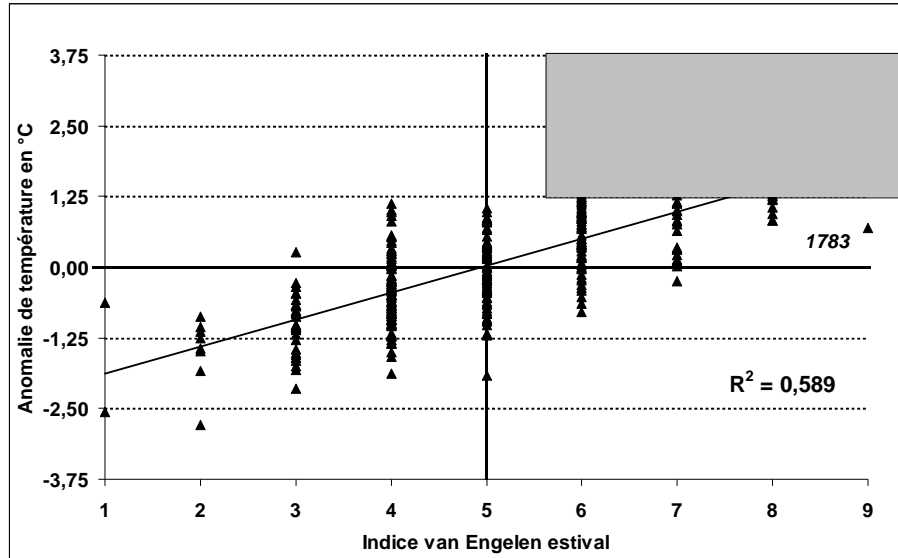


Figure 2 : Relation entre la classification van Engelen des étés et l'anomalie de température à Paris (JJA). Les années correspondant à des anomalies estivales supérieures à 1,25°C ont dans la classification van Engelen des indices égaux ou supérieurs à 6 (zone grisée).

Nous avons confronté pour chaque été de 1676 à 2000, les indices des étés de l'échelle néerlandaise (van Engelen *et al*, 2001), avec les anomalies de température moyenne à Paris. La figure 2 illustre la relation existant entre les indices néerlandais et l'anomalie de température à Paris. On constate que la corrélation entre les indices néerlandais et l'anomalie à Paris est bonne ($R=0,767$). Ceci s'explique par le fait qu'une anomalie moyenne de température sur une saison intéresse une très vaste zone géographique englobant à la fois les Pays-Bas et Paris et aussi par le fait qu'une température moyenne de l'été n'est très élevée que s'il y a des périodes assez longues de chaleur intense. Entre 1676 et 2000, huit étés sont classés comme « extrêmement chaud » (indice 9) dans la classification néerlandaise. Sur ces huit années, une seule, 1783, ne figure pas dans le tableau 1. C'est une différence régionale entre Paris et les Pays-Bas qui explique cette discordance, les grandes chaleurs ayant cette année-là concerné davantage le Nord de l'Europe que la région parisienne (Arago, 1858).

François Arago a, en 1858, utilisé une autre méthode, basée en particulier sur le nombre de jours de chaleur forte ou très forte pour établir une liste des étés qualifiés de « mémorables ». Arago détermine sa classification ainsi : « Avec Cassini, on peut compter à Paris comme jours de chaleur forte les jours d'été où le thermomètre monte au moins à 25°, mais ne s'élève pas au-dessus de 31°, comme jours de chaleur très-forte ceux où le thermomètre atteint au plus 34,9°, comme jours de chaleur extraordinaire ceux où le thermomètre dépasse ce dernier chiffre. Pour qu'un été soit considéré comme mémorable à cause de l'intensité et de la durée des chaleurs, il faut qu'on y compte ou bien 45 jours au moins tant de chaleur forte que de

chaleur très-forte, ou bien au moins 1 jour de chaleur extraordinaire. » (Arago, 1858). Dans la liste des étés « mémorables » de la période 1676-1858 commune avec notre classification, on relève 91 étés mémorables sur les 182, soit 50% des étés. En fait, entrent dans la liste d'Arago des étés qui ne satisferaient pas au critère des 45 jours de chaleur forte ou très forte sur Paris, mais où la forte chaleur a concerné d'autres régions, comme le midi de la France ou d'autres pays d'Europe. La liste d'Arago est donc beaucoup moins sélective que celle retenue par le critère d'excès de 1,25°C de la valeur moyenne des températures estivales à Paris. Toutes les années retenues par ce dernier critère (17 étés sur la période 1676-1858), figurent logiquement dans la liste d'Arago à l'exception de l'année 1733. L'absence de cette année 1733 dans la liste d'Arago s'explique peut-être par le manque de données thermométriques à Paris à cette époque, empêchant Arago de calculer le critère d'identification des étés « mémorables » cette année-là. Néanmoins la liste d'Arago présente un double intérêt. D'une part elle contient une description détaillée des données thermométriques et des conséquences des fortes chaleurs pour les années chaudes les plus remarquables, comme par exemple 1826, 1834, 1842, 1846 dans la première moitié du XIXe siècle, années qui figurent parmi nos 36 années les plus chaudes. D'autre part la liste couvre les époques précédant les mesures thermométriques ; elle commence dès l'année 584, avec les références des sources historiques utilisées. Citons par exemple :

« 584 : Dans les Gaules les arbres portèrent des fruits au mois de juillet. Ils en donnèrent de nouveaux en septembre. La sécheresse fut très grande. (Grégoire de Tours, livre IX dans la collection de dom Bouquet.) ...

783 : L'été fut tellement ardent cette année que beaucoup de personnes expirèrent de chaleur. (*Chronicon vetus moissiacensis cænobli* dans *Monumeta Germaniae historica* de Pertz) ».

3. Déroulement des étés caniculaires

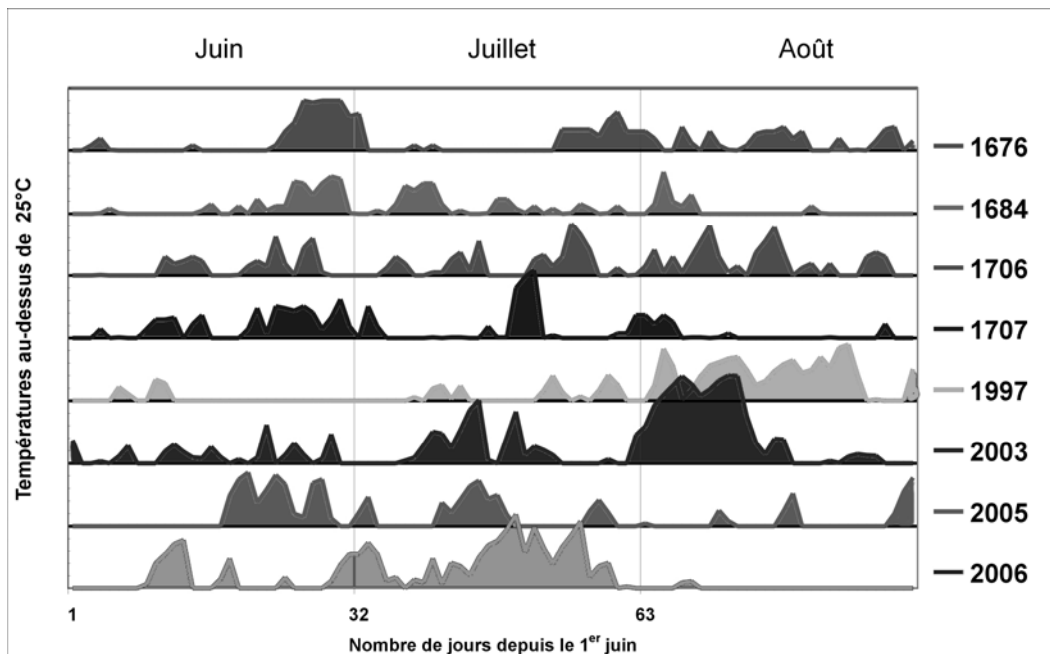


Figure 3 : Chronologie des températures maximales au-dessus de 25°C du 1^{er} juin au 30 septembre pour les 4 années les plus chaudes de 1676 à 1713 (observations Morin) et les 4 années les plus chaudes de 1997 à 2006 (observations de Paris-Monsouris). L'écart entre les axes horizontaux de chaque courbe correspond à 10°C.

La figure 3 illustre pour 4 années du début de périodes (1676 à 1713) et pour 4 années récentes (1997-2006) la chronologie des températures maximum journalières. On observe une

assez grande variabilité. La période de plus grande chaleur peut se produire aussi bien en juin qu'en juillet ou août. Les pointes de chaleur durant un été peuvent être nombreuses mais de durée relativement courte (1706, 2005) ou très intenses et longues, mais en plus faible nombre (1676, 2003). Le caractère exceptionnel de la première quinzaine d'août 2003 (intensité et longueur) se voit clairement sur la figure 3. Bien que l'échantillon soit faible, on perçoit une plus grande fréquence dans les années récentes de période longue et intense de grande chaleur (1997, 2003, 2006). Une étude des caractéristiques des circulations atmosphériques liées à ces épisodes serait nécessaire pour éventuellement attribuer ces possibles modifications de l'intensité des canicules à des modifications des positionnements des courants atmosphériques, en liaison avec le changement climatique en cours.

4. Conséquences des étés caniculaires

Le bilan démographique de l'été caniculaire 2003 en France a mis en lumière l'effet catastrophique que pouvaient avoir des périodes de chaleur intense en augmentant considérablement la mortalité.

Tableau 2 : Excédent de mortalité durant les 7 étés d'anomalies de température les plus fortes

Année	Anomalie	Excédent de décès en France
2003	3,91	17 500
1976	2,85	5 700
1947	2,69	1 200
1911	2,42	40 000
1983	2,39	6 400
1859	2,32	100 000
2006	2,18	3 000

Le tableau 2 fournit l'excédent de décès en France durant les 7 étés les plus chauds mesurés depuis 1676. Exceptionnelle en anomalie thermique, l'année 2003 est néanmoins dépassée pour le nombre d'excédents de décès par 1859 et 1911. En 1911 on a constaté, non seulement un excédent de décès important chez les personnes âgées, comme en 2003, mais aussi une surmortalité infantile d'importance comparable (Le Roy Ladurie et Rousseau, 2009). Le chiffre faible de la surmortalité 1947 trouve sans doute son explication dans le fait que cet été caniculaire a été précédé par les années de guerre et un hiver 1947 qui avaient déjà « fauché » les éléments les plus fragiles de la population. Le nombre relativement limité d'excédent de décès en 2006, comparé à 2003 est liée à une plus faible intensité de la période de chaleur, mais aussi, vraisemblablement, à l'efficacité des mesures préventives prises depuis 2003 en période de canicule, notamment pour la protection des personnes âgées (Fouillet *et al.*, 2008).

Parmi les autres conséquences associées aux étés les plus chauds, on peut citer la sécheresse qui accompagne fréquemment les grandes chaleurs avec son impact négatif sur l'agriculture, sur l'élevage (comme par exemple en 1976), sur la forêt (incendies de forêt en 1976, 1983 ou 2003), et sur le niveau des rivières. A l'opposé on observe une précocité des vendanges (Daux, 2004): à l'exception de 1842, les vendanges en Bourgogne des 36 années d'étés les plus chauds ont toutes eu lieu avant la date moyenne (26 septembre) avec une précocité moyenne de 11 jours ; et très souvent les vins produits ces années-là sont d'excellente qualité.

Conclusion

La valeur de l'anomalie de température estivale constitue un critère simple de classification des étés, permettant d'identifier les étés les plus chauds, qui est bien corrélé à des critères plus complets comme ceux qui ont été utilisés par van Engelen aux Pays-Bas ou Arago en France. A l'aide de ce critère, 36 étés, dont l'anomalie de température a excédé 1,25°C, ont été identifiés de 1676 à 2010. La fréquence de ces étés caniculaire a connu une très forte croissance dans la dernière décennie (2001-2010), passant de 1 à 6 par décennie. Parmi ces étés caniculaires, celui de 2003 a été exceptionnel à Paris du fait de la valeur de son anomalie à l'extrême aile droite de l'histogramme de la répartition des anomalies thermiques, et de l'amplitude et de la longueur de la période la plus chaude. Une augmentation sensible de la mortalité s'observe durant les étés les plus chauds, ainsi que d'autres conséquences importantes en agriculture, élevage, viticulture, qui sont influencées par la sécheresse qui accompagne fréquemment les grandes chaleurs.

Bibliographie

- Arago F., 1858 : Des plus grandes chaleurs observées annuellement. Etés mémorables, in *Notices scientifiques*, Tome 8, Volume 5, Chapitre XXV, Paris/Leipzig, 396-500.
- Daux V., 2004: Dates de vendanges bourguignonnes (XIV^e-XXI^e siècles). Annexe vendémiologique, in *Abrégé d'histoire du Climat*, Le Roy Ladurie E. et Vasak A., Fayard, Paris, 163-170.
- Fouillet A., Rey, Wagner V., Laaidi K., Empereur-Bissonnet P., Le Tertre A., Frayssinet A., Bessemoulin P., Laurent F., de Crouy-Chanel P., Jouglu E., and Hémon, D., 2008 : Has the impact of heat waves on mortality changed in France since the European heat wave of summer 2003? A study of the 2006 heat wave, *Int. J. Epidemiol.*, 37, 309-317.
- Legrand J.P. et Le Goff M., 1992 : *Les observations météorologiques de Louis Morin*, Monographie n°6, Direction de la Météorologie Nationale. 36p.
- Le Roy Ladurie E. et Rousseau D., 2009 : Impact du climat sur la mortalité en France de 1680 à l'époque actuelle, *La Météorologie*, 8^e série, 64, 43-53.
- Manley G., 1974 : Central England temperatures : monthly means 1659 to 1973, *Quart.J.R.Met.Soc.*, 389-405.
- Moisselin J.-M., Schneider M., Canellas C. et Mestre O., 2002 : Les changements climatiques en France au XX^e siècle. Etude des longues séries de données homogénéisées de température et de précipitations. *La Météorologie*, 8^e série, 38, 45-56.
- Renou E., 1887 : Etudes sur le climat de Paris, Troisième partie, Température, *Annales du Bureau Central de Météorologie*, tome I, B195-B225.
- Rousseau D., 2009 : Les températures mensuelles en région parisienne de 1676 à 2008. *La Météorologie*, 8^e série, 67, 43-55.
- Rousseau D., 2010 : Série des moyennes mensuelles des températures parisiennes de 1676 à 2010. Annexe, in *Trente-trois questions sur l'histoire du climat*, Le Roy Ladurie E. et Vasak A., Pluriel, Fayard, Paris. 167-179.
- van Engelen A. and Nellestijn J.W., 1996: *Monthly, seasonal and annual means of air temperature in tenths of centigrades in De Bilt, Netherlands, 1706-1995*. KNMI report.
- van Engelen A.F.V., Buisman J. and IJnsen F., 2001: A millennium of Weather, Winds and Water in the Low Countries, *History and Climate, Memories of the Future*, P.D. Jones et al, Kluwer Academic / Plenum Publishers, NY, 112-113.
- van Engelen A.F.V., 2007: *Le climat du dernier millénaire en Europe*, KNMI report.

LES MONTAGNES MEDITERRANEENES, REFUGES DE CONFORT BIOTHERMIQUE EN SAISON ESTIVALE : EXEMPLE DES MONTAGNES TUNISO-ALGERIENNES

SABBA S.¹, BEN BOUBAKER H.² et ALOUANE T.³

¹ Faculté des Sciences de la Terre, de Géographie et Aménagement du Territoire « Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene ». Alger. Sabba-soumia@live.fr

² U.R. Biogéographie, Climatologie Appliquée et dynamique Erosive. Université de Manouba ; hboubaker@yahoo.fr.

³ GREVACHOT. Faculté des Sciences Humaines et Sociales. Université de Tunis ; tahar_alouane@yahoo.fr.

Résumé : *Les topo-climats montagneux en Afrique du nord se comportent, en été, comme des îlots de confort bio-thermique relatif, comparés à ceux des plaines intérieures et littorales avoisinantes. C'est là qu'on enregistre la fréquence la plus faible de jours chauds. On y trouve également les ambiances bio-thermiques estivales confortables les plus fréquentes. De ce fait, ils représentent des refuges de confort, pouvant contribuer à promouvoir l'attraction touristique de ces régions enclavées.*

Mots clés : Tunisie, Algérie, Montagne, confort bio-thermique, topo-climat

Abstract : *The Mediterranean mountains, home of the bioclimatic comfort in summer season: an example on the Tunisian and Algerian mountains. The mountain topoclimates in North Africa behave, in summer, as islands of relative biothermal comfort, compared with those of surrounding coastal and inland plains. There is recorded the lowest frequency of hot days. There are also observed, in summer, the most frequent comfortable biothermic atmosphere. Thus, these isolated regions represent refuges for comfort and can contribute to promote tourist activities.*

Key words : Tunisia, Algeria, Mountain, biothermal comfort, topoclimat.

Introduction

La saison chaude se caractérise en Afrique du Nord par sa longueur et par son intensité. Dans les basses plaines intérieures, où l'effet continental est prépondérant, les canicules enregistrent leur paroxysme, contrairement aux régions littorales, qui profitent de l'inertie thermique de la mer. Cependant, les types d'ambiances contraignantes chaudes sont fréquentes aussi bien dans les plaines intérieures, en raison de l'excès de chaleur, que sur le littoral, en raison de l'excès d'humidité.

Dans un tel contexte de chaleur estivale, ce sont surtout les régions montagneuses qui bénéficient de conditions topo-climatiques favorisant les types d'ambiances bio-thermiques les plus équilibrées. Ces topo-climats montagneux apparaissent alors comme des refuges de confort bio-thermique en saison chaude. Les montagnes tuniso-algériennes offrent un exemple pertinent pour analyser cette problématique dans le contexte méditerranéen.

Partant de cette hypothèse, nous cherchons à analyser :

- la fréquence des jours chauds en fonction de leur intensité ;
- les types d'ambiances bio-thermiques chaudes, caractéristiques de la saison chaude et leur répartition mensuelle et journalière.

1. Données et méthodes

1.1. Données

Pour mettre en évidence l'originalité bio-thermique des montagnes méditerranéennes, quelques exemples de stations montagneuses des chaînes tuniso-algériennes sont pris comme référence (tableau 1 et figure 1). Il s'agit des stations de Batna et Thala. Quelques autres stations de plaines intérieures comme Guelma, Siliana et Jendouba, ou littorales (Tabarka et Annaba) sont prises à titre de comparaison en vue de mettre en évidence l'originalité des bio-

topo-climats de montagnes. Ces différentes stations appartiennent à la même frange latitudinale.

Tableau 1 : Nomenclature des stations

Stations	Alti. (m)	Lat.	Long.
Guelma	227	36°28'	7°28'
Batna	822	35°45'	6°19'
Annaba	6	36°48'	7°48'
Thala	1091	35°33'	8°41'
Jendouba	143	36°29'	8°48'
Tabarka	66	36°58'	8°54'
Siliana	430	36°05'	9°22'



Figure 1 : Localisation des stations étudiées.

La présente étude se réfère aux observations quotidiennes des indicateurs bio thermiques, à savoir les températures quotidiennes maximales diurnes (TX), minimales nocturnes (TN) ainsi que les observations tri-horaires de la température de l'air et de son humidité relative. Ces données couvrent la période 1991-2008 et remontent jusqu'en 1977 pour les TX et TN.

1.2. Méthodes

Deux méthodes sont mises en œuvre afin d'identifier d'une part, les jours chauds, et d'autre part, les types d'ambiances bio-thermiques.

La première approche d'identification des jours chauds se réfère aux indicateurs simples des températures maximales diurnes (TX) et minimales nocturnes (TN). Elle permet de distinguer trois niveaux de chaleur : forte, très forte et torride (figure 2).

TN \ TX	33°C	34°C	35°C	36°C	37°C	38°C	39°C	40°C	41°C	42°C	43°C	44°C	45°C	>=46°C
20°C	26,5	27	27,5	28	28,5	29	29,5	30	30,5	31	31,5	32	32,5	33
21°C	27	27,5	28	29	29,5	30	30,5	31	31,5	32	32,5	33	33,5	34
22°C	27,5	28	29	29,5	30	30,5	31	31,5	32	32,5	33	33,5	34	34,5
23°C	28	29	29,5	30	30,5	31	31,5	32	32,5	33	33,5	34	34,5	35
24°C	28,5	29	29,5	30	30,5	31	31,5	32	32,5	33	33,5	34	34,5	35
25°C	29	29,5	30	30,5	31	31,5	32	32,5	33	33,5	34	34,5	35	35,5
26°C	29,5	30	30,5	31	31,5	32	32,5	33	33,5	34	34,5	35	35,5	36
27°C	30	30,5	31	31,5	32	32,5	33	33,5	34	34,5	35	35,5	36	36,5
28°C	30,5	31	31,5	32	32,5	33	33,5	34	34,5	35	35,5	36	36,5	37
>=29°C	31	31,5	32	32,5	33	33,5	34	34,5	35	35,5	36	36,5	37	37,5

Légende

Moyenne TM (=TX+TN)/2	Journée
>= 33,5°C	Torride
30° à 33°C	Très forte chaleur
26,5° à 29,5°C	Forte chaleur

Figure 2 : Seuils de définition des jours chauds. Source : Ben Boubaker H, 2010 (modifié : la somme TX+TN est remplacée par la moyenne).

La seconde approche, empirique, permet d'identifier les types d'ambiances biothermiques, en associant la température et l'humidité relative de l'air. La définition des types d'ambiances chaudes se réfère à l'indice de Thom (THI), tel qu'il a été modifié pour l'adapter au contexte des pays chauds (Alouane, 2002 ; Henia et Alouane, 2008, Ben Boubaker, 2010). Cet indice thermo-hygro-métrique, permet de calculer la température selon la formule de Thom (1959) :

$$THI = T^{\circ} - [(0,55 - 0,0055 * U\%) * (T^{\circ} - 14,5)]$$

Avec: T° : température de l'air en °C ; U% : humidité relative en %.

Les types d'ambiances définies par le THI se classent en : torride, très chaud, chaud, confortable, frais, froid et très froid (tableau 2).

Tableau 2 : Typologie des ambiances biothermiques selon l'indice de THOM (*Temperature Humidity Index*).

Classe d'ambiance	Seuils THI (modifiés)
Torride	THI > 29°C
Très chaud	29,0°C à 26,5°C
Chaud	26,4°C à 21,0°C
Confortable	20,9°C à 16,0°C
Frais	15,9°C à 13°C
Froid	12,9°C à 5°C
Très froid	THI < 5°C

Rappelons que cette typologie a été légèrement modifiée pour mieux convenir au contexte tunisien (Alouane, 2002; Henia et Alouane, 2007).

2. Résultats

2.1. Fréquence des jours chauds

Dans une première étape, nous cherchons à mettre en évidence l'originalité biothermique estivale des montagnes tuniso-algériennes d'après la fréquence des jours chauds. Ils sont définis par référence aux TX et TN (figure 2).

2.2.1. Fréquence annuelle

La figure 3 permet de comparer la fréquence des jours de chaleur forte, très forte et torride dans les topoclimats de montagne (Thala et Batna) en comparaison à ceux des vallées intramontagnardes (Jendouba et de Siliana) et côtiers, (Tabarka). Les stations de Batna et de Thala se distinguent par une fréquence de jours chauds plus faible que celle des stations intramontagnardes de Jendouba et Siliana. Cette fréquence est très proche de celle observée sur le littoral, à Tabarka.

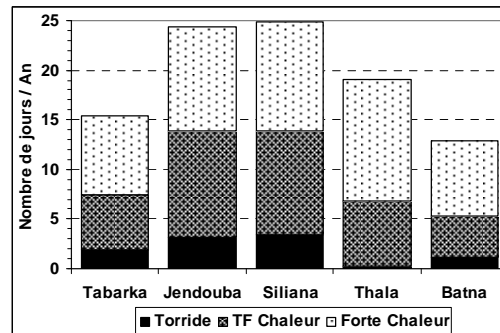


Figure 3 : Fréquence moyenne annuelle de jours chauds (moyenne 1977-08).

2.2.2. Fréquence mensuelle

A l'échelle mensuelle, les écarts entre les stations, notamment entre celles de montagne et des plaines et vallées intérieures apparaissent plus évidents (figure 4). D'une part, la fréquence des jours chauds, toutes catégories confondues, est beaucoup plus faible dans les stations de montagne (Batna et Thala), comparée à celles des plaines et vallées intérieures comme Jendouba. D'autre part, d'importantes similarités apparaissent entre les stations de montagne et celles du littoral, comme Tabarka.

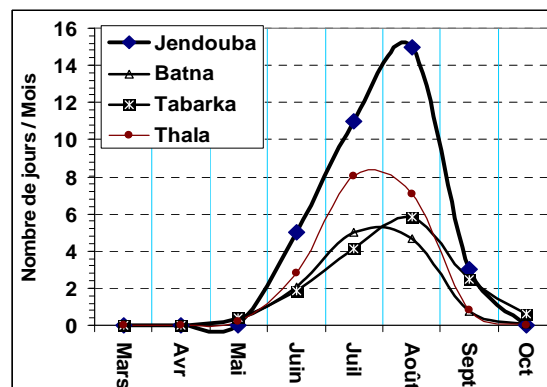


Figure 4 : Fréquence moyenne mensuelle des jours chauds, très chauds et torrides (moyenne 1977-2008).

2.2. Fréquence des types d'ambiances biothermiques chaudes

La typologie des ambiances biothermiques est fondée sur la conjugaison des deux principaux facteurs d'ambiances estivales (température et humidité relative de l'air) observés à l'échelle trihoraire.

2.2.1. Fréquence annuelle

L'analyse de la fréquence moyenne annuelle des ambiances tri-horaires confortables dans les différents types de topo-climats ne permet pas d'individualiser ceux des montagnes (figure 5). Leur fréquence est très proche de celle des plaines et vallées intérieures. En revanche, les topo-climats côtiers (Annaba et Tabarka) enregistrent une fréquence légèrement plus élevée d'ambiances confortables (environ 28% des observations tri-horaires annuelles).

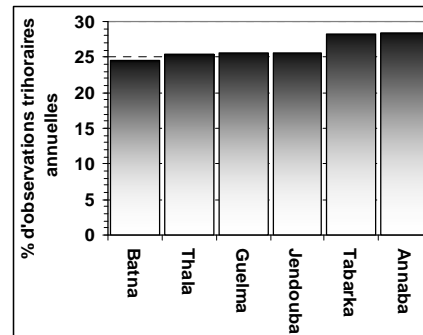


Figure 5 : Fréquence moyenne annuelle des types d'ambiances confortables (moyennes 1997-2006).

2.2.2. Fréquence saisonnière

En été, l'originalité des topoclimats de montagne (Thala et Batna) s'individualise par une quasi-absence des types d'ambiances excessives (très chaudes et torrides). D'autre part, on y trouve la fréquence d'ambiances confortables la plus élevée (figure 6). Même les types d'ambiances froides marquent leur présence en été (surtout la nuit), soit environ 5% des observations trihoraires en moyenne.

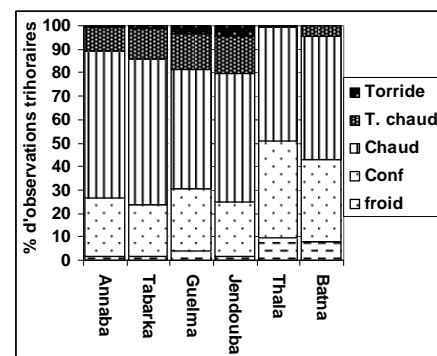


Figure 6 : Fréquence moyenne estivale des types d'ambiances trihoraires (moyennes 1997-2006).

2.2.3. Fréquence mensuelle

C'est à l'échelle mensuelle, notamment en juillet et en août que les topoclimats de montagne apparaissent le plus comme des refuges de confort biothermique, comparés à ceux des basses plaines et côtes avoisinantes. Plus du 1/3 des observations trihoraires à Thala et Batna appartiennent à la gamme confortable.

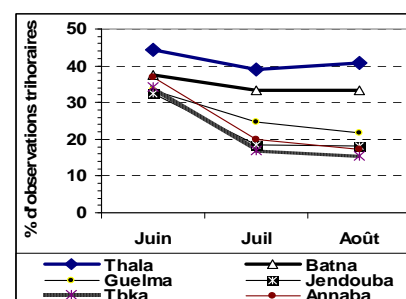


Figure 7 : Fréquence moyenne mensuelle des types d'ambiances confortables en été (moyennes 1997-2006).

2.2.4. Fréquence journalière

L'analyse de la fréquence moyenne tri-horaire des types d'ambiances bio-thermiques confortables pour les trois mois de l'été (figure 8) permet différentes déductions :

- le mois de juin enregistre le taux de fréquence le plus élevé, aux différents pas du temps trihoraires, dans les stations littorales ainsi que de plaines et de vallées intérieures. En juin et en juillet, les courbes de fréquence sont presque confondues. Seules les stations de montagne (Batna et Thala) font exception. Entre 00h et 06h, la fréquence des ambiances confortables est moins élevée en juin qu'en juillet et août. Certes, en juin, des ambiances inconfortables froides continuent à se manifester.
- Ensuite, entre 9h et 18h, le taux d'ambiances confortables devient quasiment nul en juin (moins de 1% des observations trihoraires) et pratiquement nul en juillet et en août. Les ambiances confortables ne sont possibles, aux différents moments de la journée, que sur les montagnes. A Batna, seule la période de 12h à 15h est privée de confort en août et entre 12h et 18h en juillet.

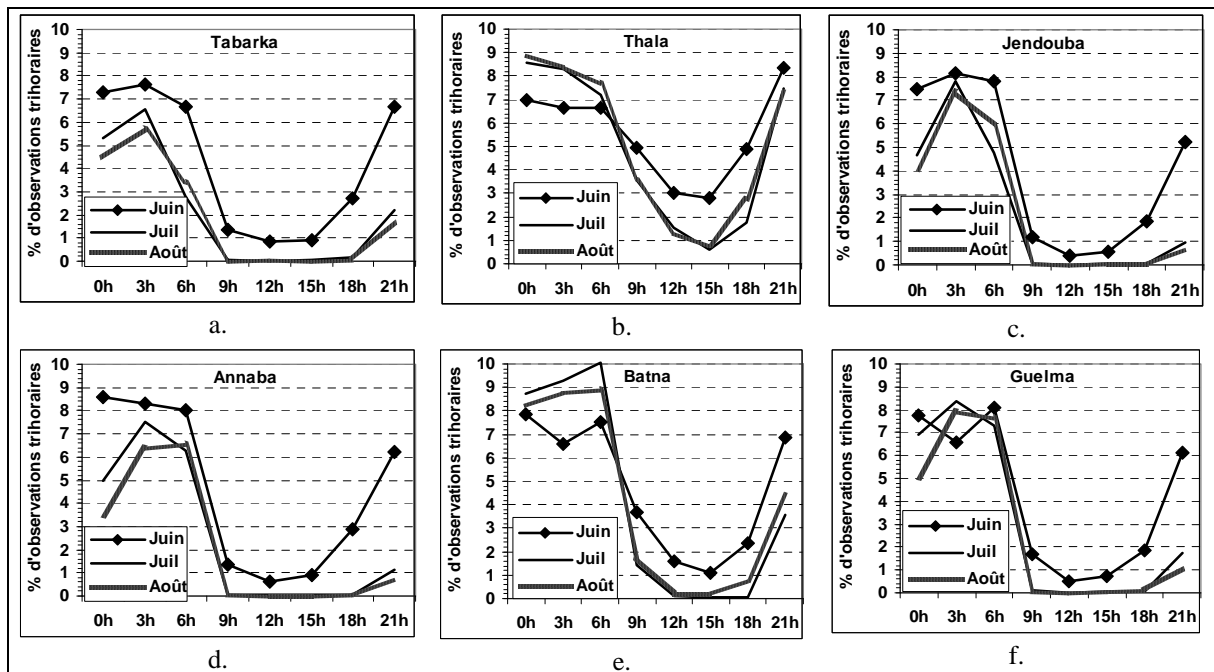


Figure 8 : Fréquence journalière moyenne des ambiances biothermiques confortables (moyennes 1996-2006).

3. Discussion

Les topoclimats de montagne, du fait de leur altitude relativement élevée (1020 m. à Thala et 1090 m. à Batna) connaissent un gradient thermique négatif. La décroissance de la température avec l'altitude est plus perceptible en été (Ben Boubaker, 2000). De ce fait, les ambiances bio thermiques ressenties sont moins chaudes et plus confortables qu'aux régions voisines de basse altitude, qu'elles soient côtières ou intérieures.

De plus, les topo-climats montagneux, du fait de leur retrait par rapport à la mer et de leur altitude, connaissent une teneur hygrométrique de l'air plus faible que les stations de plaines côtières et intérieures voisines.

Ces conditions réunies produisent des types d'ambiances bio thermiques plus confortables dans les topoclimats de montagne. Les écarts les plus sensibles apparaissent aux périodes les

plus chaudes de l'été, notamment en juillet et août. Par ailleurs, c'est au milieu des jours caniculaires que les écarts entre les stations montagneuses et les autres se manifestent le plus.

Conclusions

Autour de la rive sud de la Méditerranée, les montagnes tuniso-algériennes représentent des îlots de confort biothermiques estivaux. L'effet de la continentalité est compensé par celui de l'altitude, d'où des ambiances confortables aussi ou même plus fréquentes que sur le littoral. Là, l'effet modérateur de la mer est gêné par son effet humidifiant, ce qui détériore les types d'ambiances ressenties.

Grâce à ces qualités, les topoclimats de montagne sont des lieux d'attraction pour les estivants. Ils sont alors dotés d'un potentiel climato-touristique jusqu'ici peu exploré et sous-exploité, bien qu'il puisse profiter à la fois aux touristes et au développement socio-économique de ces régions souvent tenues à l'écart.

Bibliographie

- Alouane T., 2002 : *Les ambiances climatiques dans les principales régions touristiques de la Tunisie*. Thèse de doctorat (en arabe). Université de Tunis, FSHS, 470 p.
- Ben Boubaker H., 2000 : *Les gradients climatiques en Tunisie. Application à la température et à la pluie*. Publ. Faculté des Lettres de Manouba. 324 p.
- Ben Boubaker H. 2006: Chaleur et canicules estivales dans les principales villes côtières de Tunisie. *Actes du 19^{ème} colloque de l'AIC*, Epernay, pp. 107-112.
- Ben Boubaker H., 2010 : Les paroxysmes climato-thermiques en Tunisie : approche méthodologique et étude de cas. *Climatologie*, vol. 7, p. 56-87.
- Henia L. et Alouane T., 2007 : Le répit nocturne de la saison chaude en Tunisie. *Actes du 20^{ème} colloque de l'AIC « climat, Tourisme et environnement »*, pp. 75-80.
- Thom C., 1959 : The discomfort index. *Weatherwise*. T. XX, pp. 57-60.

CARTOGRAPHIE DU RISQUE D'ÉROSION ET D'INSTABILITÉ DES SOLS DANS LES ZONES MONTAGNEUSES DU MASSIF DE L'OUARSENIS (ALGERIE)

A.F. SABRI¹ ET A. MEDJERAB²

*Faculté des Sciences de la Terre, de la Géographie et de l'Aménagement du Territoire
Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene. BP : 32 El- Alia
Bab- Ezzouar 16111, Alger- Algérie.
1 E-Mail : aminasabri5@hotmail.com; 2 E-Mail : a_medjrab@hotmail.com*

Résumé : *L'objectif de cette étude est de développer une méthodologie d'approche pour la cartographie du risque d'érosion et d'instabilité des sols dans les zones montagneuses du Massif de l'Ouarsenis et ce par l'utilisation de la géomatique et du Système d'Information Géographique (SIG). Cette méthode consiste à intégrer dans le SIG tous les facteurs qui engendrent l'érosion, afin d'aboutir à la réalisation d'une carte de la vulnérabilité de la zone d'étude au phénomène de l'érosion et l'instabilité des sols qui sera comme un document de base pour les décideurs chargés de l'aménagement et la restauration des sols*

Mots clés : *Méthodologie, cartographie du risque d'érosion, Massif de l'Ouarsenis. Algérie*

Abstract : *Map of the risk of erosion and soil instability in the mountains of the Massif de Ouarsenis (Algerie). The objective of this study is to develop a methodological approach for mapping the risk of erosion and soil instability in the mountainous areas of the Massif Ouarsenis and this by the use of geomatics and Geographic Information System (GIS). This method consists of integrating GIS into all the factors that cause erosion, in order to create a vulnerability map of the study area to the phenomenon of erosion and unstable soils. The map will be a basic document for policy makers responsible for planning and land restoration*

Key word : *Methodology, mapping of erosion risk, Massif Ouarsenis. Algeria*

Introduction

Depuis plusieurs décennies, les extrêmes climatiques et les actions anthropiques, ont accentué la dégradation des milieux physiques de l'Algérie. Les sols subissent de façon variable les effets de l'érosion hydrique, principal facteur de la dégradation de cette ressource. Dans le massif de L'Ouarsenis, les conditions géomorphologiques, hydro-climatiques et socio-économiques sont particulièrement favorables au déclenchement et à l'accélération du phénomène de l'érosion et du transport solide, outre les pertes en terres fertiles et l'envasement des barrages. Dans sa réalisation pratique cette étude traitera dans un premier temps les caractéristiques physiques de l'érosion et l'instabilité des sols. A l'aide de la géomatique et du SIG, une cartographie des facteurs d'érosion a été réalisée

1 Présentation de la zone d'étude :

Le massif de l'Ouarsenis se situe dans la région Nord ouest des montagnes de l'atlas tellien méridionale. Il s'étend entre les méridiens 0° 29' et 2° 49' Est, et entre les latitude 36° 18' et 35° 18' Nord. Dans cette région la population est concentrée sur les piémonts du massif avec des densités qui varient entre 10 et 2000 habitant par km²

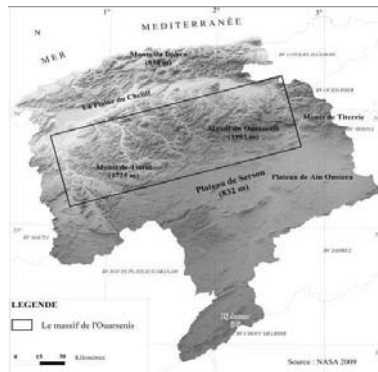


Figure 1 : Localisation du massif de l’Ouarsenis

Les régions montagneuses de l’Atlas Tellien de l’Ouest sont représentées par des chaînes plissées plus ou moins parallèles au littoral. Les chaînes de montagnes ont une assez forte diversité morphologique. Elles forment un grand alignement de reliefs représentés essentiellement par le massif de l’Ouarsenis. Dominant le sillon du Cheliff et des hautes plaines il se présente en gros massif dissymétrique. (Je ne comprends pas le sens. Corriger) Avec une envergure de 60 km sur 150 km de la Mina à l’Oued Deurdeur il donne son prolongement aux monts des Matmata (fig.1). Les altitudes moyennes ne dépassent pas 700 à 800 mètres dans la partie occidentale et 1.000 à 1.200 mètres dans le massif de l’Ouarsenis (1.987 m)

Quant à la partie centrale, elle culmine à 1.983 mètres au niveau de Kef-Sidi-Ammar. Le massif montagneux de l’Ouarsenis présente un substratum principalement marno-calcaire structuré au cours du Mésozoïque suite à plusieurs phases tectoniques compressives donnant des plis NE-SW, Cette tectonique, qui devient compressive à partir du Pliocène, continue jusqu’à l’actualité comme en témoigne l’intense activité sismique de la région.

2. Données et méthodes :

La géomatique s’applique à tous les domaines. Celle-ci intervient très souvent dans l’analyse et le suivi des phénomènes météorologiques. La méthodologie suivie dans cette étude repose sur les données des paramètres suivants : la topographie, la géologie, la lithologie, le climat, l’occupation des sols. Certaines données telles que les précipitations, ont nécessité des traitements statistiques par des logiciels spécifiques (Excel et Instat ver 3.6) puis elles ont été intégrées dans la base de données initiale ; d’autres (la lithologie, l’occupation du sol ...) ont été directement intégrées et analysées dans un environnement SIG (Map info et vertical mapper). Le but de la constitution de cette banque de données est la cartographie des zones exposées au risque d’érosion hydrique et d’instabilité des sols.

La cartographie réalisée repose sur les étapes suivantes :

- L’élaboration des cartes thématiques des facteurs érosifs ;
- L’attribution d’un code de sensibilité composée de 1 à 4 selon les caractéristiques et le degré de la sensibilité de chaque classe de paramètre érosif ;
- Le croisement de différentes cartes d’indices ;
- La réalisation de la carte du risque d’érosion et d’instabilité des sols

Les données utilisées dans cette étude comprennent :

2.1. La lithologie :

Dans le massif de l’Ouarsenis, les affleurements rocheux sont constitués principalement de roches meubles, les marnes, les alluvions et sables, les schistes et les flyschs qui présentent

une forte érodibilité. Quant au sommet, les formations affleurantes dominantes sont les calcaires friables avec une moyenne érodibilité (fig.2).

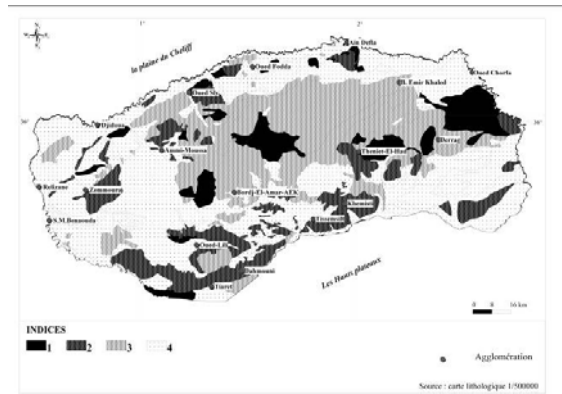


Figure 2 : carte d'érodibilité des sols

La classification de ces formations selon leur érodibilité (mode de classification de Montier et al., 1998) est représentée dans le tableau 1

Tableau 1 : Classes d'érodibilité des sols et indices attribués

Nature des sols	Érodibilité	Indice attribué
Calcaires et dolomies dures, Roche volcanique, Flysch	Faible	1
Grès, Conglomérat	Moyenne	2
Schistes, Croûte calcaire, Calcaire friable	Forte	3
Argiles, Alluvions et sable, Marne	Très forte	4

2.2. Les pentes :

La pente est un des facteurs favorisant l'accentuation et le déclenchement de certains processus d'érosion. Son impact constitue une véritable contrainte lorsqu'elle est associée à d'autres facteurs tels que la lithologie et le climat. A partir du MNT (Modèle Numérique du Terrain) nous avons extrait les courbes de niveau à l'aide du logiciel vertical mapper pour la réalisation de la carte des pentes que nous avons classées selon la classification de l'ORSTOM (tableau 2) et (Fig.3)

Tableau 2: Classes des degrés des pentes et indices attribués

Le degré de pente en %	Classe	Indice
0-3	Faible	1
3-12	Moyenne	2
12-25	Forte	3
25 et plus	Très fortes	4

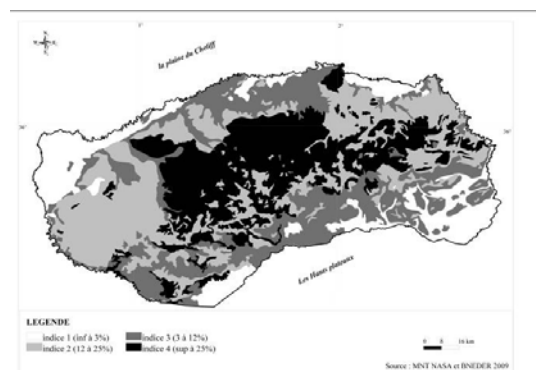


Figure 3: Carte des pentes

2.3. L'occupation du sol :

A partir de la carte d'occupation du sol (Fig.4) 5 classes ont été identifiées: les terrain cultivés (agricoles), terrains à végétation très dense (forêts), terrains à végétation moyennement dense (maquis et arboriculture) terrains à végétation éparse (maquis clair et

zones de reboisement) et les périmètres urbains. Selon la classification de Roose (1977), nous avons classé les couvertures végétales selon leurs degrés de protection (tableau 3) et (Fig.5).

La végétation a une influence mécanique directe sur la protection des sol par :

- Son système racinaire maintient le sol en place, et diminue l'effet de l'érosion hydrique.
- Favorisation de l'infiltration.
- Diminution de la vitesse des écoulements (cinétique).
- Diminution de l'évaporation.

Tableau 3: Classes d'occupation végétale et indices attribués

Type d'occupation végétale	Type de couverture	Indice attribué
Forêts dense et clair	Fortement protecteur	1
Maquis dense et arboriculture	Moyennement protecteur	2
Maquis clair et zone de reboisement	Peu protecteur	3
Agriculture et parcours	Non protecteur	4

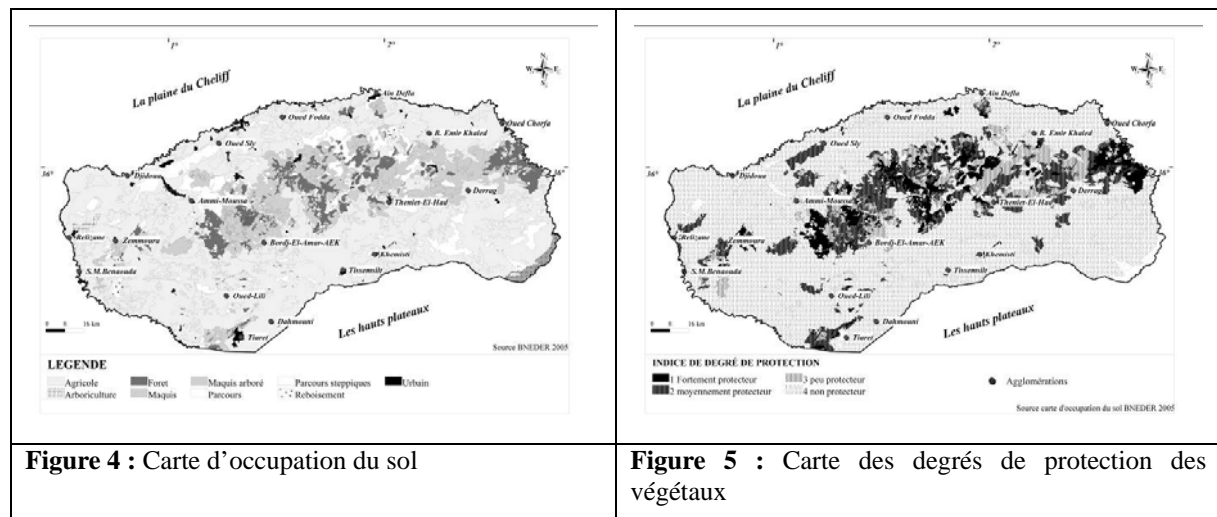


Figure 4 : Carte d'occupation du sol

Figure 5 : Carte des degrés de protection des végétaux

2.4. Le climat :

Le climat du massif de l'Ouarsenis varie globalement du semi- aride à hiver frais à sub-humide à hiver frais, (Fig.6) avec deux saisons, la première fraîche, qui s'étale du mois d'octobre au mois d'avril, la seconde sèche et chaude, qui s'étale du mois de mai au mois de septembre.

Les précipitations annuelles varient entre 200 mm au piémonts du massif : Boughazoul, et 930 mm au sommet du massif. Cette variabilité est due à l'altitude et l'exposition aux flux pluvieux des stations.

Ces précipitations sont caractérisées par l'irrégularité ; souvent a caractère orageux provoquant d'importants dégâts (inondations, glissement de terrains et coulées de boues). Dans notre étude, pour caractériser cette agressivité des précipitations (facteur déterminant dans l'érosion hydrique), nous nous sommes basées sur les résultats obtenus par l'application de la formule de Rango et Arnoldus (1987), à 11 stations bien réparties sur le massif de l'Ouarsenis sur une période de 1970 à 2004.

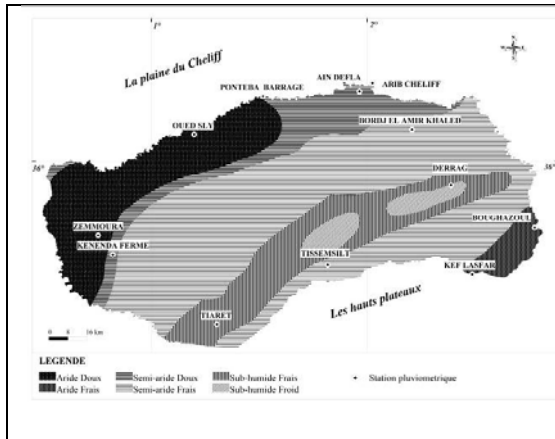


Figure 6: carte des étages bioclimatiques

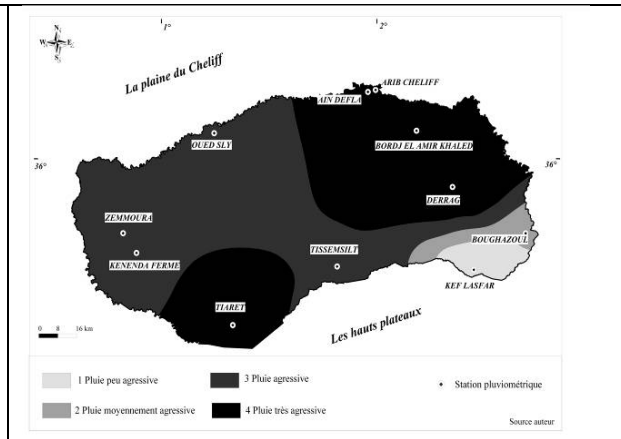


Figure 7: carte d'agressivité des précipitation

Les résultats obtenus sont représentés dans le tableau.4 et (fig.7).

$$\log R = 1.74 \times \log \sum \left(\frac{P_i^2}{P} \right) + 1.29$$

Ou :

Pi : représente les moyennes des précipitations mensuelles (mm).

P : représente les moyennes annuelles des précipitations (mm).

D'après le tableau 4 les valeurs varient entre 32.3 et 70.2, ces valeurs étant relativement moyennes. Pour une meilleure exploitation des résultats du facteur agressivité des précipitations (R), nous avons partagé les valeurs de R des stations en quatre classes, en leur attribuant des indices de 1 à 4.

D'après la carte (Figure 7) presque 50% de la surface totale est touchée par les pluies fortement agressives et 43% est touchée par les pluies très agressives. Ces résultats montrent l'influence du paramètre climatique (pluies) sur l'érosion des sols.

Tableau 4 : Précipitations moyennes mensuelles, annuelles et valeur de R moyen pour la période 1970-2004

Station	Sept	Oct	Nov	Dec	Janv	Fev	Mar	Avr	mai	juin	Jui 1	aout	annue l	R
Arib Chlef	17,2	34,7	55,6	59,1	59,7	60,4	54,7	41,5	26,1	9,8	1,3	3,7	423,7	65,0
Oued Sly	9,8	29,2	39,1	40,2	42,9	36,1	35,1	28,1	26,9	3,6	1,0	1,8	293,6	55,2
Bordj el amir Khaled	18,2	42,9	47,5	50,6	59,2	52,4	49,9	56,1	32,8	8,4	4,0	4,9	426,9	63,8
Derrag	38,9	53,4	60,6	74,6	78,3	69,7	57,5	48,0	41,2	9,3	5,3	7,9	544,7	70,2
Boughazoul	24,0	26,9	20,4	19,4	23,3	16,5	19,9	25,0	21,6	18,0	6,5	4,9	226,4	43,5
Kef Lasfar	14,3	15,6	13,2	9,0	11,5	9,9	11,4	16,0	14,4	9,1	2,4	3,4	130,2	32,3
Tissemssilt	26,2	43,6	34,5	49,5	52,5	51,8	37,1	37,8	29,6	8,5	6,1	9,4	386,6	59,6
Tiaret	24,2	34,6	45,2	57,3	57,9	55,6	62,5	47,6	37,1	10,3	3,5	10,6	446,5	64,3
Zemmoura	12,8	27,7	36,5	34,2	34,6	36,9	31,1	32,5	24,9	7,1	1,4	3,9	283,6	52,5
Knenda Ferme	9,8	30,5	40,5	43,0	45,7	37,4	45,2	37,4	25,6	6,3	1,7	1,7	324,8	57,6
Ain Defla	19,6	37,9	54,7	57,2	66,1	56,0	52,8	42,5	33,0	11,1	0,9	4,9	436,8	65,0

2.5. La sensibilité à l'érosion :

D'après la carte de sensibilité à l'érosion établie par le BNEDER, à partir d'images satellitaires, nous constatons que les zones de forte sensibilité sont représentées par les sommets du massif et que les zones les moins sensibles sont situées sur les piémonts. Pour les degrés de sensibilité nous avons aussi attribués des indices de 1 à 4.

3. Résultats :

La carte du risque d'érosion (Figure 8) a été élaborée par l'intersection entre les différentes cartes citées dans l'approche méthodologique. Les résultats obtenus sont repartis en quatre classes de vulnérabilité au risque d'érosion : faible (25.6%), moyenne (33.2%), forte (39%) et très forte (2.2%). Les zones à faible ou moyenne vulnérabilité sont situées dans les piémonts où les pentes et l'agressivité des pluies sont faibles. En revanche sur les sommets le degré de la vulnérabilité est très élevé, à cause de l'augmentation du degré de la pente, de l'agressivité des pluies, et la dégradation du couvert végétal. Quant à l'influence de la friabilité des matériaux des sols, elle est accentuée par l'activité humaine (pratiques agricoles sur les terrains à très fortes pentes (supérieures à 25%).

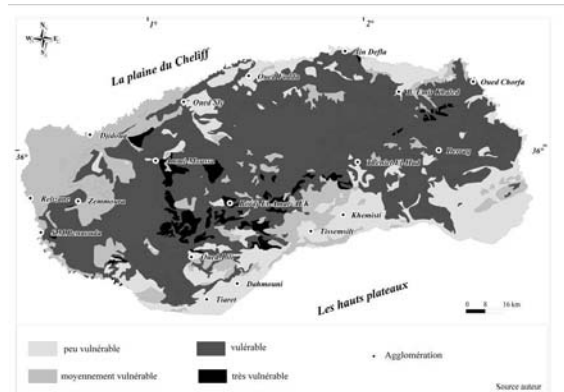


Figure 8 : carte des degrés de zones à risque d'érosion et instabilité des sols

Conclusion :

Les résultats de ce travail montrent l'intérêt de l'utilisation de la géomatique à travers les SIG dans l'évaluation de la vulnérabilité à l'érosion et à l'instabilité des sols en zone montagneuse. La méthode utilisée a permis d'identifier des zones à risque d'érosion, qui ont été vérifiées sur le terrain. Ces résultats peuvent être exploités par les décideurs pour d'éventuels travaux d'aménagement, afin de limiter l'effet de l'érosion et des glissements de terrains dans la zone d'étude.

Bibliographie :

Ancil F, 2008 : *L'eau et ses enjeux*. De boeck, 228.p.ISBN 978-2-8041-5694-7.

Avenard J.M, 1995 : Dynamique érosive actuelle et actions humaines dans le Périf (Maroc). *Bulletin 15, ORSTOM*, 395- 407.

Fares A, 1994 : *Essai méthodologique de la cartographie des risque naturels liés aux mouvements de terrain, Application à l'aménagement de la ville de Taounate Rif, Maroc*. Thèse de doctorat en science de la terre. Franche- Compté.177p.

Roose E, et al, 2004 : Exemple de GCES en moyenne montagne méditerranéenne d'Algérie. Synthèse sécheresse V (15) N1, 9,18. 54-66

Sadiki A, et al, 2004 : Utilisation d'un SIG pour l'évaluation et la cartographie des risques d'érosion par l'équation universelle des pertes en sol dans le Rif oriental (Maroc) : cas du bassin versant de l'oued Boussouab. *Bulletin de l'Institut Scientifique*, Rabat, section sciences de la Terre. 69- 79

Sari A, 2009 : *Initiation à l'hydrologie de surface ; cours*. Houma. 224p.

EPISODE HYDRO-PLUVIOMETRIQUE EXTREME ET IMPLICATION DES AMENAGEMENTS : LE CAS DES INONDATIONS DE 2005 SUR LE SIRET INFERIEUR (ROUMANIE)

SALIT F.¹, BELTRANDO G.¹, ZAHARIA L.²

(1) Université Paris-Diderot, UMR PRODIG du CNRS (c.c. 7001) 105 rue de Tolbiac 75013 Paris France

(2) Faculté de Géographie, Université de Bucarest, Bd Bălcescu N°1, Secteur 1, 010041, Bucarest, Roumanie
florence.salit@gmail.com beltrando@univ-paris-diderot.fr zaharialil@yahoo.com

Résumé : L'étude porte sur l'inondation de juillet 2005 du secteur inférieur du Siret, sur son déroulement et sur les causes qui ont mené à une des inondations les plus meurtrières et destructives qu'ait connu la région. Les résultats montrent que les fortes précipitations du début juillet 2005 sont à l'origine de l'inondation du Siret inférieur et de ses affluents mais que les aménagements en ont amplifié les conséquences.

Mots-clés : événement hydro-pluviométrique, inondation, Siret, aménagement

Abstract : *The flood of July 2005 on the lower Siret River: hydro meteorological events and the role of the dyke: This study concerns the flood of July 2005 in the inferior stream of the Siret River. This work shows the progress of this flood and its causes that have led to the deadliest and most destructive flood ever known in this area. The results show that heavy rains of early July 2005 have caused the flood of Lower Siret River and its tributaries, but also that the dykes protection have exacerbated its aftermaths.*

Keywords : hydro meteorological events, flood, Siret River, dyke protection

Introduction

Les inondations de 2005 en Roumanie ont été les plus meurtrières et dévastatrices depuis plus de trente ans. De nombreuses études (Zaharia *et al.*, 2006 ; Romanescu, 2006 ; Beltrando & Zaharia 2009) ont cherché à démontrer le caractère extrême de cette année où les cumuls pluviométriques comme les débits observés ont atteint des records historiques. Parmi les causes de ces inondations des facteurs climatiques, comme les cumuls pluviométriques lors du semestre chaud de 2005 (Vasenciuc *et al.*, 2006) où les maxima de précipitations tombés en 24 heures, ont été mis en avant.

Cette étude a pour objectif de montrer que d'autres éléments ont joué localement un rôle significatif dans l'ampleur de ces inondations, comme les aménagements et en particulier les digues de protection. Ce travail s'intéresse à la région du Siret inférieur où les inondations du 13 au 15 juillet 2005 ont eu de lourdes conséquences humaines et matérielles. Situées à la confluence du Siret et d'un de ses affluents, la Putna, les communes de Suraia et de Vadu Roșca ont subi des hauteurs d'eau pouvant atteindre 4 à 5 mètres. Un réseau dense de digues de protection encadre ces localités.

L'objectif de cette étude est donc de déterminer le rôle de ces aménagements dans l'ampleur des inondations de juillet 2005, au-delà des facteurs hydro-climatiques.

1. Données et méthode utilisées

L'étude est fondée d'une part, sur les données pluviométriques quotidiennes (source : Administrația Națională de Meteorologie) de l'événement des 11, 12 et 13 juillet 2005, pour 48 stations réparties sur l'ensemble du bassin versant du Siret. Les données hydrologiques utilisées (débits mensuels et débits lors des crues) proviennent de deux stations appartenant au réseau hydrométrique national géré par l'Administration Nationale les « Eaux Roumaines », localisées sur la figure 1, situées sur la Putna (Boțârlău) et sur le Siret (Lungoci).

Cette étude utilise, d'autre part, les informations et données recueillies après un travail de terrain effectué en avril-mai 2009 dans le secteur du Siret inférieur.

Afin de cerner les principales causes de l'ampleur des dégâts dans les deux communes étudiées (Fig. 1) nous avons reconstitué l'inondation du 13 juillet dans ces localités à partir des observations de terrain, telles les marques de crue, des témoignages des populations victimes de l'inondation ainsi que des rapports de l'Administrația Națională « Apele Române » (Ministerul Mediului, 2009).

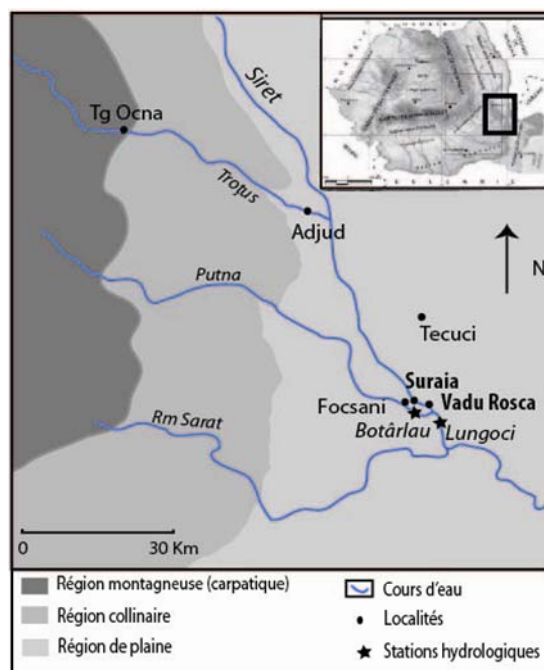


Figure 1: Localisation du secteur étudié du Siret inférieur.

2. Juillet 2005, un épisode hydro-pluviométrique historique

2.1. Les cumuls pluviométriques du 11 au 13 juillet 2005

D'après le M.E.G.E. (2006), le cumul annuel des précipitations en 2005 a été supérieur d'un tiers à la normale 1961-90 sur l'ensemble du territoire et sur le bassin versant du Siret, le cumul annuel est excédentaire de 25% dans la partie supérieure à plus de 75% dans la partie inférieure du bassin.

Sur la période du 11 au 13 juillet 2005, la moitié nord du continent européen est sous influence d'un anticyclone centré entre les îles britanniques et la Scandinavie tandis qu'un champ de basse pression se situe à l'est de l'Europe, ce qui favorise une circulation de nord-est à sud-ouest à 500 hPa (Fig. 2.A) et la formation d'un front occlus quasi stationnaire au-dessus de la vallée du Siret et de l'est des Carpates du 11 au 13 juillet 2005 (Fig. 2 B).

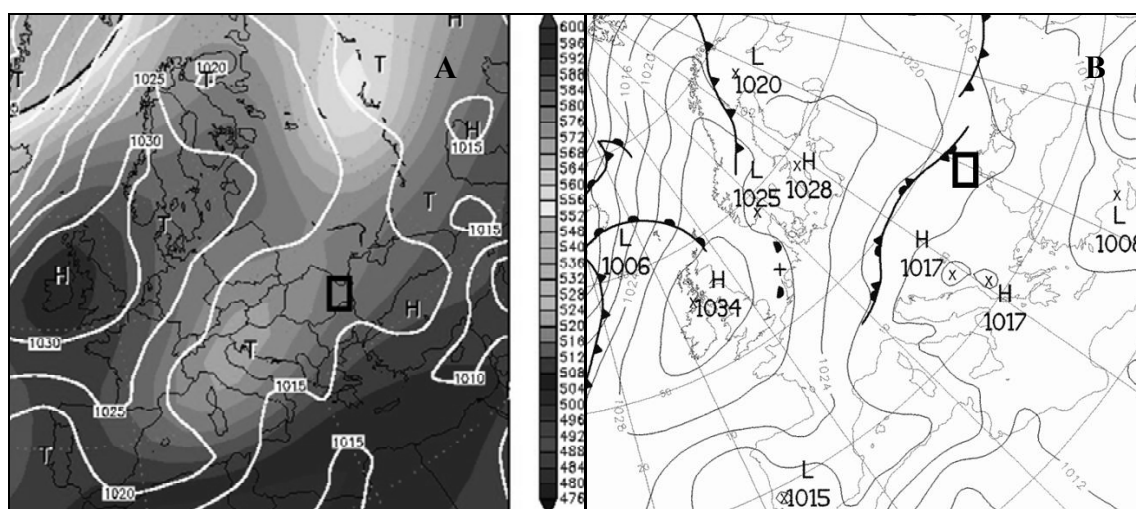


Figure 2 : Géopotential à 500 hPa (A) et champ de pression et surface et front (B) sur l'Europe le 13 juillet à 0h UTC. Le rectangle représente la zone d'étude à l'est des Carpates.

L'épisode pluviométrique à l'origine des inondations du 13-15 juillet 2005 sur le secteur inférieur du bassin est présenté en figure 3.

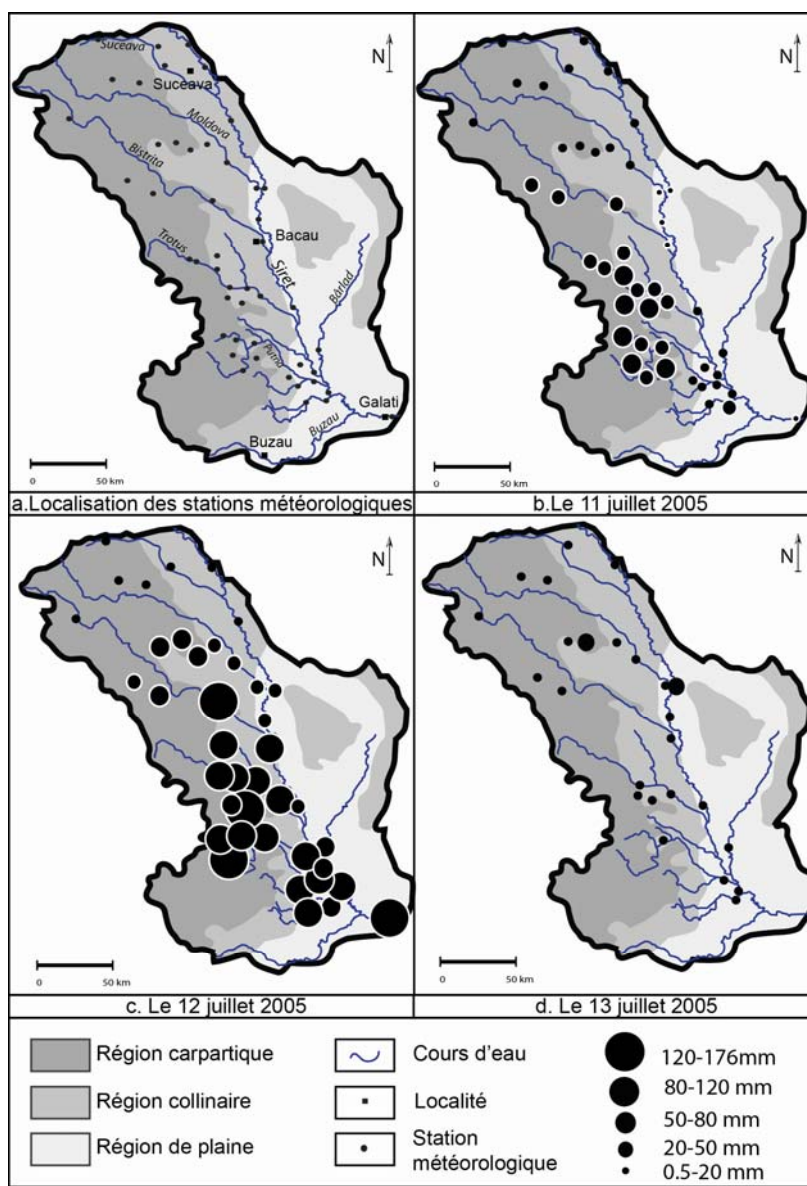


Figure 3: Cumul des précipitations (en mm) du 11 au 13 juillet 2005 sur le bassin versant du Siret (données ANM).

Les précipitations ont débuté le 11 juillet sur le bassin du Trotuș et sur le bassin supérieur de la Putna. Le 12 juillet les précipitations se sont intensifiées et étendues vers le nord, sur le bassin de la Bistrița et vers le sud-est, sur les bassins du Râmnicu Sărat et du Siret inférieur, tous les trois à l'est des Carpates. Sur les 48 stations observées, 39 ont un cumul pluviométrique supérieur à 100 mm sur la période considérée, avec un maximum de 220 mm atteint à Herăstrău (Năruja, affluent de la Putna) et de 218 mm à Haloș (Cașin affluent du Trotuș).

Les précipitations maximales tombées en 24 heures l'ont été aux stations de Șendreni (Siret) avec 176 mm et de Colacu (Putna) avec 148 mm. Par ailleurs les maxima atteints à

Galați (119 mm) et à Focșani (112 mm) le 12 juillet 2005, sont un record des précipitations tombées en 24 heures sur les périodes respectives de 1886-2005 et 1896-2005 (Vasenciuc *et al.*, 2006).

2.1. Les débits de pointe enregistrés

A partir du 13 juillet 2005 l'inondation du secteur inférieur du bassin du Siret a débuté. Les débits de pointe enregistrés dans plusieurs stations du bassin se sont révélés être des débits historiques sur la période 1955-2006 : 1260 m³/s à Târgu Ocna (Trotuș) ; 1323 m³/s à Boțârlău (Putna) ; 4650 m³/s à Lungoci (Siret) pour un débit moyen de juillet de 256 m³/s (Romanescu, 2006). Le tableau 1 présente les plus forts débits enregistrés pour ces deux dernières stations.

Tableau 1 : Débits de pointe historiques enregistrés aux stations de Lungoci et Boțârlău (Romanescu, 2006).

Rivières	Stations	Dates	Q _{max} en m ³ /s
Siret	Lungoci	14/07/2005	4650
		19/05/1970	3190
		05/06/1988	2700
Putna	Boțârlău	13/07/2005	1323
		18/05/1970	1250

On constate que le dernier événement d'ampleur dans le secteur inférieur du bassin du Siret, date de mai 1970. Il aurait été utile d'avoir les données quotidiennes de précipitations pour cet événement ainsi que les débits, afin de comparer ces deux inondations et leurs conséquences.

Par ailleurs ces deux stations se trouvent à proximité des deux communes étudiées ; ainsi l'hydrogramme de crue de la station de Lungoci, sur le Siret, nous permet-il de caractériser le déroulement de la crue sur ce secteur (Fig. 4).

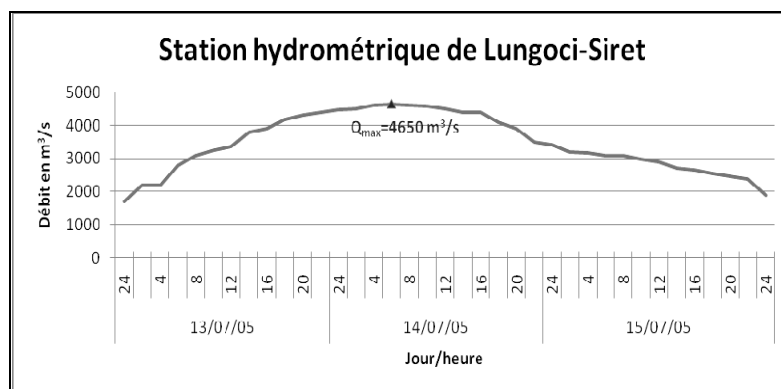


Figure 4: Hydrogramme de crue de la station Lungoci sur le Siret du 13/15 juillet 2005 (source des données : Romanescu, 2006).

La crue a débuté le 12 juillet dans la nuit à Lungoci pour atteindre son maximum le 14 juillet vers 7 heures (débit moyen d'un mois de juillet de 256 m³/s). Or la crue de la Putna est légèrement antérieure, elle débute le 12 dans l'après midi pour atteindre son paroxysme le 13 juillet vers 15 heures.

Ainsi on peut conclure que les précipitations enregistrées en juillet 2005 sur le bassin versant du Siret ont été exceptionnelles et avec une rare intensité tout comme les débits qui ont atteint des valeurs historiques.

3. L'implication des aménagements dans l'inondation de juillet 2005

La figure 5 cartographie les résultats de l'enquête menée sur le déroulement de l'inondation enregistrée à la confluence du Siret et de la Putna. Les témoignages de deux habitants de Suraia et de trois habitants de Vadu Roșca ont apporté des informations précises sur le déroulement de la crue. Les marques de crue, encore omniprésentes lors de l'observation de terrain en 2009 ainsi que le rapport du Ministerul Mediului ont permis de reconstituer les hauteurs d'eau et le comportement des digues lors de l'événement.

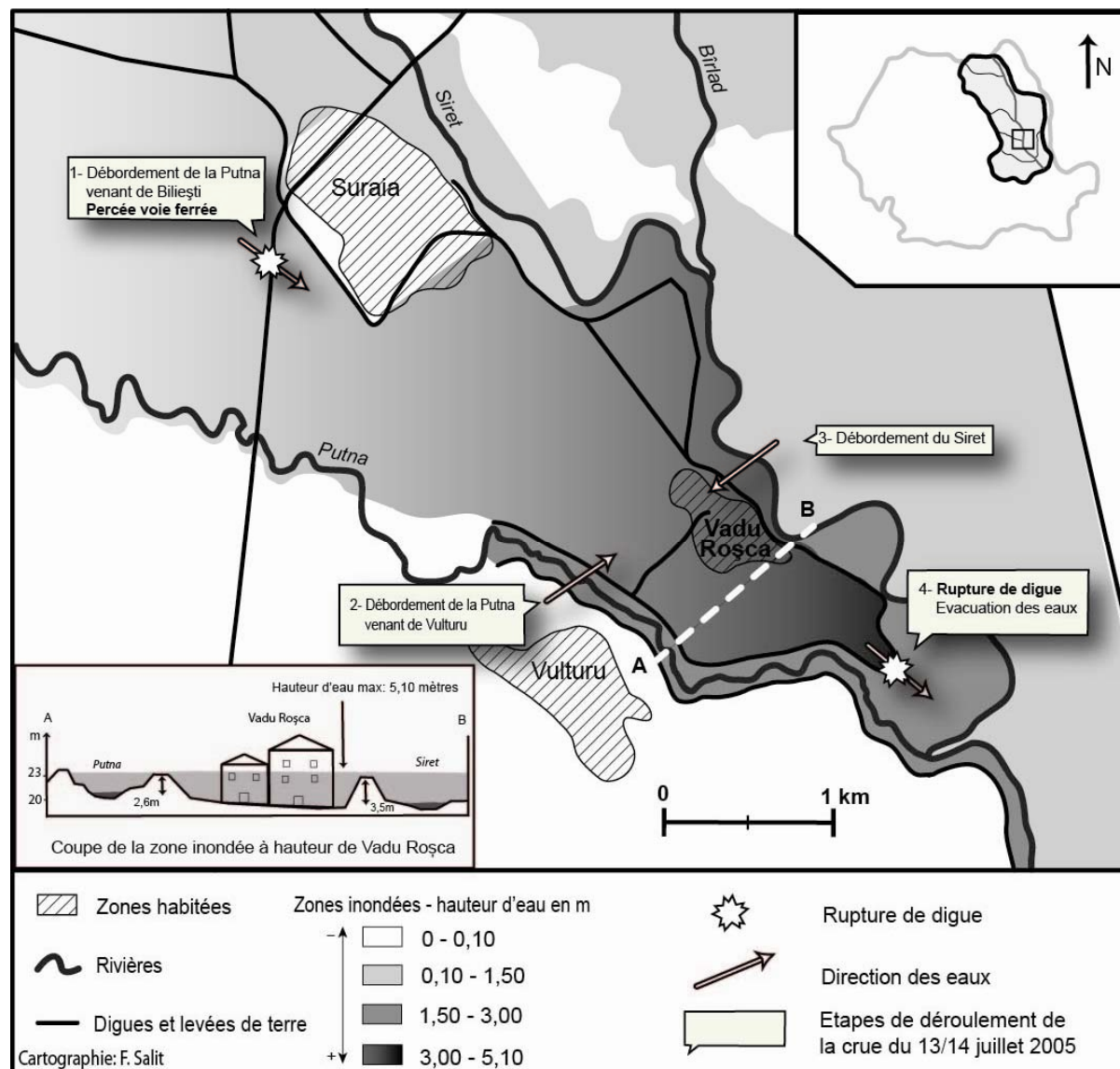


Figure 5: Déroulement de la crue du 13/14 juillet 2005 sur le Siret inférieur (Données sur la crue Ministerul Mediului, 2009).

1-Les eaux de la Putna débordent dans la plaine inondable au nord-ouest de Suraia et provoquent une brèche de la voie ferrée. 2- La Putna déborde à hauteur du village de Vultur en rive gauche, par dépassement des digues. 3- Les eaux du Siret débordent vers Vadu Roșca par dépassement des digues en rive droite. Les eaux des deux cours d'eau s'accumulent dans le secteur de ce village, bloquées par le réseau de digues qui forment un arc de cercle, empêchant toute expansion des eaux. Dans cette commune entièrement dévastée, les hauteurs d'eau ont atteint jusqu'à 5,10 m immergeant totalement les maisons de plain-pied (coupe Fig.

5). Certains habitants n'ont dû leur survie qu'à la présence d'un étage à leur maison (Photo 1). Les hauteurs d'eau en amont de Vadu Roșca ont également augmenté par reflux des eaux. 4- Les habitants et les autorités ont fait céder la digue en aval du village afin d'évacuer les eaux.



Photo 1 : Maison à Vadu Roșca (à 3-4 mètres au-dessus des digues du Siret) ; marque de crue sur la maison, indiquée par un trait noir (Cliché : L. Zaharia).

Conclusion

Les fortes précipitations du début de juillet 2005 sont en partie à l'origine de l'inondation du Siret dans sa partie inférieure et de ses affluents. Certes jamais de tels débits n'ont été enregistrés depuis 1955 mais ces données ne prennent pas en compte l'accélération des débits engendrée par la chenalisation de certains secteurs de la rivière.

Par ailleurs la plupart des digues seraient postérieures à l'inondation de 1970, crue maximale enregistrée avant 2005, avec un débit de pointe de 3190 m³/s. Lors de cette inondation, les hauteurs d'eau n'auraient pas dépassé 50 cm selon les témoignages des habitants de Vadu Roșca. L'agencement des digues dans ce secteur aurait non seulement réduit le champ d'expansion de crue mais aurait amplifié la gravité de l'inondation par un effet barrage, sept personnes sont décédées à Vadu Roșca les 13 et 14 juillet 2005.

N.B. : Cette étude entre dans cadre d'un projet bilatéral franco-roumain Egide-Brancusi intitulé « **Risques associés aux systèmes hydro géomorphologiques et aménagement du territoire (année 2011 et 2012)** ».

Références bibliographiques

Beltrando G., & Zaharia L., 2009 : Episodes hydro-pluviométriques extrêmes et types de circulation atmosphérique associés en Roumanie. *Geographica Technica*, 22, N° spécial, Cluj, 53-58.

M.E.G.E., 2006 : *Rapport sur les effets des inondations et des phénomènes météorologiques dangereux de l'année 2005*, Ministère de l'Environnement et de la Gestion des Eaux (M.E.G.E.), București, 40p.

Ministerul Mediului, 2009 : Contribuții la dezvoltarea strategiei de management al riscului la Inundații, raport: "Studiu privind inundațiile, schemă directoare și plan de investiții pentru Siretul inferior". Versiune finală – Partea I, 253p.

Romanescu G., 2006 : *Inundațiile ca factor de risc Studiu de caz pentru viiturile Siretului din iulie 2005*, editura Terra Nostra, Iași, 88p.

Vasenciuc F., Dragotă C., Serban A., 2006 : Frequency of the succession of the rainy spells in the warm semester of 2005 at the weather station in Moldovia. *Lucrarile seminarului geograic "Dimitrie Cantemir"* Iași, 27, 89-98.

Zaharia L., Beltrando G., Nedelcu G., Boroneanț C., Ioana-Toroimac G., 2006 : Les inondations de 2005 en Roumanie, *Actes du XIX^{ème} colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, Epernay (France), 557-562.

ANALYSE D'IMAGES THERMIQUES EN SAISON SECHE ET EN SAISON HUMIDE A TRES LAGOAS (BRESIL)

SALVI L.L.¹, SAKAMOTO A.Y.¹, DECCO H.F.¹, LIMA R.C.¹

¹ Departamento de Ciências Humanas (DCH), Campus de Três Lagoas (CPTL), Universidade Federal de Mato Grosso do Sul (UFMS), Av. Ranulpho Marques Leal 3484, 79.620-080, Três Lagoas (MS), Brasil.

luiza.salvi@uol.com.br

Résumé : Cette étude présente la variabilité spatiale de la température diurne de surface dans la ville de Três Lagoas (dans le centre ouest du Brésil). La thermographie a été obtenue par l'analyse d'images Landsat 7 ETM + (canal 6) à des dates différentes caractéristiques de la saison humide (le 12 mars 2001) et de la saison sèche (le 4 septembre 2001). Les résultats montrent des situations contrastées, avec la présence d'un îlot de chaleur important en mars et beaucoup plus faible en septembre. Le comportement thermique intra-urbain de la surface du jour a montré des relations avec la densité d'occupation du sol.

Mots clés : îlot de chaleur urbain; circulation atmosphérique; humidité du sol; climat tropical.

Abstract : This study presents the diurnal surface temperature spatial variability in Três Lagoas city (Brazil). The thermography was obtained from the analysis of Landsat 7 ETM + (band 6) images on different dates, in the humid season (March 12) and in the dry season (September 4). The results show contrasting situations, with important diurnal surface urban heat island in March and weaker in September. The intraurban diurnal surface temperature spatial variability shows relationship with the land-use density.

Key words : urban heat island; atmospheric circulation; soil humidity; tropical climate.

Introduction

L'étude du champ thermique urbain est lié, d'une manière générale, au confort thermique et aux conditions météorologiques de dispersion des polluants (Monteiro, 1976 ; Oke, 1978 ; Landsberg, 1981). En climatologie urbaine, des canaux thermiques d'images de satellites sont utilisés depuis le début des années 1970, surtout pour les études d'utilisation et de couverture du sol urbain, du comportement thermique des surfaces urbaines et le développement des modèles (Voogt et Oke, 2003).

Au Brésil, les images thermiques sont utilisées par les recherches sur les climats urbains depuis la recherche réalisée par Lombardo (1985) sur la métropole de São Paulo; ces types d'images ont été utilisées aussi à São Paulo pour la délimitation d'unités climatiques urbaines, avec le but de planifier, par Tarifa et Armani (2001) ou à Londrina (Mendonça, 1994); à Curitiba, ces images ont servi pour l'étude de la thermographie en hiver (Mendonça et Dubreuil, 2005) et pour l'analyse du confort thermique (Dumke, 2007).

Três Lagoas (20°45'S et 51°40'W) est une ville moyenne (72.000 habitants) située à l'intérieur du Brésil, dans l'Etat du Mato Grosso do Sul, à 300 mètres d'altitude à proximité du fleuve Paraná, dans la portion centrale du Planalto Meridional Brasileiro. La ville se trouve dans une aire un peu plus basse que les environs. Les extrémités nord et est de la ville ont des altitudes de 320 à 325 mètres, l'extrémité ouest de 360 mètres et les lacs sont au niveau topographique de 320 mètres. Au nord-est de la ville, soit à 10 km du centre-ville, se trouve le lac où est situé le barrage hydroélectrique de Jupiá, qui occupe une surface de 330 km². Les formes topographiques présentent une orientation NE-SW, donc analogue à celle des vents dominants: en effet, à l'échelle régionale et sub-régionale, les vents soufflent surtout du nord-est et sont associés à l'action de l'anticyclone semi-permanent de l'Atlantique Sud qui représente 40% des situations pendant l'année (Zavatini, 1992).

Les températures de l'air ont été enregistrées le soir à l'intérieur de la ville dans des conditions de ciel clair et des vents faibles. Dans ce cas, on constate que quelques secteurs

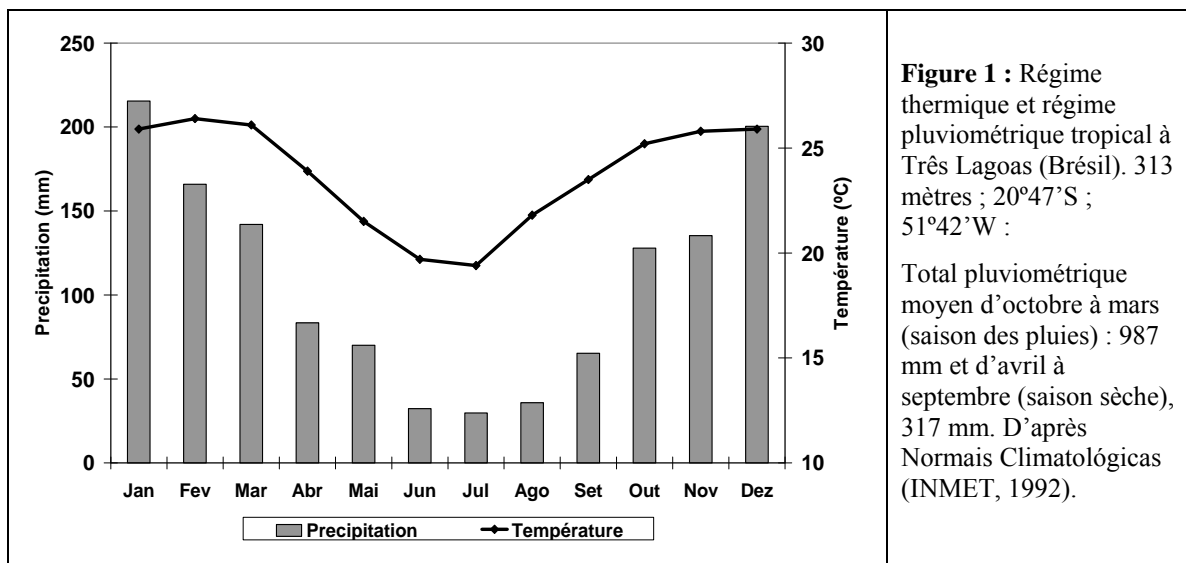
urbains sont plus chauds (centre-ville et environs plus peuplés, périphérie au nord-est) et d'autres secteurs sont plus frais (d'environ 4°C à 5°C), notamment en topographie plus basse et dans la périphérie sud (Salvi *et al.*, 2010a ; Salvi *et al.*, 2010b).

En continuité avec la recherche sur le champ thermique urbain de Três Lagoas, la thermographie de la surface diurne dans la ville et ses environs ruraux a été étudiée pour trouver des informations complémentaires concernant le comportement thermique des surfaces (intra-urbains et urbain/ruraux). L'objectif de cette étude est la recherche des caractéristiques thermiques de la ville de Três Lagoas. Les objectifs spécifiques, essentiellement qualitatifs, sont d'étudier la thermographie diurne de la surface pour comprendre : (a) le comportement thermique des surfaces urbaines et rurales ; (b) le comportement thermique de la surface liée à la densité de l'occupation urbaine.

1. Méthodologie

Les températures de surface dépendent de plusieurs facteurs parmi lesquels la variation de la disponibilité de l'humidité du sol qui peut influencer le réchauffement et le refroidissement du sol en vertu de la production de chaleur sensible (sols secs) et de chaleur latente (sols humides) (Oke, 1978).

Cette étude a été développée à Três Lagoas pour les deux saisons caractéristiques du climat tropical (Figure 1).



Les images de satellite pour la thermographie de surface, *Landsat* TM7 ETM+ (canal 6), ont été obtenues à partir du site *U.S. Geological Survey*. L'image de la saison des pluies date du 12 mars 2001 et celle de la saison sèche date du 4 septembre 2001. Dans le programme *Idrisi* la température de la surface a été obtenue selon les formules (Chander *et al.*, 2009) :

$$L\lambda = [(LMAX\lambda - LMIN\lambda) / (Qcalmax - Qcalmin)] (Qcal - Qcalmin) + LMIN\lambda \quad (1)$$

$$T = K2 / \ln(K1 / L\lambda + 1) \quad (2)$$

Où : K1 = 666,09/m² sr μm; K2 = 1284,30 Kelvin

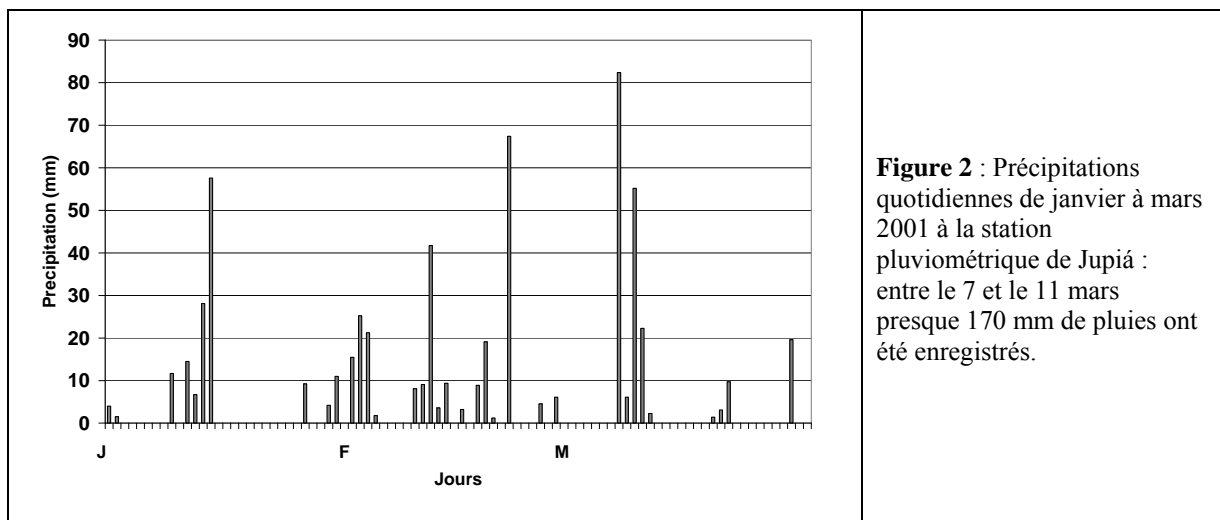
Pour les deux saisons (humide et sèche), le temps météorologique régional a été étudié avec des cartes synoptiques, fournies pour la *Marinha do Brasil*, et des images du satellite GOES, fournies par le *Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos* (Institut National de la Recherche Spatiale, INPE).

L'humidité du sol a été étudiée de façon indirecte par les totaux quotidiens des précipitations, de janvier à mars et de juillet à septembre 2001, de la station pluviométrique de Jupia (20°48'S et 51°39'W, 260 mètres, du Departamento de Águas e Energia Elétrica de São Paulo) située à quelques kilomètres de Três Lagoas.

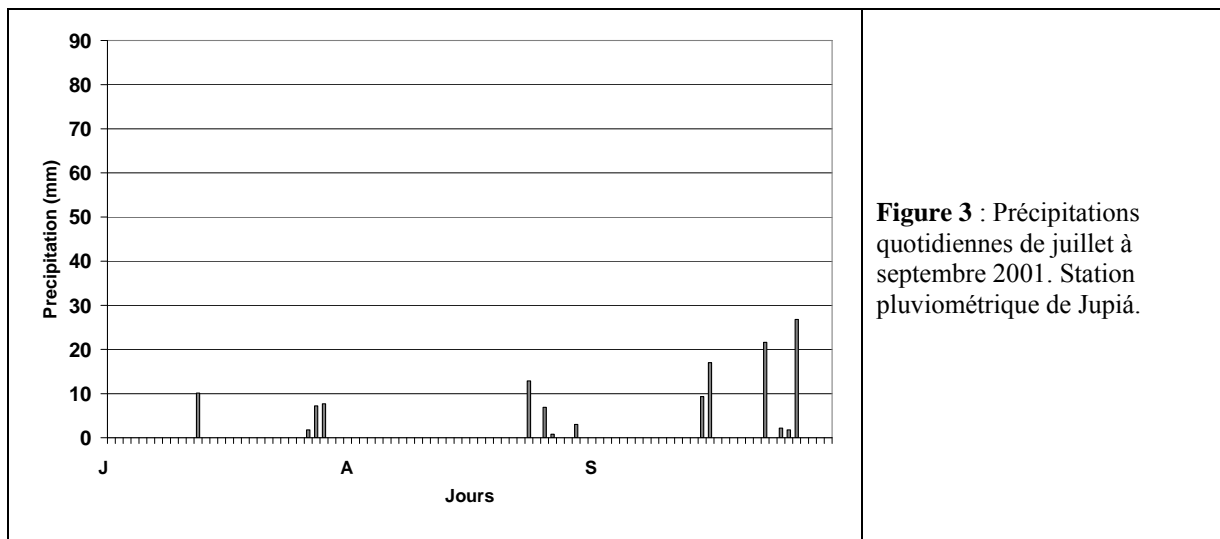
2. Résultats

Pendant le début du mois de mars 2001, la région de Três Lagoas a subi les nuages de la Zone de Convergence de l'Atlantique Sud (ZCAS) qui s'est étendue sur toute la zone centrale de l'Amérique du Sud. Puis, le 12 mars, un anticyclone mobile concernait le sud du Brésil, avec un centre dans l'Océan Atlantique (1030 hPa, par 45°S et 42°W) donnant un temps clair dans le centre sud du pays. Le 4 septembre, un anticyclone puissant (centre de 1036 hPa, en 45°S et 65°W) était présent sur la région centre sud du pays.

Localement, la distribution quotidienne des pluies enregistrées à Jupia montre des totaux qui atteignent presque 170 mm du 7 au 11 mars (figure 2), quelques jours avant le passage du satellite le 12 mars,. Les totaux des pluies mensuelles ont atteint des valeurs au dessus de la moyenne en février (246 mm) et en mars (202 mm).



En septembre, la distribution quotidienne des pluies présente des totaux plus faibles, caractéristiques de la saison sèche. Quelques jours avant le passage du satellite, le total des pluies a été de 24 mm (cumul du 23 au 29 août 2001). Pendant les trois mois de l'hiver austral, les totaux mensuels ont été inférieurs ou proches de la moyenne.



La distribution quotidienne des pluies (figures 2 et 3) montre le contraste significatif des conditions d'humidité entre le 12 mars 2001 (humide) et le 4 septembre 2001 (saison sèche).

2.1. Îlot de chaleur urbain de surface

Au mois de mars 2001 (figure 4a), la ville a présenté des températures de surface plus élevées (3°C à 4°C) que dans le milieu rural et ses environs (sauf dans la portion rurale au nord et au sud-est de la ville), caractéristique de l'îlot de chaleur urbain de surface.

Par contre, au mois de septembre 2001, la ville a présenté des températures plus basses (3°C à 4°C) que dans le milieu rural et ses environs (figure 4b), caractéristique cette fois d'un îlot de fraîcheur urbaine de surface.

Pour ces deux dates, le lac (figure 4), les lagunes et les rivières ont présenté des températures plus basses. Le même phénomène s'est produit pour la couverture végétale de la zone rurale (cerrados).

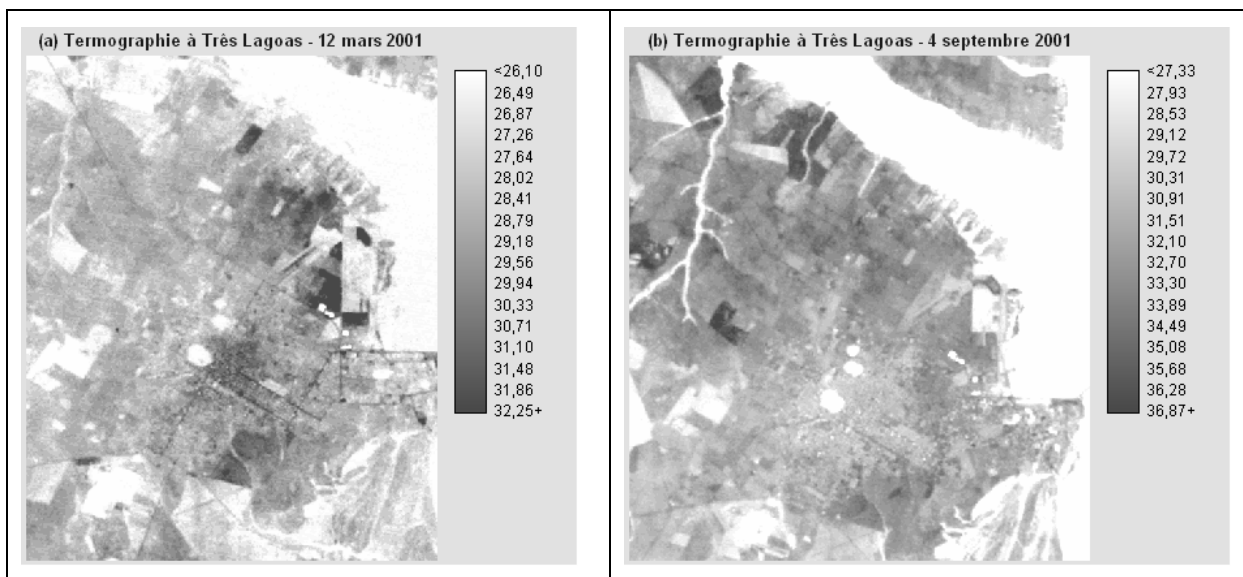


Figure 4 : Thermographie à Três Lagoas : (a) îlot de chaleur de surface urbaine le 12 mars 2001; (b) îlot de fraîcheur urbaine de surface le 4 septembre 2001. Images *Landsat 7 ETM+*, canal 6, 2001.

Les différences entre les températures de surface de ces deux dates sont surtout liées à la différence de l'humidité du sol, en effet au mois de mars 2001 le sol était plus humide que lors du mois de septembre 2001 (figures 2 et 3). De plus, la couverture du sol, principalement des graminées (prairies et pâturages), est plus dense pendant la saison des pluies, tandis que pendant la saison sèche prédomine un couvert végétal desséché, de coloration jaunâtre.

Les zones rurales au nord et au sud-est de la ville ont présenté, pour les deux dates, des températures de surface plus élevées. L'hypothèse qui peut être émise est que le sol dans ces zones est plus sablonneux que dans les autres zones de pâturage, donc plus sec tout au long de l'année. En outre, le sol peut être plus exposé du fait de la dégradation résultant du surpâturage.

2.2. Différences de températures de la surface intra-urbaine

Pendant le mois de mars 2001, la zone la plus densément peuplée de la ville (figures 4a et 5), était plus chaude que celle de la périphérie, tandis qu'au mois de septembre 2001 les zones les plus chaudes étaient celles de la périphérie, au nord et au sud du centre-ville (figures 4b et 5).

En tenant compte du fait que la ville a peu changé entre les deux dates, on peut supposer que l'absorption du rayonnement solaire et l'émission infrarouge de la surface dans la ville ont été similaires: (a) la plus grande absorption du rayonnement solaire sur la périphérie, plus « ouverte » en raison de la plus faible densité d'occupation (figure 5b); et (b) faible absorption du rayonnement solaire sur la zone du centre-ville et leurs environs plus densément occupés (figure 5b), donc où l'ombre en conséquence du bâtiment est plus forte le matin.

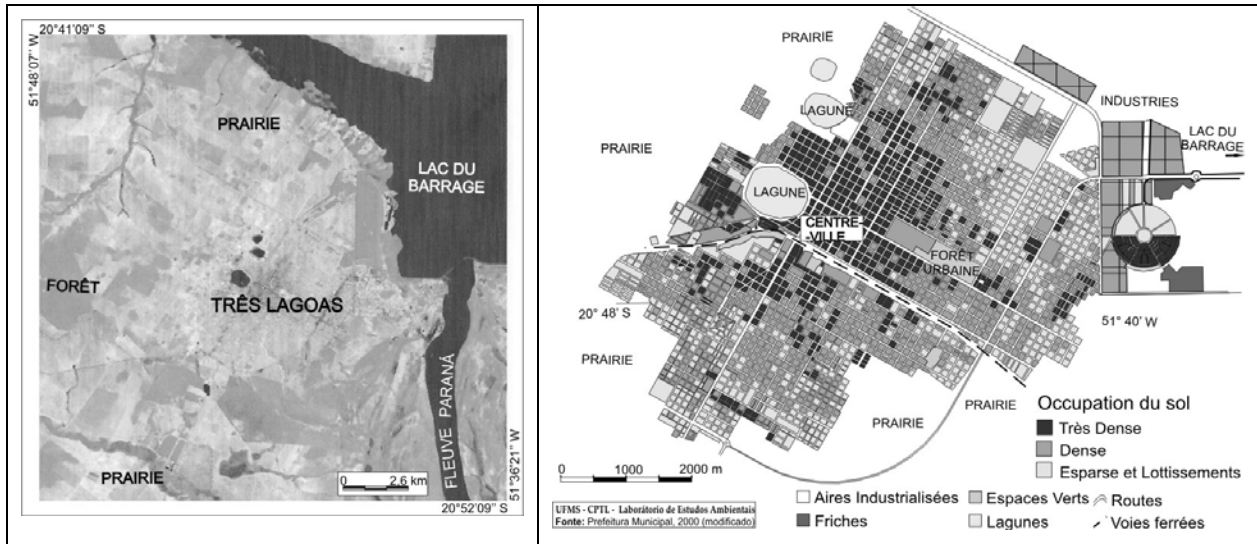


Figure 5 : (a) La ville de Três Lagoas et son environnement rural (Image *Landsat 5*, canaux 3, 4 et 5, 2000) ; (b) Densité de l'occupation de la ville de Três Lagoas (2001).

Au mois de mars 2001 (figure 4a), les températures de surface diurnes sont plus élevées dans le centre-ville et ses environs (quartiers où la plupart des bâtiments sont des maisons à un ou deux étages) que dans la périphérie. Ces températures sont probablement liées à l'occupation du sol en périphérie (figure 5b), où on trouve le plus de terres en friche et de zones inhabitées : ces secteurs sont surtout couverts par des graminées de sorte que le rayonnement solaire est utilisé pour l'évapotranspiration (production de chaleur latente), ce qui entraîne une faible émission de rayonnement d'ondes longues par rapport aux zones occupées plus densément dans le centre-ville et ses environs (figure 5b).

Au mois de septembre 2001, avec les couverts végétaux desséchés où les sols sont plus exposés sur les terres en friche, le rayonnement solaire reçu était probablement utilisé pour l'échauffement de la surface (chaleur sensible) donnant comme résultat plus de rayonnement dans les grandes longueurs d'ondes dans la périphérie de la ville (spécialement dans la portion nord), par rapport à la zone urbaine plus densément occupée (figure 5b). Au-delà, pendant la saison sèche, il est courant de voir l'utilisation du feu pour nettoyer les terrains en friche.

Conclusions et Perspectives

Les thermographies de surface des saisons sèche et humide à Três Lagoas montrent que l'échauffement diurne de la surface peut être très contrastée en fonction des périodes de l'année. La ville est plus chaude que la plupart des zones rurales pendant la saison des pluies et moins chaude pendant la saison sèche.

La recherche montre que les implications sur le champ thermique urbain (température de l'air) peuvent être importantes pendant les deux saisons. Les résultats peuvent être aussi utilisés pour l'étude du champ thermique urbain et pour le choix des points d'observations pour mesurer la variation spatiale de la température de l'air.

La diversité d'occupation du sol à Três Lagoas et dans la périphérie (prairie, forêt, lac, sols sablonneux...) associée aux contrastes micro-topographiques et aux conditions météorologiques (situation anticyclonique ou dépressionnaire) génèrent des conditions climatiques spécifiques à la ville de Três Lagoas.

Remerciements: Nous remercions les organismes *U.S. Geological Survey, Earth Explorer*; Marinha do Brasil; Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (INPE); Agência Nacional de Águas (ANA); *Laboratoire Costel, Université de Rennes 2 (Haute Bretagne), Rennes, France.*

Bibliographie

Chander, G., Markham, B. L., Dennis, I. H., 2009: Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors. *Remote Sensing of Environmet*, **113**: 893-903.

Dumke E. M. S., 2007: *Clima urbano/conforto térmico e condições de vida na cidade: uma perspectiva a partir do aglomerado urbano da Região Metropolitana de Curitiba (AU-RMC)*. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Paraná. Curitiba. 437p.

Landsberg H. E., 1981: *The urban climate*. New York: Academic Press. 285p

Lombardo M. A., 1985: *A ilha de calor nas metrópoles: o exemplo de São Paulo*. São Paulo: Hucitec. 244p.

Mendonça, F. de A., 1994: *O clima e o planejamento urbano de cidades de porte médio e pequeno*. Tese de doutorado. Universidade de São Paulo. São Paulo. 321p.

Mendonça F., Dubreuil V., 2005: Termografia de superfície e temperatura do ar na RMC (Região Metropolitana de Curitiba/PR). *R. RA 'E GA (Curitiba)*, **9**: 25-35.

Monteiro C. A. de F., 1976: *Teoria e Clima Urbano*. (Tese de livre-docência). São Paulo: Instituto de Geografia da Usp. Universidade de São Paulo. 181p. (Série Teses e Monografias, n. 25).

Oke T. R., 1978: *Boundary Layer Climates*. New York, Methuen. 394p.

Salvi L. L., Sakamoto A. Y., Decco H. F., Lima R. C., Quénoil H., 2010a: Température de l'air dans la ville de Três Lagoas (Brésil). *Actes du 23^o Colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, Rennes, : 553-558.

Salvi L. L., Quénoil H., Sakamoto A. Y., Lima R. C., 2010b: Campo térmico da cidade de Três Lagoas: estudos experimentais. *Anais... IX Simpósio Brasileiro de Climatologia Geográfica*, Fortaleza (CE), 11p.

Tarifa J. R., Armani G., 2001: Os climas urbanos. In: TARIFA, J. R. e AZEVEDO, T. R. de (orgs.) – *Os climas na cidade de São Paulo: teoria e prática*. São Paulo: Pró-Reitoria de Cultura e Extensão. Universidade de São Paulo: Laboratório de Climatologia. Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, p. 47-70. (Geosp, Coleção Novos Caminhos, 4).

Voogt J. A., Oke T. R., 2003: Thermal remote sensing of urban climates. *Remote Sensing of Environment*, **86**: 370-384.

Zavatini J.A., 1992: Dinâmica climática no Mato Grosso do Sul. *Geografia (Rio Claro)*, **17 (2)**, 65-91.

LE DEGRE DE CERTITUDE DE LA DATE D'APPARITION DE LA PREMIÈRE ET DE LA DERNIÈRE COUCHE DE NEIGE, DANS LA PLAINE DE L'OUEST DE LA ROUMANIE

ȘERBAN E.¹ et DRAGOTĂ C.S.²

¹ L'Université d'Oradea, Faculté de la Protection Environnementale, Rue Gen. Magheru, nr. 26, Oradea, Roumanie, eugeniaserban@yahoo.com

² L'Institut de Géographie de l'Académie Roumaine, Rue Dimitrie Racoviță, nr.12, Secteur 2, Bucarest, Roumanie, dragotacarmen@yahoo.co.uk

Résumé : Cette étude traite le territoire du nord de la rivière Mureș de la Plaine de l'Ouest de la Roumanie. Pour calculer le degré de certitude on a utilisé les données météorologiques annuelles concernant le premier et le dernier jour où on a enregistré une couche de neige, de trois stations météorologiques avec un ensemble complet de données, pour la période 1961-2000. Le degré de certitude de la première et de la dernière couche de neige a été calculé par la formule de l'écart-type. Il s'en dégage que, dans la Plaine de l'Ouest située au nord du Mureș, existe le risque de formation de la première couche de neige le plus tôt dans la dernière décennie d'octobre. Le risque de production de la dernière couche de neige peut être rencontré dans la dernière décennie d'avril, dans le nord et le centre du territoire, et dans la deuxième décennie du même mois, dans le sud du territoire étudié. L'intervalle du risque d'automne est plus court que celui du risque de printemps.

Mots-clés : la première couche de neige, la dernière couche de neige, le degré de certitude, l'écart-type.

Abstract : *The assurance degree for the first and the last layer of snow, in the Western Plain of Romania.* The present work refers to the territory of the Western Plain of Romania, North of the Mures River. To calculate the assurance degree, annual meteorological data regarding the first and the last day with snow layer were taken from three weather stations with a complete data row, for the time interval between 1961 and 2000. The assurance degree of the first and the last layer of snow has been calculated based on the standard deviation formula. It showed that, in the Western Plain of Romania, North of the Mures River, there is a risk of a first layer of snow in the last decade of October at the earliest. The risk for the last layer of snow to produce can appear in the last decade of April, in the northern and central part of the territory, and the second decade of the same month, in the southern part of the analyzed territory. The interval for the autumn risk is shorter than the interval for the spring risk.

Key words : the first layer of snow, the last layer of snow, assurance degree, standard deviation.

Introduction

La Plaine de l'Ouest de la Roumanie est située dans l'ouest du pays, à l'ouest des Collines de l'Ouest et des Carpates. Elle est délimitée par les parallèles de 45° et 48° N. C'est une plaine, de largeur variable. Elle est orientée approximativement au nord-sud. Cette étude traite le territoire du nord de la rivière de Mureș de la Plaine de l'Ouest de la Roumanie. Sur ce territoire, la couche de neige est plus mince que dans les régions collinaires ou montagneuses, et durant l'hiver elle apparaît sporadiquement. La neige s'étend, quand-même, uniformément, grâce à l'abri offert à ce territoire par la chaîne des Carpates Occidentales, ce qui fait qu'ici les tourmentes de neige soient très rares (Măhăra, 1977).

1. Données et méthodes

Pour calculer le degré de certitude on a utilisé les données météorologiques annuelles concernant le premier et le dernier jour où on a enregistré une couche de neige, au cours de la période 1961-2000, issues des archives de l'Administration Nationale de Météorologie. Le degré de certitude de la première/dernière couche de neige a été calculé par la formule de l'écart-type (la déviation standard, la déviation moyenne carrée de racine etc.) :

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n - 1}}$$

où x_i = le code du jour correspondant à la production de la première/dernière couche de neige,

pour le terme de la file qu'on analyse; \bar{x} = le code du jour correspondant à la date moyenne multi-annuelle de production de la première/dernière couche de neige; n = le nombre total d'années analysées.

La certitude a été calculée pour trois stations météorologiques, qui ont des séries de données complètes : Satu Mare (située au nord de la plaine), Oradea (dans sa partie moyenne) et Arad (à sa limite sud).

2. Résultats et discussions

2.1. Le degré de certitude de la première et de la dernière couche de neige

L'écart-type obtenu a atteint les valeurs de 14,5-18,7 pour les dates de la première couche de neige et de 18,8-21,5 pour celles de la dernière couche.

Le degré de certitude de la première couche de neige a été calculé en échelles de certitude (a), graduées de 1 à 99% (tableau 1). Dans le tableau, la deuxième colonne (b) comprend les valeurs de la variable normale (la distribution gaussienne normale logarithmique), calculées pour les échelles de certitude choisies. La troisième colonne (c) contient les déviations par rapport à la moyenne (en nombre de jours), obtenues en multipliant l'écart-type par les valeurs de la variable normale, conformément à la formule (Cotariu R., cité par Gaceu, 2001) :

$$c = \sigma \cdot b$$

Dans la colonne suivante on a indiqué le code de la date moyenne d'apparition de la première couche de neige (c_m). La date probable de production de la première couche de neige (d) s'obtient par la somme entre le code de la date moyenne (c_m) et les valeurs des déviations par rapport à la moyenne (c) :

$$d = c_m + c$$

Ainsi, conformément à la distribution Gauss, la date moyenne d'apparition de la première couche de neige a un degré de certitude de 50%. Les valeurs supérieures par rapport à celle-ci représentent les dates les plus précoces de l'apparition de la première couche de neige et elles ont des certitudes basses, tandis que les valeurs inférieures à celle-ci indiquent les dates les plus tardives de la formation de la couche de neige et elles ont des certitudes élevées. Les situations d'hasard climatique sont représentées par les dates les plus précoces de formation de la couche de neige, quand la certitude a des valeurs de 1-10%, et elle peut atteindre des valeurs de 40%.

Conformément aux résultats du calcul, à la station Satu Mare (tableau 1), la première couche de neige aurait lieu le plus tôt le 24 octobre et le plus tard le 31 décembre. À Oradea la plus précoce couche de neige, avec une certitude de 1%, s'enregistrerait le 27 octobre, et la plus tardive le 15 janvier. À Arad la neige apparaîtrait le plus tôt le 25 octobre et le plus tard le 21 janvier.

Le calcul de la certitude montre que dans la Plaine de l'Ouest du nord de Mureş, *le risque de formation de la première couche de neige apparaît, au plus tôt, au cours de la dernière décennie d'octobre*, où elle peut alors affecter les cultures agricoles ou les transports. Le risque accompagne aussi son apparition très tardive, au cours de la deuxième décennie de janvier ou au début de la troisième décennie du même mois. L'absence de la couche de neige au cours de la première moitié de l'hiver peut affecter les semis d'automne, parce que ceux-ci manquent de couche isolante thermique qui les protège des gelées et des gelures.

Le calcul du degré de certitude de la dernière couche de neige a été réalisé de la même manière que dans le cas précédent (tableau 2). On observe de nouveau que la date moyenne de

production de la dernière couche de neige a une certitude de 50%. Les valeurs supérieures à cette date représentent les dates les plus précoces de fonte de la dernière couche de neige et elles ont une certitude élevée, tandis que les valeurs inférieures par rapport à celle-ci constituent les dernières couches de neige les plus tardives et elles ont des certitudes faibles.

Tableau 1 : Le degré de certitude de la première couche de neige, dans la Plaine de l'Ouest située au nord du Mureş (1961-2000).

LA STATION	Le degré de certitude (%) (a)	Les valeurs de la variable normale (b)	La déviation par rapport à la moyenne (nr. de jours) (c)	Le code de la date moyenne de la première couche de neige (c _m)	La date probable de l'apparition de la première couche de neige (d)
Satu Mare	1	-2,33	-34	331	24 X
	5	-1,64	-24	331	3 XI
	10	-1,28	-19	331	8 XI
	20	-0,84	-12	331	15 XI
	30	-0,52	-8	331	19 XI
	40	-0,25	-4	331	23 XI
	50	0	0	331	27 XI
	60	0,25	4	331	1 XII
	70	0,52	8	331	5 XII
	80	0,84	12	331	9 XII
	90	1,28	19	331	16 XII
95	1,64	24	331	21 XII	
99	2,33	34	331	31 XII	
Oradea	1	-2,33	-40	340	27 X
	5	-1,64	-28	340	8 XI
	10	-1,28	-22	340	14 XI
	20	-0,84	-14	340	22 XI
	30	-0,52	-9	340	27 XI
	40	-0,25	-4	340	2 XII
	50	0	0	340	6 XII
	60	0,25	4	340	10 XII
	70	0,52	9	340	15 XII
	80	0,84	14	340	20 XII
	90	1,28	22	340	28 XII
95	1,64	28	340	3 I	
99	2,33	40	340	15 I	
Arad	1	-2,33	-44	342	25 X
	5	-1,64	-31	342	7 XI
	10	-1,28	-24	342	14 XI
	20	-0,84	-16	342	22 XI
	30	-0,52	-10	342	28 XI
	40	-0,25	-5	342	3 XII
	50	0	0	342	8 XII
	60	0,25	5	342	13 XII
	70	0,52	10	342	18 XII
	80	0,84	16	342	24 XII
	90	1,28	24	342	1 I
95	1,64	31	342	8 I	
99	2,33	44	342	21 I	

Ainsi, à Satu Mare la dernière couche de neige pourrait être signalée au plus tard le 24 avril (avec une certitude de 1%), et le plus tôt le 26 janvier (avec une certitude de 99%). À Oradea la dernière couche de neige se produirait plus tard qu'à Satu Mare, c'est à dire, le 25 avril, et elle fondrait au plus tôt, le 15 janvier. À Arad, à cause des températures plus élevées, caractéristiques pour les secteurs sud, la dernière couche de neige se signifierait au plus tard le 14 avril et au plus tôt le 14 janvier. On observe la disposition latitudinale des dates de production de la couche de neige, aux trois stations.

En effet, dans la Plaine de l'Ouest située au nord du Mureş apparaît le risque de formation de la dernière couche de neige au cours de la dernière décade d'avril, dans le nord et le centre du territoire et au cours de la deuxième décade du même mois, dans le sud. L'apparition de la couche de neige durant ces intervalles de temps causerait des dommages significatifs aux cultures, aux arbres fruitiers et à la vigne, portant préjudice à l'économie. Comme dans le cas antérieur, la fonte trop précoce de la couche de neige, au cours de la deuxième ou la troisième décade de janvier, peut constituer un risque par le manque du rôle protecteur de la neige pour les semis, qui peuvent être affectés par les gelées fréquentes de février.

Tableau 2 : Le degré de certitude de la dernière couche de neige, dans la Plaine de l'Ouest située au nord du Mureş (1961-2000).

LA STATION	Le degré de certitude (%) (a)	Les valeurs de la variable normale (b)	La déviation par rapport à la moyenne (nr. de jours) (c)	Le code de la date moyenne de la dernière couche de neige (c _m)	La date probable de la disparition de la dernière couche de neige (d)
Satu Mare	99	-2,33	-44	70	26 I
	95	-1,64	-31	70	8 II
	90	-1,28	-24	70	15 II
	80	-0,84	-16	70	23 II
	70	-0,52	-10	70	1 III
	60	-0,25	-5	70	6 III
	50	0	0	70	11 III
	40	0,25	5	70	16 III
	30	0,52	10	70	21 III
	20	0,84	16	70	27 III
	10	1,28	24	70	4 IV
5	1,64	31	70	11 IV	
1	2,33	44	70	24 IV	
Oradea	99	-2,33	-50	65	15 I
	95	-1,64	-35	65	30 I
	90	-1,28	-28	65	6 II
	80	-0,84	-18	65	16 II
	70	-0,52	-11	65	23 II
	60	-0,25	-5	65	1 III
	50	0	0	65	6 III
	40	0,25	5	65	11 III
	30	0,52	11	65	17 III
	20	0,84	18	65	24 III
	10	1,28	28	65	3 IV
5	1,64	35	65	10 IV	
1	2,33	50	65	25 IV	
Arad	99	-2,33	-45	59	14 I
	95	-1,64	-32	59	27 I
	90	-1,28	-25	59	3 II
	80	-0,84	-16	59	12 II
	70	-0,52	-10	59	18 II
	60	-0,25	-5	59	23 II
	50	0	0	59	28 II
	40	0,25	5	59	5 III
	30	0,52	10	59	10 III
	20	0,84	16	59	16 III
	10	1,28	25	59	25 III
5	1,64	32	59	1 IV	
1	2,33	45	59	14 IV	

Suite à l'application de la méthode de travail ci-dessus mentionnée, on a constaté qu'il y a des situations réelles où la couche de neige s'est produite soit plus tôt, soit plus tard que ce qui

est donné par les résultats des calculs du degré de certitude. Ainsi, la première couche de neige la plus précoce s'est produite, à Satu Mare, un jour plus tôt que la date donnée par le calcul et la première couche de neige la plus tardive d'Oradea et Arad a été signalée, en réalité, avec approximativement une à deux semaines plus tard que celle déterminée par calcul.

En ce qui concerne la dernière couche de neige, on peut dire qu'aux stations Satu Mare et Oradea, la couche la plus tardive s'est produite, en réalité, avec deux à quatre jours de retard par rapport à la date obtenue par calcul, et à Arad la dernière couche de neige la plus précoce a été signalée 4 jours plus tôt par rapport à la date calculée. Il en résulte que l'intervalle de formation de la plus précoce et la plus tardive couche de neige est, en réalité, plus long que celui donné par le résultat du calcul. La cause possible de cette erreur pourrait être la série d'années relativement courte, considérée dans ce calcul (40 années), par comparaison à la période de 100 années de la certitude de 1%.

2.2. L'intervalle de risque pour la couche de neige

La couche de neige peut être considérée comme un risque climatique quand elle se produit plus tôt que sa date moyenne d'apparition et plus tard que sa date moyenne de disparition. Dans ces conditions, elle peut avoir des effets négatifs et peut produire des dommages. Ces dates ont lieu respectivement en automne et au printemps. D'habitude, les chutes de neige tardives de printemps ont un degré de risque plus élevé que celles précoces d'automne. Par conséquent, il y a deux intervalles de risque causés par la présence de la couche de neige : l'intervalle du risque d'automne et l'intervalle du risque de printemps (Bogdan, Niculescu, 1999).

L'intervalle du risque d'automne est compris entre la date de la plus précoce couche de neige et la date moyenne de la formation de la première couche, dès le début du semestre froid (Bogdan, Niculescu, 1999). Dans la Plaine de l'Ouest située au nord du Mureş, la durée de cet intervalle est de 33 jours au sud et de 35 jours dans le centre et le nord de la plaine (tableau 3). C'est-à-dire que l'intervalle dure un peu plus d'un mois, entre la fin d'octobre et celle de novembre au nord, à Satu Mare et entre le début novembre et la première décennie de décembre, dans le reste de la plaine.

Tableau 3 : La durée de l'intervalle de risque pour la couche de neige, dans la Plaine de l'Ouest située au nord du Mureş (1961-2000).

Le type de risque	La station	La durée (nr.de jours)	L'intervalle de risque
<i>Le risque d'automne</i>	Satu Mare	35	23.10-27.11
	Oradea	35	1.11-6.12
	Arad	33	5.11-8.12
<i>Le risque au printemps</i>	Satu Mare	48	11.03-28.04
	Oradea	52	6.03-27.04
	Arad	41	28.02-10.04

L'intervalle de risque au cours du printemps est compris entre la date moyenne de la dernière couche de neige et la date de la plus tardive couche de neige, de la fin du semestre froid (Bogdan, Niculescu, 1999). Dans l'ouest du pays, l'intervalle du risque au printemps a une durée de 41-52 jours et dépasse la longueur de l'intervalle de risque en automne, à cause de l'instabilité du temps, spécifique pour la saison de printemps. Il semble que cet intervalle a la durée la plus longue dans le centre de la plaine, à Oradea (plus de 1,5 mois). Ceci est en rapport avec l'altitude plus élevée de la station (136 m), – l'intervalle de risque s'accroît avec l'augmentation de l'altitude (Bogdan, Niculescu, 1999) – mais aussi avec l'emplacement de la station au point de rencontre des plaines et des collines, où l'instabilité de l'air est plus accentuée. La durée la moins longue de l'intervalle de risque au printemps est enregistrée dans

la station sud d'Arad (41 jours), grâce à l'apparition plus précoce des valeurs plus élevées de température, qui ne favorisent pas la formation des chutes de neige et, par conséquent, de la couche de neige.

Dans l'ouest du pays, l'intervalle de risque au printemps est compris entre la fin du mois février et la première décennie d'avril, dans le sud de la plaine et entre la première décennie de mars et la fin d'avril, dans le centre et le nord de la plaine.

Conclusions

Le calcul montre que dans la Plaine de l'Ouest située au nord du Mureș, le risque d'apparition de la première couche de neige correspond à la dernière décennie d'octobre, quand elle peut affecter les cultures et les transports. Le risque de formation de la dernière couche de neige a lieu dans la dernière décennie d'avril, dans le nord et le centre du territoire, et la deuxième décennie du même mois, dans le sud du territoire étudié. L'intervalle de temps du risque d'automne dure entre 33 et 35 jours. Celui du risque de printemps est plus long, il est de 41 à 52 jours, à cause de l'instabilité du temps, spécifique au printemps.

Bibliographie

Berbecel O., Stancu M., Ciovică N., Jianu V., Apetroaie Șt., Socor E., Rogoianu I., 1970 : *Agrometeorologie*. Edit. Ceres, București, 294 p.

Bogdan O., Niculescu E., 1999 : *Riscurile climatice din România*. Edit. Segal-International, București, 280 p.

Bogdan O., Marinică I., 2007 : *Hazarde meteo-climatice din zona temperată. Factori genetici și vulnerabilitate – cu aplicații la România*. Edit. „Lucian Blaga”, Sibiu, 422 p.

Gaceu O., 2001 : *Elemente de climatologie practică*. Edit. Universității din Oradea, Oradea, 197 p.

Măhăra Gh., 1977 : *Câmpia Crișurilor*, în volumul *Câmpia Crișurilor, Crișul Repede, Țara Beiușului*. Edit. Științifică și Enciclopedică, București, 372 p.

Șerban E., 2008 : *Fenomene climatice de risc generate de precipitații în Câmpia de Vest situată la nord de Mureș*. Teză de doctorat, Univ. din Oradea, 372 p..

ANALYSE HISTORIQUE DES HIVERS RIGoureux EN ROUMANIE

TEODOREANU E.

Université d'Ecologie, Bd. Lascar Catargiu nr. 24-26, sc. A, ap. 16, Bucuresti, CP 010672, Roumanie, elena_teodoreanu@yahoo.com

Résumé : *A partir de diverses sources d'information (ex : chroniques, journaux de voyageurs étrangers), nous avons essayé d'analyser l'influence du climat dans le passé (notamment les hivers rudes) sur la vie et la santé des populations de régions de Roumanie (la Valachie, la Moldavie et la Transylvanie).*

Mots clés : *chroniques, voyageurs étrangers, hivers rigoureux, petit âge glaciaire*

Abstract : *Severe winter in the past for Romania. According to various information sources (chronicles, diaries foreign travelers), we tried to detect in the past of the Romanian countries (Wallachia, Moldavia and Transylvania) harsh winters that have influenced the lives and health of inhabitants.*

Keywords : *chronicle, foreign travelers, harsh winters, Little Ice Age*

Introduction

Le climat continental de la Roumanie est caractérisé par des hivers rudes, souvent neigeux, et par des étés chauds avec des sécheresses. De nombreux événements extrêmes comme les hivers rigoureux, ont eu des impacts très néfastes pour la vie de la population.

Les informations sur le climat pendant les siècles passés sont assez rares et proviennent de chroniques moldaves, valaques, hongroises, turques, des journaux des diplomates et des voyageurs étrangers qui ont traversés les pays danubiens.

On peut retrouver, par exemple, les périodes avec des hivers rigoureux, longs, précoces ou tardifs, avec une importante épaisseur de neige, avec des rivières gelés, qui rendaient la vie difficile pour les habitants et pour les voyageurs, ou pour les armées engagées dans des guerres.

1. Les hivers rigoureux sur le territoire roumain dans le premier millénaire

Parmi les hivers les plus durs du premier millénaire, on peut noter les années de 8 à 17 (la période d'exil du poète Ovide sur le bord de la mer Noire) quand le poète a noté dans ses récits des références à un climat inhospitalier : *le Danube gelé, le vin endurci par le froid se coupait avec le couteau, les barbares avec des longs cheveux et de la barbe pleins de glaçons, la violence du Borée et de l'Aquilon, la neige couvrant la terre : « J'ai vu le Pont Euxin lui-même immobile et glacé et ses flots sous leur écorce glissante... j'ai foulé cette mer solide et marché à pied sec sur la surface des ondes... l'Ister transformé en une route de glace »* Mais la citation suivante *« Avant que la première (neige) soit fondue, il en tombe une nouvelle et il est assez commun d'en voir, sur plusieurs points, de deux années différentes »* (trad. par M. Nisard, 1892) doit être considérée uniquement comme une expression poétique, car les autres informations sur le climat local indique la présence d'étés chauds semblables à ceux d'aujourd'hui.

Un hiver dur s'est produit en 763-764, quand durant 4 mois, depuis l'octobre 763 jusqu'à février 764, le Pont Euxin a été gelé jusqu'à une profondeur de 15 m et sur 15 km de rives. A cause de cela, on ne pouvait pas se déplacer à pied ou en charrettes d'Anatolie en Scythie Mineure (Ch. Lebeau, cf. Caillaud, 1819). Cet hiver avait été suivi par une sécheresse dévastatrice.

2. La première moitié du deuxième millénaire

Après une période assez confortable, (à l'exception de l'hiver 1035), au XIII^e siècle, un hiver très rude s'est produit en 1209-1210. La mer a été gelée dans toute la péninsule balkanique. En 1234, le vin a gelé dans les caves. En 1236, le Danube a été couvert par les glaces.

Une période dramatique a eu lieu au cours de la grande invasion Tatare de 1241–1242. L'hiver a été très froid et neigeux. À Noël, le Danube est gelé, le froid s'est propagé dans le sud de l'Europe et, à la suite de l'invasion des Tatares, la combinaison avec la vague de froid a engendré des famines et des épidémies. Ces catastrophes qui ont perduré jusqu'en 1245 ont provoqué un dépeuplement important de la Valachie. (Cernovodeanu, Binder, 1993). Au siècle suivant, on note un hiver froid en 1322-1323, lorsque les rives de la mer Noire ont gelé de nouveau. Durant l'hiver 1330-1331, lorsque le célèbre voyageur arabe Ibn Battûtah a traversé la Dobroudja, par un froid terrible, il indique que lorsqu'il voulait se laver le visage, l'eau gelait instantanément sur sa barbe (Brătescu, 1923)

En 1396, pendant la bataille de Nicopolis entre le peuple turc et les peuples balkaniques et hongrois, la situation était difficile pour l'armée, à cause des conditions météorologiques (précipitations, vents et tempêtes) qui ont fait de nombreux morts (froid et famine). Un autre hiver très froid, en 1399, a été ressenti dans tout le bassin du Danube.

Le XV^e siècle est caractérisé par plusieurs hivers froids : 1407-1408, lorsque le Danube a gelé jusqu'à la mer Noire et 1428-1429, où un hiver froid dans la plaine occidentale a été suivi par un été froid, de sorte que les récoltes de céréales et de raisin ont été fortement détruites. En 1440 -1441-1442, des écrits montrent que, durant l'incursion turque dans les pays roumains, les soldats ont eu les mains et les pieds gelés. En 1443-1444 suit un autre hiver rigoureux en Transylvanie et en Valachie. En 1456, le Danube a gelé, ainsi qu'en 1457-1458 et en 1461-1462, lorsque les Turcs ont franchi le Danube sur la glace, et ont été vaincus par le Prince Vlad Țepeș (connu dans la légende sous le nom de Dracula.) En 1463, le Danube a gelé de nouveau et la neige a atteint la hauteur des chevaux. Autres hivers rigoureux : 1473-1474 et 1474-1475, durant la bataille de Vaslui, entre Ștefan cel Mare (Etienne le Grand) et les Turcs et 1478, quand les Turcs ont traversé le Danube gelé. On note, en janvier 1490, de grandes inondations du Danube et en 1491, une forte mortalité due au froid hivernale.

3. Le petit âge glaciaire

Les historiens roumains ont enregistré, tout au long du XVI^e siècle, environ 22 années avec des hivers rudes et longs: 1502, 1505-06, 1512-13, 1524, 1551, 1553, 1558-59, 1561, 1565-66-67, 1569, avec quelque fois, des précipitations extrêmes (pendant 19 années).

Autres hivers rigoureux : 1659-1660, 1561, 1565-66-67, 1577, 1579, 1683-84-85 et 1688. Le XVIII^e siècle est aussi caractérisé par environ 20 hivers durs : 1700, 1701, 1709, 1720, 1725, 1728-1729, 1732-33, 1738, 1740, 1745-46-47, 1749-50, 1756, 1760-61, 1777, 1781, 1789-1790, 1795.

L'hiver de 1709 a été précoce et dur. Le pasteur suédois Michael Eneman a écrit: *«J'ai quitté le 28 novembre Bender (nord de la Bessarabie), tous à cheval. C'était un froid terrible, jamais en Suède nous n'avons eu un tel froid... Quand nous sommes approchés d'Ismail (Bessarabie méridionale), il n'y avait plus que des traces de neige sur le sol»*. Le diplomate hongrois Pal Raday, voyageant dans le nord de la Transylvanie, a écrit: *« ne pouvant pas avancer en raison de la neige, de la boue et de l'eau, lorsque la nuit est venue, nous avons été obligés de camper dans une forêt... sur ses bords, il y avait des arbres abattus par des*

vents forts ». Un hiver froid et long s'est également déroulé en 1575, quand le messager polonais Andrei Taranovski a écrit : *« dans ces régions, c'est une faim et un manque de nourriture si élevé que les gens s'entre-tuent pour un morceau de pain. Le bétail meurt partout, j'ai perdu huit animaux... Le 26 mars est tombé tant de neige qu'elle atteignait les épaules des gens... »*

En 1580, l'hiver a été dur, comme dit le jésuite hongrois Stephen Szántó : *« Quand je suis arrivé à la frontière de la Transylvanie, j'étais tellement embourbé par des congères de neige, que je ne pouvais voir la route et j'ai tant souffert de froid... Je ne pouvais pas marcher à cause de la violence du vent qui poussait les congères de neige contre nous... »*

Le militaire espagnol Diego Galan, emprisonné par les Turcs, , , a noté, au début de l'hiver 1595 (en octobre) : *« l'hiver est arrivé... le froid était si grand que nos douleurs et maladies ont augmenté... En bref, il neigeait chaque jour et les maladies ont redoublé. Beaucoup des hommes en captivité sont morts. »* Des observations semblables pour cette période ont été notées par l'historien militaire et architecte Filippo Pigafetta.

En 1597, Joris van der Does, ambassadeur de la reine Elizabeth, a écrit : *« Boreu a commencé ce jour-là le 12 décembre, si violent et orageux, mélangé avec de la pluie ... Et cette tempête a été si dure et il était si froid qu'il semblait que nous tous, nos chevaux et chars, ont été transformé en statues de glace... Dès que le Danube a été recouvert d'une grosse couche de glace nous sommes passés sur la surface glacée, même le dimanche de la Circoncision... »*

La dernière calamité du siècle a été en 1598, lorsque, en janvier, les rivières de Transylvanie ont débordé à cause de fortes pluies et de la fonte des neiges. les champs ont été dévastés, les bâtiments ont été endommagés.

Le petit âge glaciaire se caractérise particulièrement au XVII^e siècle, lorsque plus de trente ans ont été considérés comme extrêmement rigoureux, parmi lesquelles : 1602, 1603 (le Danube a gelé), 1616 février (de très basses températures ont provoqué la mort de nombreuses personnes sur le chemin de Hotin, dans le nord de la Moldavie), 1627-1628, 1634-35-36-37.

En 1640, l'hiver a été froid jusqu'au printemps, comme écrit l'envoyé polonais Miaskowski Wojcieh le 18 mars : *« Le dimanche de mi-carême, la neige est tombée pendant la nuit, la terre est complètement couverte »*. On trouve *« des oiseaux gelés dans la forêt... la neige a atteint le genou du cheval »*

En 1645, après de très fortes gelées, des écrits montrent que les gens ont eu les pieds, les oreilles et le nez gelés. L'hiver de 1656-1657 a été extrêmement dur : *« La neige a continué jusqu'à la première journée du Carême qui était le février 9 et beaucoup de bétail a péri par manque de fourrage... alors blizzards et froid, humidité et froid,... même l'huile de tournesol et le vin ont gelé dans des pots... Le Danube a gelé trois fois... jusqu'à ce que la glace ait atteint une épaisseur de neuf mains (2,25 m). Pour être en mesure de prendre de l'eau de la rivière, les habitants ont dû creuser des puits à travers la glace »*. (D'après le récit du Paul de Alep, le connu voyageur et écrivain). Des informations semblables sur le Danube gelé dans cette période ont été notées par Evlia Celebi.

Un hiver rigoureux et long s'est produit en 1732 -1733, jusqu'à la fin du mois d'avril, au cours duquel des loups ont dévoré des hommes.

L'hiver de 1740 a été enregistré dans de nombreux documents comme un hiver très rigoureux, avec de la neige jusqu'à la fin d'avril, avec la mort d'animaux, peu de nourriture, des pillages et la destruction de la vigne par le gel. Kelemen Mikes a écrit : *« ici (à Bucarest) l'hiver est terrible. Il a commencé le 18 octobre, puis la neige et le froid ont augmenté et le*

froid est devenu désastreux. C'est comme si nous étions arrivés en Laponie, près de l'océan Arctique, parce que personne ne se souvient d'un hiver si dur. Et c'est la situation dans toute l'Europe... ». Le chroniqueur moldave Ion Neculce a noté: « *C'était un hiver dur avec de la neige à hauteur de la taille. La neige est tombée du Vendredi Saint jusqu'à la Saint George. Le bétail est mort parce qu'il n'avait pas de foin, à cause de la pluie. Et les Russes ont mangé tout ce qu'ils ont trouvé.* »

Autres hivers remarquables : en 1783, hiver dur « du blizzard et de la neige jusqu'aux toits des maisons » (Cernovodeanu, Binder, 1993) ; en 1784, la couche de neige, en fondant, a provoqué le débordement des rivières, suivie d'un hiver précoce; 1787, *hiver rigoureux, famine, pillages, les gens mangeaient du pain fait d'orties, d'écorces d'arbres, d'épis de maïs, on consigne la mort de nombreux troupeaux de moutons.*

L'hiver de 1789-1790 a commencé au début de novembre, avec des tempêtes de neige et du froid. Le voyageur et l'écrivain allemand Johann Lehmann a écrit : « *Un hiver terrible a commencé, les paysans ont été bloqués sur la route couverte de neige, la neige a dépassé l' hauteur des maisons, la nourriture et les provisions ont été enterrés dans la neige... l'hiver a maintenu la population dans la pauvreté et le besoin, et le résultat a été, comme toujours, la maladie.* »

En 1795, on a enregistré un hiver sec et froid, des températures de -30°C en Transylvanie, gel des rivières.

4. Les XIX^e et XX^e siècles

Pendant le siècle suivant, il semble que les hivers sont moins rudes, mais on remarque quand même quelques périodes hivernales marquées : l'année 1802 avec un hiver dur et avec beaucoup de neige, 1818, 1858 (très long), 1864, 1874, 1880, 1888, 1893, 1896 (spécialement en janvier)

Pendant le XX^e siècle, on a constaté des hivers très froids en : 1928-1929, 1939-1940, 1941-1942, 1946-1947, 1953-1954, 1962-1963, 1963-1964, 1966-1967, 1968-1969, 1984-1985, 1986 -1987, 1995-1996. On a enregistré de températures absolues minimales, au-dessous -30°C en février 1929, dans de nombreuses localités, en particulier en Transylvanie, et en janvier 1942, dans la plaine roumaine. Le minimum absolu de -38,50 C a été enregistré le 25 janvier 1942 à Bod - Braşov, dans une dépression des Carpates, suivi par -38°C le 10 février 1929, au Pic Omu, dans les monts Bucegi.

Conclusion

Les conditions historiques en Roumanie, spécialement au Moyen Age, étaient difficiles, avec beaucoup d'invasions étrangères, une grande pauvreté des habitants et d'importants problèmes sanitaire. Avec de telles conditions, les hivers froids étaient de vraies calamités pour la population, avec de conséquences graves: famine, maladies, décès.

Parmi les hivers les plus rigoureux du passé, on a mentionné ceux de la période du XV^{ème} au XVIII^{ème} siècle, pendant lesquels la durée de l'hiver a souvent dépassé 3-5 mois, la neige a atteint plus de 2 m de haut et le Danube ainsi que la mer Noire ont été gelés. Dans de telles conditions la mortalité a été extrêmement élevée.

Par comparaison, les hivers rigoureux en Europe occidentale et en Europe orientale se sont produits dans des conditions climatiques similaires : 1408, 1456, 1580, 1597, 1658, 1709, 1740 etc. Mais il y a des années dans les quelles on remarque un hiver rigoureux en France (1322-23, 1438,1560, 1586, 1693 etc.) mais on ne trouve aucune note pour la Roumanie, donc il est difficile de savoir si l'hiver oriental a été doux ou rude

Bibliographie

- Brătescu C., 1923 : Ibn Batutah, un călător arab prin Dobrogea în secolul XIV, *Analele Dobrogei*, Anul IV, nr. 2
- Caillaud A., 1819 : *Abrégé de l'histoire du Bas Empire de Lebeau, depuis Constantin le Grand jusqu'à la mort de Mahomet II*, P. Bruno-Labbe
- Cernovodeanu P., Binder P., 1993 : *Cavalerii Apocalipsului. Calamitățile naturale din trecutul României (până la 1800)*, Edit. Silex, București, 255 p.
- Cioran E., 1900 : *Paul de Alep, Călătoria Patriarhului Macarie de Antiohia în Țara Românească*, București
- Ghermanschi A., 1987 : *Cronicari moldoveni*, Col. Columna, Edit. Militara. București, 398 p
- Gregorian E., 1988 : *Cronicari munteni*, Col. Columna, Edit. Militara. București, 350 p.
- Guboglu M., Mehmed M., 1966- 1967 : *Cronici turcești*, vol I-II, Edit. Academiei R.S.R, București
- Holban M., 1966 – 2000 : *Călători străini despre Țările Române*, vol. I -X , Edit. Științifică, București
- Lamb H.H., 1977 : *Climate, Present, Past and the Future*, Methuen and Co LTD, London, 835 p
- Le Roy Ladurie Emm., 1983 : *Histoire du climat depuis l'an mil*, vol. I-II, Flamamarion
- Le Roy Ladurie Emm., 2004 : *Histoire humaine et comparee du climat. I. Canicules et glaciers (XIII^e-XVIII^e siècle)* Fayard, Paris, 740 p.
- Ovide, 1892 : *Oeuvres completes*, Ed. bilingue, trad. en francais sous la direction de M. Nisard, Chez Firmin-Didot et C-ie Libr., Paris
- Pfister Chr., 1999 : *Wetternachhersage, 500 Jahre Klimavariationen und Naturkatastrophen (1496-1995)*, Verlag Paul Haupt, Bern, Stuttgart, Wien, 304 p.
- Teodoreanu E., 2005 : Le poète latin Ovide et le climat du Pont Euxin, *XVIII^e Colloque International de Climatologie*, « Climat urbain – Ville et architecture », Genova, 263 - 266
- Teodoreanu E., 2010 : Observations preliminaires sur le petit âge glaciaire en Roumanie, *XXIII^e Colloque International de Climatologie*, « Risques et changement climatique », Rennes, 601 - 605
- Topor N., 1964 : *Ani ploioși și secetoși*, Inst. Meteorologic, București, 304 p.

VARIABILITÉ BASSE FRÉQUENCE DES HIVERS EN EUROPE DEPUIS 1870

TOURRE Y.^{1,2}, BORCHI F.¹, SOUBEYROUX JM.¹, ET VINIT F.¹

¹ Météo-France, Direction de la Climatologie, AVH Toulouse, France

² Lamont-Doherty Earth Observatory (LDEO) of Columbia University, Palisades, NY, USA

Résumé : Les fluctuations des anomalies de températures d'hiver en Europe sont analysées. La variabilité basse fréquence est comparée à celle de l'Oscillation Multi-décennale Atlantique (AMO) et de l'Oscillation Quasi-Décennale (QDO). Les deux fluctuations décrivent 22.3% de la variance des températures d'hiver. La température de la surface de l'océan (SST) est en opposition de phase avec la pression atmosphérique: fluctuation rappelant celle de l'AMO. De plus, des hivers doux se rencontrent quand l'AMO est <0 et l'Oscillation Arctique (AO) >0. Ces hivers qui ont dominé de 1988 jusqu'en 2008 correspondent aussi à un vortex polaire fort. Certains mécanismes physiques océanique et stratosphérique sont discutés. Ces mécanismes pourraient être modifiés par la variabilité anthropique du climat.

Mots Clés : Oscillation Multi-décennale Atlantique, Oscillation quasi-décennale, Oscillation Arctique

Abstract : *Low-frequency european winters variability since 1870.* European winter temperature anomalies are analyzed. The low-frequency variability is compared to that of the Atlantic Multi-decadal Oscillation (AMO) and the Quasi-decadal Oscillation (QDO). They both describe 22.3% of the winter temperature total variance. The northern Atlantic Sea Surface Temperature (SST) is out-of-phase with Atlantic Sea Level Pressure (SLP) and European winter temperatures (fluctuation reminiscent of the AMO). Winters warming occur when negative AMO overlap positive Arctic Oscillation (AO). Moreover from 1988 until 2008 winters were milder with a strong polar vortex. It is argued that both Atlantic Ocean and Arctic stratosphere modulate the low-frequency variability of European climate winters. While some physical mechanisms are discussed, anthropogenic climate change could modify the slow thermohaline circulation and the Arctic stratospheric circulation.

Keywords : Atlantic Multi-decadal Oscillation, Quasi-decadal Oscillation, Arctic Oscillation

1. Introduction

Les études sur la variabilité naturelle basse fréquence du climat sur le bassin Atlantique mettent en évidence deux fluctuations au 20^{ème} siècle: l'Oscillation Multi-décennale Atlantique (AMO, de 30 à 80 ans) associée à la circulation thermohaline (THC, Delworth and Mann, 2000) et l'Oscillation Quasi-Décennale (QDO, de 8 à 14 ans). Ces fluctuations ont été identifiées également dans les différents enregistrements paléoclimatologiques. Il a été montré que des actions combinées de ces signaux modulent la variabilité climatique en Europe, la sécheresse Sahélienne et l'indice de destruction des cyclones (Tourre et al. 2010).

La dernière longue période correspondant à des phases positives de l'Oscillation Arctique (AO) a commencé en 1988. Cependant des réchauffements stratosphériques rapides (SSW) ont eu lieu et certains hivers (comme 1996 et les hivers récents de 2010 et 2011) ont été associés à une AO et une Oscillation Nord Atlantique (NAO) négatives. Ces situations avec un vortex polaire plus faible sont favorables à des échanges méridiens de masses d'air et donc à des invasions d'air polaire sur l'Europe.

A l'horizon des 30 prochaines années et en supposant que la variabilité naturelle du système climatique restera du même ordre de grandeur que celui du changement climatique (CC), la description et la compréhension de cette variabilité sera essentielle pour aborder les défis de la prévisions décennale. C'est l'un des buts de cette étude où les variations de la température de surface de l'Atlantique Nord (SST) ainsi que d'oscillations climatiques (AMO, QDO, AO/NAO parmi d'autres) sont analysées pour la période 1870-2010.

2. Données et Méthodes

2.1 Jeux de données

Les données de température d'hiver pour la France (période de décembre à février) sur la période sont issues des séries homogénéisées de Météo-France (1900-2000). Soixante-dix séries chronologiques (avec minima et maxima) réparties sur le territoire sont utilisées. Ces données sont complétées par celles des températures en Europe pour la période 1870-2010, de 10°E à 20°W et de 35°N à 60°N sur un grille de 5°x5°, obtenues à partir du Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut (KNMI) (<http://climexp.knmi.nl>, CRUTEM3). La température de surface de l'océan (SST) est moyennée sur une grille de 1°x1° à partir de HadSST1.1, du méridien de Greenwich à 70°W et de l'équateur à 70°N. L'indice du tripôle de la SST Atlantique est celui de Paeth. L'indice NAO est disponible sur le site <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/nao/nao.dat>. Toutes les anomalies mensuelles sont calculées à partir de la moyenne 1961-1990. D'autres indices climatiques tel que l'AO, l'AMO se trouvent sur le site www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/.

2.2 Méthodes

L'analyse statistique en spectre singulier (SSA) est utilisée pour analyser la température de l'air, la SST Atlantique (et tripôle), ainsi que la série NAO. Vingt fonctions empiriques orthogonales (EOFs) sont retenues. Elles représentent 67%, 65%, 85% et 61% de la variance totale, respectivement. La SSA permet d'identifier un signal climatique, testé par rapport à l'hypothèse nulle de bruit rouge. Les valeurs propres sont obtenues à partir de la matrice de covariance décalée et de dimension M. A partir des 140 éléments des séries chronologiques on choisit une valeur de $M=140/3.5 = 40$ ce qui réduit le bruit considérablement. Les valeurs propres sont organisées en ordre décroissant et les paires représentent des fluctuations climatiques. Finalement un modèle linéaire de régression multiple permet d'établir les liens statistiques et les relations entre la NAO, le tripôle SST et les modes oscillatoires de la température d'hiver en Europe.

3. Résultats

La Figure 1 montre les anomalies normalisées des températures d'hiver en France et en Europe (par rapport à la moyenne 1961-1990). La corrélation est de $r = 0,92$. Aucune tendance n'est apparente de 1900 à 1987, alors qu'un saut brutal apparaît en 1988 et demeure jusqu'en 2008. Ce saut justifie l'augmentation moyenne linéaire de la température d'hiver de 1°C au 20^{ème} siècle. Le réchauffement rapide des hivers Européens depuis la fin des années 1980 est en bonne correspondance avec les valeurs persistantes et positives de l'AO (et de sa signature Atlantique : la NAO) et ce jusqu'en 2008.

Puis les anomalies de la température d'hiver en Europe (sans la tendance) et de la NAO sont comparées (Figure 2, corrélation $r = 0,61$). Les hivers rigoureux de 1895, 1942, 1955, 1963 (jusqu'à -2°C d'anomalies) sont facilement identifiables. Ils ont lieu quand la NAO est fortement négative (1895, 1995) ou reste négative pendant quelques années (1940-1943; 1953-1972). Les valeurs fortement négatives de la NAO (1918, 1936, 1969, 1995, 2010) représentent 40 à 60% des fréquences de régime NAO<0 (Compo et al. 2011). Les périodes avec les anomalies de température positives (1909 à 1930, 1917 mis à part, et de 1988 à 2008) correspondent à une NAO la plupart du temps positive. Les années 1917, 1993, 2006 et 2010 où la NAO est fortement négative (flèches, Figure 2) correspondent à des hivers très froids parmi des périodes d'hivers plus doux avec une AO positive (1903-1914 et 1988-2008).

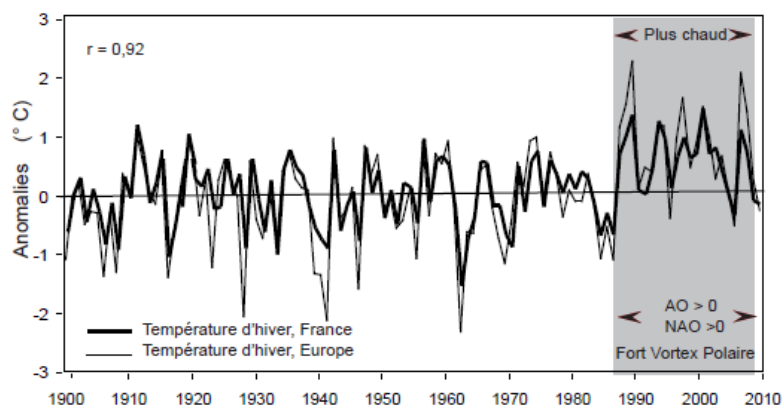


Figure 1 : Anomalies des températures d’hiver (à partir de la moyenne 1961-1990) en France et en Europe de 1900 à 2010. La zone grisée souligne la période avec des hivers plus doux, un vortex polaire fort et des AO/NAO >0.

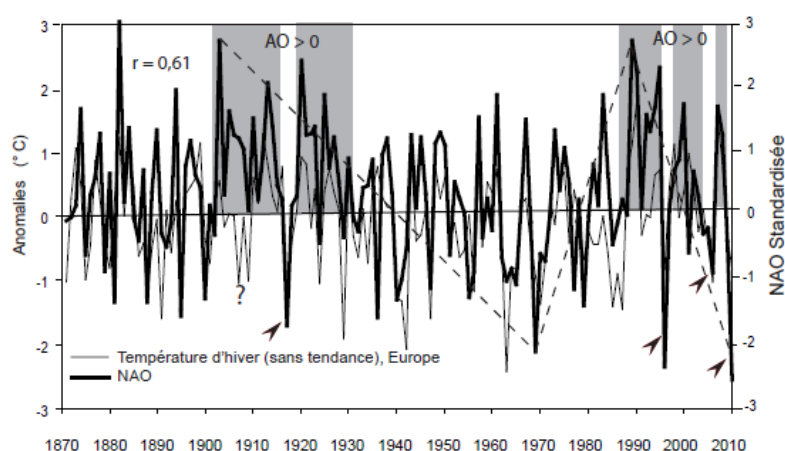


Figure 2 : Anomalies des températures d’hiver en Europe (sans la tendance) et de la NAO de 1870 à 2010. Les lignes tiretées montrent les grandes variations de la NAO au 20^{ème} siècle. Les zones grisées sont pour les périodes d’AO>0. Les flèches soulignent les hivers rigoureux pendant les périodes d’AO>0.

3.1 Variabilité basse fréquence des hivers Européens

Une analyse en SSA permet d’évaluer la variabilité basse fréquence des fluctuations climatiques. La Figure 3a montre l’évolution de la SST dans l’Atlantique Nord, de la NAO et des températures d’hiver en Europe. L’EOF 2 est gardée pour la SST (20% de la variance totale), les EOFs 7 et 10 sont conservées pour la variabilité basse fréquence de la NAO (6,5% de la variance totale), les EOFs 1 et 2 pour la température de l’air (17% de la variance totale). Une période semblable à celle de l’Oscillation Multi-Décennale (MDO) est présente dans les trois séries. L’opposition de phases entre les séries de SST et NAO est évidente. La SST change de phase (1870-1895 phase positive; 1896-1932 phase négative; 1933-1968 phase positive; 1969-2001 phase négative) quand l’AMO change aussi de phase. Les températures des hivers Européens changent aussi de phase en 1902, 1929, 1982 et suivent donc la variabilité basse fréquence de la SST/NAO. Les maxima de SST précèdent ceux des températures européennes de quelques mois à 1 an (corrélation $r = 0,83$). Quand l’AMO est négative ainsi que la phase de la composante SST, et l’AO positive, on constate une prédominance d’hivers plus doux.

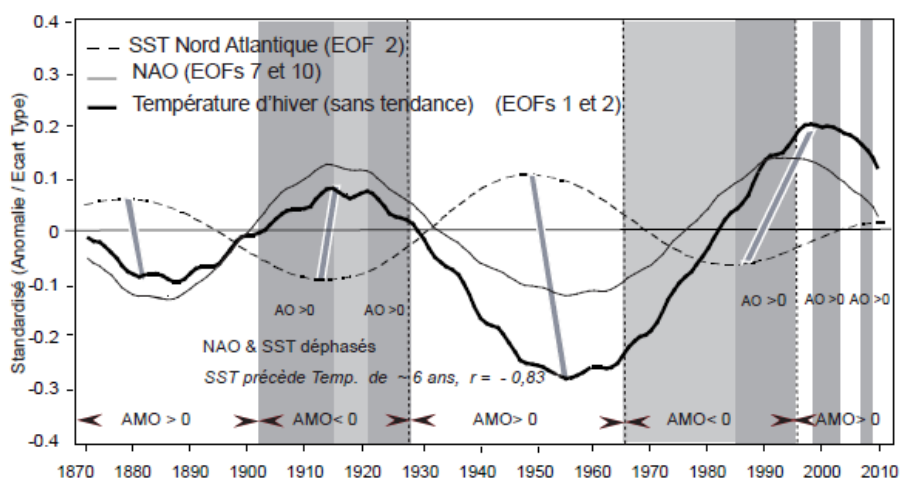


Figure 3a : L'Oscillation Multi-Décennale : Anomalies de SST standardisées (EOF #2, ligne pointillée), NAO (EOFs 7 et 10, ligne noire fine), températures (EOFs 1 et 2, ligne noire épaisse) de 1870 à 2010. Les phases de l'AMO sont indiquées avec les zones grisées pour l'AMO <0. Les périodes d'AO >0 sont en gris plus sombre.

Dans la Figure 3b, on conserve les EOFs 3 et 4 pour le tripôle de la SST (10% de la variance totale), les EOFs 19 et 20 pour la NAO (3,3 % de la variance totale), et les EOFs 10 et 11 pour les températures d'hivers (5,3% de la variance totale). Ces EOFs représentent la QDO (~13,3 ans). La composante quasi-décennale de la NAO a des phases positives qui précèdent les phases positives de la SST ($r = 0,78$ avec un décalage de 1 an) jusqu'en 1980. Ainsi les EOFs 1 et 2 (avec la tendance) et les EOFs 10 et 11 pour la variabilité AMO + QDO des températures d'hiver (Figures 3a et b) représentent 22,3% de la variance totale.

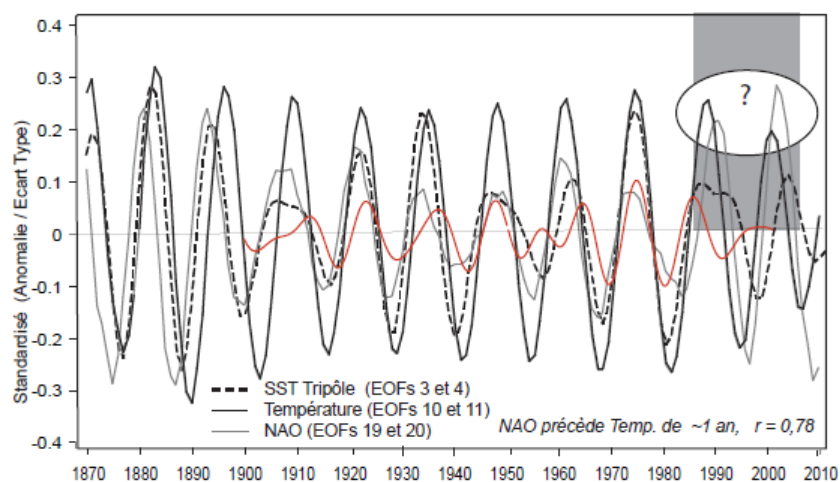


Figure 3b : L'Oscillation Quasi-Décennale (~13,3 ans): valeurs standardisées pour le tripôle SST (EOFs 3 et 4, ligne pointillée), NAO (EOFs 19 et 20, ligne grise), température (EOFs 10 et 11, ligne noire épaisse). La ligne rouge correspond à la variabilité quasi-décennale de SST/SLP dans le bassin Atlantique (Tourre et al. 2010).

3.2 Le modèle de régression multi-linéaire

Dans le modèle de régression multi-linéaire basses fréquences, les séries chronologiques des EOFs 7+10 pour la NAO, EOFs 3+4 pour le tripôle SST et EOFs 1+2 (avec la tendance) des températures, sont utilisées. EOFs 1+2 (multi-décennale avec la tendance) et EOFs 10+11 (quasi-décennale) sont donc les prédictandes de la basse fréquence du climat. On obtient:

$$\begin{aligned}\text{Température brute} &= 0,72 x_1 + 1,48 x_2 + 1,10 x_3 - 0,15 \\ \text{Température basse fréquence} &= 0,39 x_1 + 1,17 x_2 + x_3 - 0,021\end{aligned}$$

Avec x_1 = EOFs 7+10 pour la NAO ; x_2 = EOFs 3+4 pour le tripôle SST décalé d'un an et x_3 = EOFs 1+2 (avec tendance linéaire) pour la température d'hiver. Les variances multi-linéaires sont respectivement de 0,24 et 0,88 pour la température brute et les basses fréquences (avec tendance). La NAO, le tripôle SST, et la tendance linéaire représentent respectivement 8%, 4% et 15% de la variance totale de la température brute.

4. Discussion et Conclusion

Les influences de deux signaux climatiques sur les intensités des hivers en Europe ont été montrées. Pour le signal multi-décennal (OMD/AMO/NAO), deux périodes avec des hivers moins (plus) froids sont identifiées : 1) 1905-1928 (1870-1905) et 2) 1985-2008 (1928-1982). La variabilité basse fréquence de la SST dans l'Atlantique nord est successivement plus chaude (1870-1895), plus froide (1895-1930), plus chaude (1930-1970) et plus froide (1970-2004). Ces périodes correspondent aux phases de l'AMO, avec un rôle modulateur de la circulation thermohaline (THC). La composante multi-décennale de la NAO associée aux anomalies de flux de chaleur dans la mer du Labrador pourrait moduler ainsi la Cellule Océanique Méridienne (MOC). La SST et la NAO en opposition de phase implique une rétro-action négative de l'océan Atlantique sur la troposphère. Ainsi les mécanismes physiques de la MDO/AMO pourraient être: 1) une évolution lente de la THC Atlantique 2) une rétro-action négative de la signature en surface de la THC sur la composante de la NAO.

La persistance des phases positives de l'AO et de la NAO correspond à des périodes où les hivers en Europe sont moins froids (1905-1915 et 1985-2000, quand l'AMO est aussi négative). Ceci indique le rôle additionnel joué par le vortex polaire stratosphérique pendant les phases positives de l'AO/NAO (Douville, 2009). En effet, il a été proposé qu'un vortex polaire fort soit associé à des effets baroclines, dont les rétro-actions positives contribuent à des périodes relativement longues d'AO positive (Tanaka and Tokinaga, 2002). Finalement ces périodes correspondent à une stratosphère plus froide (Randel and Wu, 1999).

La composante quasi-décennale de la MOC pourrait aussi jouer un rôle sur les rétro-actions négatives (Latif et al. 2007). Une forte MOC pourrait entraîner des eaux plus douces plus au nord et contribuer à un renversement de la THC. Mise à part la période 1985-2005 (AO >0), une NAO >0 correspond à un tripôle positif de la SST (anomalies positives à l'est des USA jusque dans la mer des Sargasses, anomalies négative à l'est de Terre Neuve et Mer d'Irminger, anomalies positives dans l'Atlantique tropical nord). La variabilité basse fréquence de la troposphère est donc influencée par celle de l'océan et de la stratosphère. Le CC pourrait modifier ces résultats dans un futur proche. En effet des études récentes montrent que l'activité des ondes dans l'hémisphère d'hiver, est accélérée par la concentration des gaz à effet de serre (Haklander et al. 2008).

Bibliographie

Compo G.P., Whitaker J.S., Sardeshmukh P.D., Matsui N., Allan R.J., Yin X., Gleason B.E., Vose R.S., Rutledge G., Bessemoulin P., Brönnimann S., Brunet M., Crouthamel R.I., Grant A.N., Groisman P.Y., Jones P.D., Kruk M., Krug A.C., Marshall G.J., Maugeri M., Mok H.Y., Nordli Ø., Ross T.F., Trigo R.M., Wang X.L., Woodruff S.D., Worley S.J., 2011 The Twentieth Century Reanalysis Project. *Quarterly J Roy Meteorol Soc* **137**, 1-28, doi: 10.1002/qj.776

Delworth T.L., Mann M.E., 2000 Observed and simulated multi-decadal variability in the Northern Hemisphere. *Clim Dyn* **16**, 661-676

- Douville H., 2009 Stratospheric polar vortex influence on Northern Hemisphere winter climate variability. *Geophys Res Lett* **36**, doi:10.1029/2009GL039334
- Haklander A., Siegmund P.C., Sigmond M., Kelder H.M., 2008 How does the northern-winter wave driving of the Brewer-Dobson circulation increase in an enhanced-CO2 climate simulation? *Geophys Res Lett* **35**, L07702 doi:10.1029/2007GL033054
- Latif M., Böning W., Willebrand J., Biastoch A., Alvarez-Garcia F., Keenlyside N., Pohlmann H., 2007 Decadal to multidecadal variability of the Atlantic MOC : mechanisms and predictability. *AGU Geophys Monograph Series* **173**, 149166 doi:10.1029/173GM11
- Randel W.J., Wu F., 1999 Cooling of the Arctic and Antarctic polar stratospheres due to ozone depletion. *J Clim* **12**, 1467-1479
- Tanaka H.L., Tokinaga H., 2002 Baroclinic instability in high latitudes induced by polar vortex: A connection to the Arctic Oscillation. *J Atmos Sci* **59**, 69-82
- Tourre Y.M., Paz S., Kushnir Y., White W.B., 2010 Low-frequency climate variability in the Atlantic basin during the 20th century. *Atmos Sc Lett* **11** , 180-185, doi : 10.10021/asl.265

LES ORIGINALITÉS CLIMATIQUES DE LA DORSALE TUNISIENNE

TRABELSI H.

71, rue Bir Zitoun 1130 TEBOURBA .TUNISIE.

Tel : +216.96.147.909. Fax : +216.71.600.910 E – mail : trabelsi_hanen80@yahoo.fr

Résumé : *La Dorsale tunisienne se présente comme des alignements montagneux plus ou moins remarquables s'étendant du centre ouest de la Tunisie centrale jusqu'à l'extrémité du Cap bon au nord est. Sa disposition, son altitude et sa continentalité constituent les principaux facteurs de son originalité climatique. Dans la présente étude on va évoquer deux points fondamentaux : les caractéristiques de ces facteurs de l'originalité climatique de la Dorsale tunisienne et les particularités de l'originalité de cette entité géographique.*

Mots clés : *Dorsale tunisienne, originalité climatique, région climatique, bioclimat.*

Abstract : *The Tunisian Dorsal looks like remarkable mountainous alignments. It is expanding from the west of the central Tunisia to the extremity of the Cap Bon in the northern east. Its tendency, height and continentality constitute the principal factors of the climatic originality. This study shows two fundamental points: the characteristics of the factors of the climatic originality of the Tunisian Dorsal and the particularity of the originality of this geographic entity.*

Keywords : *Tunisian Dorsal, climatic originality, climatic region, bioclimat*

Introduction

La Dorsale tunisienne se présente comme des alignements montagneux plus ou moins remarquables s'étendant de l'Ouest de la Tunisie centrale jusqu'au l'extrémité du Cap bon. Elle sépare deux régions climatiquement bien individualisées : la Tunisie du Nord et la Tunisie du centre. Elle constitue, elle-même naturellement et climatiquement, une entité bien distinguée et bien individualisée. La disposition Sud Ouest/Nord Est, l'altitude, la continentalité, le contraste entre une face septentrionale humide et fraîche et une face méridionale plus sèche et plus chaude constituent les principaux facteurs qui ont façonné les originalités climatiques et par conséquent naturelles de cette entité. La Dorsale, ainsi caractérisée, représente un espace transitoire entre le bioclimat subhumide au Nord et le bioclimat aride au Sud. Une telle situation explique que la Dorsale appartient dans sa majeure partie à l'étage bioclimatique semi-aride, avec un certain nombre de variantes en rapport avec des différences d'altitude et de latitude. En effet, du fait de l'altitude des massifs montagneux, de la continentalité croissante vers l'ouest (et inversement de l'influence maritime à l'est), de l'augmentation de l'aridité vers le sud et enfin de l'opposition de versants, le semi-aride caractérisant cet ensemble est loin d'être un ensemble climatique homogène et présente une diversité graduelle prononcée. C'est dans ce contexte, que cette étude essaye de dégager toutes ces originalités climatiques et les facteurs qui en sont à l'origine.

Les données utilisées dans cette étude proviennent essentiellement de l'Institut National de la Météorologie et des différents services s'intéressant à la Dorsale relevant du Ministère de l'Agriculture et des ressources hydrauliques (MGRH) (directions ; D.G.B.G.T.H .et D.G.R.E.) et du Ministère de l'environnement et de l'Aménagement du territoire.

1. Les facteurs de l'originalité climatique de la Dorsale tunisienne

Trois principaux facteurs expliquent l'originalité climatique de la Dorsale tunisienne.

1.1. La disposition et l'extension

La dorsale tunisienne est formée par une série des massifs montagneux dirigés du sud ouest au nord est. Elle s'achève dans la région du Grand Tunis et au Cap Bon (Figure 1). Par cette disposition, elle coupe la Tunisie en diagonale, constituant ainsi, une limite marquée entre la

Tunisie tellienne-montagneuse, pluvieuse et forestière- et la Tunisie steppique et présaharienne sèche et sans relief remarquable. En outre, elle forme une barrière aux influences climatiques septentrionales et méridionales. Une telle disposition et extension ne peuvent que participer à la configuration d'une entité géographique et climatique bien distincte.

1.2. L'altitude : un facteur climatique déterminant

La Dorsale vient de dorsum (dos en latin). Certes, cette appellation implique l'importance de l'altitude de cette entité géographique. En effet, la Dorsale englobe les sommets les plus élevés de la Tunisie. A noter que l'altitude de ces sommets diminue du centre ouest au nord est. L'extrémité nord-est de la Dorsale (Cap Bon) s'individualise par l'infléchissement des reliefs, moins prononcés, par l'influence méditerranéenne. On distingue dans ce cadre essentiellement les Jbals suivants (Tab.1) :

Tableau 1 : Les Jbals les plus élevés de la Dorsale

Jbals	Altitude en m.
J. Chaâmbi	1544
J.Bireno	1419
J.Barbou	1322
J.Bargou	1268
J.Zaghouan	1295
J.Ressas	795
J.Sidi Abderrahmane	637



Figure 1 : Disposition et extension de Dorsale
Source : Atlas l'eau en Tunisie, 2008

« Ces sommets interceptent... les flux humides et occasionnent une augmentation de la pluie par rapport aux plaines et plateaux du Haut Tell. La Dorsale correspond « ainsi », à une limite pluviométrique nette entre le domaine tellien au nord et le domaine steppique de la Tunisie centrale » (Atlas l'eau en Tunisie, 2008).

De même ces altitudes élevées adoucissent clairement les températures maximales.

1.3. La continentalité

La continentalité est une donnée géographique essentielle de la Dorsale tunisienne. Ce facteur découle essentiellement de :

- L'éloignement de la Dorsale par rapport à la façade maritime de l'Est et du Nord de la Tunisie.
- La massivité des Jbals au fur et à mesure qu'on s'éloigne vers le Centre ouest.
- L'effet " barrière " exercé par les monts de Kroumirie et par la ligne de crête majeure, en bordure orientale.

2. Les particularités climatiques de la Dorsale tunisienne

Il s'agit dans cette partie de dégager les caractéristiques en relation avec les facteurs de l'originalité climatique de cette entité géographique.

2.1. La Dorsale et la température

Trois niveaux vont être abordés à ce propos (Figure 2): l'échelle de la température moyenne annuelle, l'échelle de la température maximale moyenne du mois d'Août et l'échelle de la température minimale moyenne du mois de janvier.

▪ A l'échelle de la température moyenne annuelle la Dorsale constitue la région la plus fraîche de la Tunisie. En effet, les valeurs dépassent à peine les 17 degrés. A Thala par exemple, on a enregistré 15,2°C. Partout dans cette région les températures moyennes annuelles varient entre 15 et 17 °C. Si les coulées froides de l'hiver peuvent envahir toute la Tunisie, la topographie se présente comme le facteur déterminant de la distinction de la Dorsale à ce niveau

▪ A l'échelle de la température maximale moyenne du mois d'août le schéma n'est pas trop modifié. La Dorsale se distingue toujours par son homogénéité thermique. Elle renferme les moyennes les plus basses. La température maximale moyenne du mois d'Août dépasse légèrement les 32°C à l'image de la frange littorale septentrionale. Les effets de l'adoucissement thermique des altitudes topographiques se manifestent clairement. A l'extrémité nord est, ils se combinent avec les effets de la mer pour prolonger les températures adoucies à la totalité du Cap Bon.

▪ A l'échelle de la température minimale moyenne du mois de janvier la Dorsale connaît les moyennes les plus basses. Dans la majorité de cette entité géographique ces moyennes dépassent légèrement les 4°C. La combinaison des effets des altitudes et de la continentalité en janvier détermine ces températures. Cependant, ces effets combinés diminuent rapidement à partir de la barrière de Zaghouan. Dans l'extrémité nord est de la Dorsale (Cap Bon) les effets de la mer prennent la relève.

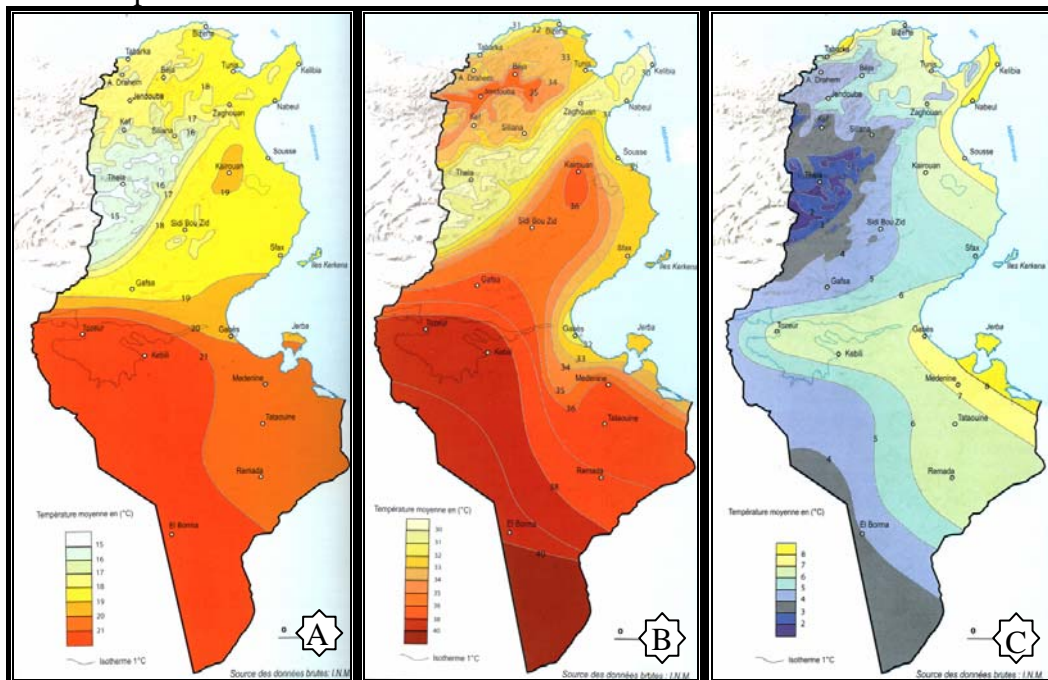


Figure 2 : La Dorsale et la température (normale 19961-1990): A : Température moyenne annuelle, B : température maximale moyenne du mois d'Aout, C : température minimale moyenne du mois de Janvier. Source : Atlas de l'eau en Tunisie, 2008

2.2. La Dorsale et la pluviométrie

La répartition spatiale des moyennes pluviométriques annuelles montre une variation allant de 500 mm à 350 mm. Ces moyennes décroissent rapidement sur la façade méridionale. En effet, la Dorsale se situe à l'interface des régions septentrionales considérées comme humides et des régions méridionales plus sèches annonçant le commencement de la Tunisie centrale avec les caractéristiques pluviométriques des régions semi arides. Certes, les façades nord ouest exposées aux flux pluvieux sont plus arrosées. L'abri topographique, ainsi que la continentalité réduisent les apports pluviométriques des façades sud. Sur ces façades la dégradation est plus régulière. L'isohyète 350 mm représentant la limite sud de la Dorsale « cerne par le sud les jebels Chambi, Semmama et Trozza... A l'Est, cette isohyète suit le contact entre les derniers reliefs de la Dorsale et les basses terres du Kairouanais et du Sahel » (Gammar, 1999). Au Nord les limites pluviométriques sont moins individualisées. L'isohyète 450 mm cerne la plus grande partie limitrophe.

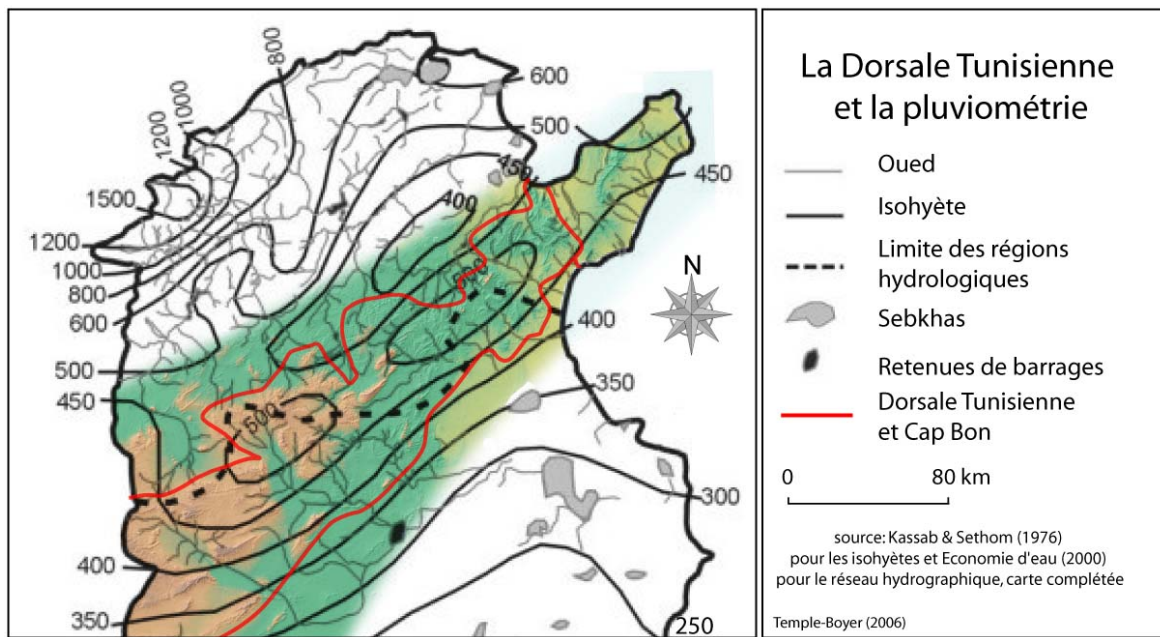


Figure 3 : La Dorsale et la pluviométrie

2.3. La Dorsale et le drainage climatique

Sur le plan de drainage climatique (P-ETP) le découpage fondé sur ce plan cadre mieux avec les limites régionales offertes par le paysage naturel. Dans ce cadre et selon les travaux de Hénia (1993), la Dorsale Tunisienne se situe à l'interface des régions suivantes:

- Des régions caractérisées par un climat méditerranéen à saison humide (assimilées au Tell). Ces régions s'étendent sur les façades nord ouest de la Dorsale, ainsi que la majeure partie sud et est du Cap Bon.
- Des régions sub-humides occupant le Nord Ouest du Cap Bon et les sommets les plus élevés.
- Des régions à nuance semi-aride. Il s'agit des régions caractérisées par un climat de contact marqué par une grande variabilité (assimilées à la Tunisie centrale).

Conclusion

La région dorsaliennne, par sa continuité, sa disposition, son altitude et sa continentalité confère d'une part plusieurs particularités climatiques et d'autre part des impacts originaux sur les caractères du milieu. En effet, la Dorsale est à la fois une limite climatique, bioclimatique, biogéographique, agricole et rurale. Son action d'obstacle devant les flux humides de Nord Ouest est déterminante dans ce cadre. En quelque sorte la Dorsale est une limite entre la Tunisie tellienne humide et la Tunisie steppique et présaharienne. Outre qu'une limite, la Dorsale est une entité géographique bien individualisée. Sa personnalité climatique se distingue nettement des autres régions surtout au niveau de paramètre température.

Bibliographie

Atlas de l'eau en Tunisie. 2008: Unité de recherches « GREVACHOT ». *Publications de la Faculté des Sciences Humaines et Sociales. Université de Tunis 1.*

Gammar A.M., 1999 : La Dorsale tunisienne, entre représentation linière et réalité régionale. *Publications de la Faculté des Lettres Manouba, pp 62-83.*

Hénia L.1993 : *Climat et bilan de l'eau en Tunisie. Essai de régionalisation climatique par les bilans hydriques.* Publication de l'Université de Tunis 1, 390p.

Temple-Boyer, E.2001 : *Segmentation du paysage : interprétation hydrodynamique (le cas de deux bassins versants méditerranéens dans la Dorsale Tunisienne).* Mémoire de DEA de Géographie ; Université de Paris 1, 102p.

UNE SITUATION CLIMATIQUE EXTREME EN MEDITERRANEE ORIENTALE :LES AVALANCHES AU LIBAN.

TRABOULSI M.^{1,2}, ADJIZIAN-GERARD J.^{3,4}, BADARO-SALIBA N.³, GERARD P.C.³.

1 Université Libanaise, Faculté des Lettres, Beyrouth, Liban

2 Archéorient UMR 5133, Maison de l'Orient et de la Méditerranée, CNRS-Université Lyon 2;

traboulsim@yahoo.fr

3 Département de Géographie, FLSH, Université Saint-Joseph, Beyrouth, Liban; jgerard@usj.edu.lb,

pierre.gerard@usj.edu.lb

4 EDYTEM, UMR 5204, Université de Savoie, France

Résumé : Au Liban, les avalanches représentent un aléa qui touche régulièrement les zones habitées et touristiques de la montagne, mais seulement six cas d'avalanches ayant fait des dégâts et des victimes avérés ont été relevés au cours des 50 dernières années. Malheureusement, tous n'ont pas été informés. Pour illustrer ce risque naturel, nous nous baserons sur deux incidents majeurs qui se sont produits dans le Mont-Liban, aux mois de février 1975 et 1992. Ce travail est une première approche de la connaissance du risque lié aux avalanches au Liban, ces phénomènes étant peu étudiés.

Mots clés : Liban, Risque naturel, Avalanche, Situations météorologiques

Abstract : *An extreme climatic situation in the Eastern Mediterranean : snowdrift in Lebanon.* In Lebanon, many cases of devastating avalanches occurred in the populated and touristic mountainous area. Six cases of avalanches were reported during the past 50 years. Unfortunately, not all of them have been informed. To illustrate this natural hazard, we will present the case of two major incidents that occurred in Mount Lebanon in February 1975 and February 1992. This work is a first approach of the knowledge about avalanche hazard because these phenomena are not widely studied in Lebanon.

Keywords : Lebanon, Natural hazard, Avalanche, Meteorological situations

Introduction

Les avalanches sont le risque naturel qui fait le plus de victimes en Europe (NAIM *et al.*, 2000). Les contrées européennes les plus concernées sont les pays alpins, scandinaves et d'Europe centrale. Très souvent, la population la plus vulnérable est la population touristique et, plus particulièrement, les skieurs et les alpinistes. En Islande et en Turquie, des villages entiers ont été engloutis. Ce risque est également mentionné pour les régions méditerranéennes de l'Europe (massif alpin), de l'Afrique du Nord (Atlas marocain), des Balkans et de l'Anatolie, mais aucune mention n'est faite du Liban (VILLEVIEILLE, 1997). Pourtant, dans ce pays, de nombreux cas d'avalanches parfois dévastatrices ont eu lieu dans des zones habitées et touristiques de la montagne. Six cas d'avalanches ayant fait des dégâts et des victimes avérés ont été relevés au cours des 50 dernières années (BREICH, 2003). Pour illustrer ce phénomène lié à une situation climatique extrême, nous nous baserons sur deux incidents majeurs ayant eu lieu en Février 1975 et Février 1992 dans la région du Mont Liban.

1. Présentation du Liban

Le Liban, pays riverain de la Méditerranée orientale, connaît, grâce à son climat et à son relief montagneux, des précipitations abondantes et, plus particulièrement neigeuses, sur les hauts sommets qui peuvent dépasser les 3000 m. La topographie des massifs libanais se caractérise par des fortes pentes, avec des versants parfois de plus de 1000 m de dénivelé. A cela, nous pouvons ajouter une urbanisation tentaculaire qui se développe même dans les zones montagneuses, essentiellement sur les lignes de crête.

Les précipitations au Liban, comme dans tout le bassin méditerranéen, sont liées à la circulation méridienne, c'est-à-dire aux ondulations du *jet stream* subtropical (matérialisées en altitude par des vallées planétaire froides) qui induisent des advections d'air polaire

continental, provoquant au contact des eaux chaudes de la Méditerranée orientale une cyclogenèse très active. La fréquence de ces types de temps perturbés (élevée en hiver) détermine le caractère de la saison pluvieuse. Ces précipitations, concentrées sur le trimestre décembre-février et représentant plus de 50 à 70 % du total annuel, correspondent aux basses températures hivernales, ce qui favorise les précipitations neigeuses (Blanchet et Traboulsi, 1993). Les advections d'air polaire continental sont à l'origine des fortes précipitations sur les régions littorales et des chutes de neige pouvant donner un manteau d'une épaisseur variant de 2 à 5 mètres en montagne.

2. Données et méthodes

Le phénomène avalancheux n'est pas bien connu au Liban, car les conditions d'enneigement ne sont pas encore bien étudiées et les données manquent cruellement dans ce domaine. Cependant, à partir d'un dépouillement d'archives, il a été possible de retrouver et de localiser quelques événements (Hakim *et al.*, 1975). Par conséquent, il a fallu générer des données « locales » nous permettant d'avancer quelques explications à propos de ces phénomènes. Le traitement de données altimétriques extraites des cartes topographiques au 1/20.000^e, grâce à un S.I.G. (ArcGIS 10) a permis de caractériser la topographie des sites étudiés. A partir d'une *modélisation non hydrostatique* (WRF 3.2.1), il a été possible d'exploiter les données du NCEP Data/Reanalysis (obtenues sur une maille de 2°5) et de procéder à une descente d'échelles jusqu'à une maille de 10 km de côté (par emboîtement de sous-domaines avec un rapport de 1/3). Ainsi, nous avons pu disposer, à cette échelle, des données de vent et de température pour les sites d'études concernés. Les données modélisées ont été validées par les relevés de stations météorologiques.

3. La situation hivernale de 1975 et 1992

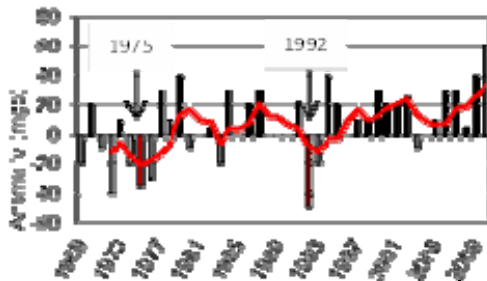


Figure 1 : Evolution de la hauteur du géopotential 500 hPa

Une analyse de la hauteur du géopotential 500 hPa (fig. 1) a montré que le Liban a connu des anomalies fortement négatives durant les périodes qui nous concernent, soit -35 mgp environ en 1975 et -50 mgp en 1992. Ces anomalies se sont traduites par des hivers rigoureux. Les situations atmosphériques des mois d'hiver des années concernées sont un exemple typique de la circulation méridienne au Proche-Orient, qui a subi plusieurs épisodes de très mauvais temps, dus

à la grande fréquence des régimes de nord directs et indirects et des régimes de gouttes froides : 30 jours en 1975 et 34 en 1992, contre une moyenne trimestrielle de 11 jours (Blanchet et Traboulsi, 1993 ; Blanchet, 1993). Notons que l'année 1991-1992 a connu l'un des hivers les plus rudes du XX^e siècle. Cet extrême climatique s'explique par la fréquence des régimes météorologiques de nord (flux de N et NW, circulant à l'est de puissants anticyclones centrés sur l'Europe Occidentale), présents durant 25 jours contre une moyenne de 8,8 jours, et par des régimes de goutte froide (fig.2) présents 9 jours contre une moyenne de 2,4 jours (Blanchet et Traboulsi, 1993). Cependant, il coïncide avec d'autres facteurs dont l'impact n'a pas pu être prouvé : la première guerre du golfe avec les incendies des puits de pétrole koweïtiens et l'éruption du Pinatubo. Ces situations atmosphériques sont à l'origine de deux phénomènes dramatiques. Les avalanches de Faraya (versant ouest du Mont-Liban) qui

ont eu lieu le 8 février 1975 (HAKIM et ELIAN, 1975). Elles ont causé des pertes humaines (3 morts et 11 blessés) et des dégâts matériels importants (destruction de maisons, ...). L'avalanche de Hazerta, en 1992 (versant oriental du Mont-Liban) ayant englouti une partie d'un village situé en contrebas de la crête sommitale, est à l'origine de la disparition de plus de 20 habitants.

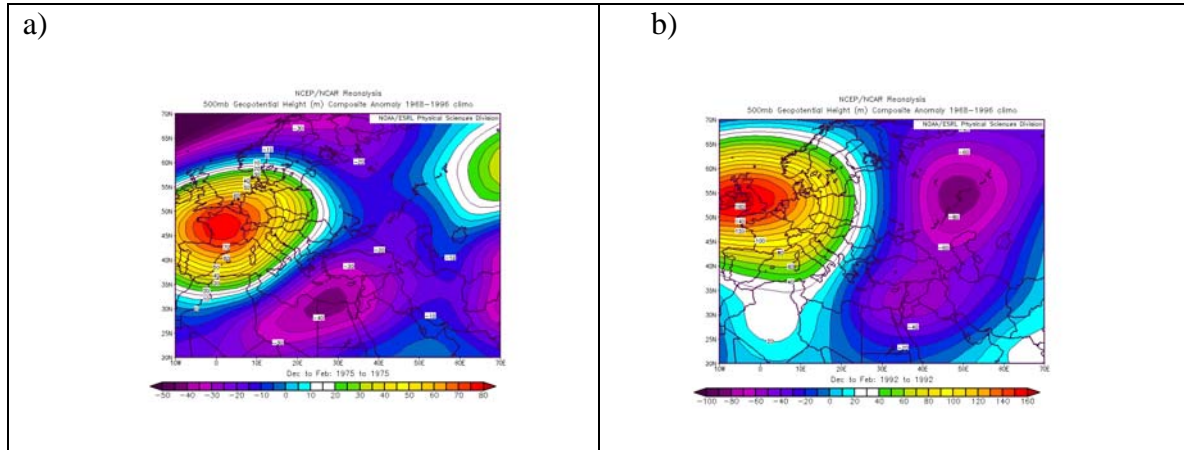


Figure 2 : Anomalies des hauteurs du géopotential 500 hPa des hivers 1975 a) et 1992 b) (Source : Ncep Data/Reanalysis).

4. Les épisodes d'avalanche

Les chutes de neige successives et les transformations thermodynamiques rendent l'étude du manteau neigeux très complexe. Compte tenu des différentes couches, composées de grains de forme et de dimension variées, le manteau neigeux s'avère être un milieu anisotrope et hétérogène, chaque couche ayant un comportement mécanique distinct (NAAIM *et al.*, 2000). Dans la partie qui suit, n'ayant aucune information concernant l'état du manteau neigeux, nous nous limiterons à la présentation de quelques caractéristiques climatiques et topographiques des régions où se sont produits les événements et à avancer quelques hypothèses quant aux causes de ce risque. Les deux cas de 1975 et de 1992 seraient liés à la présence de deux types de manteau neigeux ayant évolué différemment (CORBANE, 2002).

4.1 Localisation et topographie

Les deux sites, localisés de part et d'autre de la crête du Mont Liban, se caractérisent par une topographie favorable aux écoulements neigeux. Le site de Faraya se situe au Nord de la station de sports d'hiver d'Aayoun es Simane (fig.3). Le secteur se trouve sur le rebord ouest de l'imposant plateau du Jabal Sannine (2658 m). La zone d'étude est un petit plateau, culminant à 2107 m, le Jabal ech Chalqa. Le rebord du Jabal ech Chalqa se tient à un peu plus de 2000 m d'altitude et surplombe une zone plus basse par l'intermédiaire d'un vigoureux escarpement de 300-400 m de commandement, orienté NE-SW. Les versants de cet escarpement sont donc globalement orientés vers le Nord Ouest. Ils montrent une série de couloirs d'avalanches dont les zones de départ sont situées juste en dessous du rebord du plateau. Les secteurs d'épandage des coulées neigeuses et des débris rocheux entraînés par les écoulements se trouvent vers 1550-1650 m, s'étalant sur une série de gradins

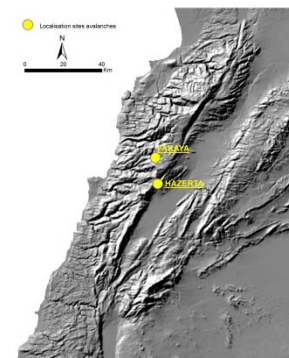


Figure 3 : Localisation des sites d'avalanches

successifs. Les avalanches de Faraya se sont produites dans des secteurs très raides, puisque les valeurs des pentes peuvent dépasser les 60°.

Le petit village de Hazerta se situe à environ 1300 m d'altitude, sur un replat en dessous d'un relief appelé el Machhra, culminant à 1502 m. Cette zone se trouve en contrebas de la crête du Mont Liban, réduite ici à un étroit interfluve entre deux vallées (Nahrs Beyrouth et Berdaouni), orienté globalement NNE-SSW et atteignant 1900 m. Hazerta se trouve dans un vallon d'axe E-W. Le versant surplombant le village est orienté SE et se caractérise par des valeurs de pente localement élevées, dépassant les 50°.

4.2. Evolution de la situation météorologique

Au début des mois de février 1975 et 1992, des advections d'air polaire, à l'origine de chutes de neiges importantes, ont régné au-dessus de la région. De plus, la topographie des deux sites mentionnés, ainsi que l'orientation des versants ont favorisé l'accumulation du

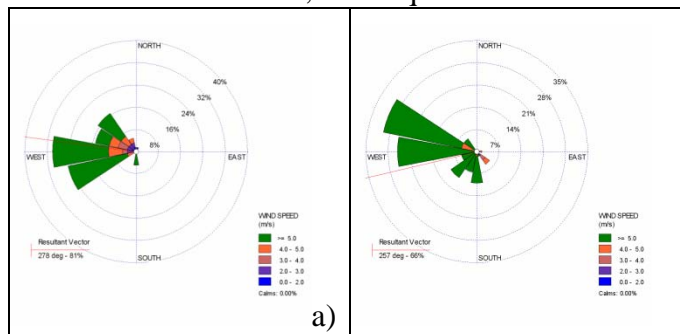


Figure 4 : Rose des vents obtenue par modélisation à Faraya en 1975 (a) et à Hazerta en 1992 (b)

manteau neigeux. Ainsi, en 1975, le vecteur moyen du vent simulé venait du NW avec un vent d'environ 5 m/s (fig.4a). Les niches de l'escarpement de Faraya (orientées NW), bien exposées aux vents dominants, ont constitué des zones d'accumulation. Cette topographie représente une zone privilégiée de départ d'avalanches majeures ou de coulées (Ancey, 2011).

En 1992, la direction moyenne du vent était globalement WSW, avec une vitesse quasi constante, de 5 m/s (fig. 4b). La crête, en modifiant l'action du vent, a pu favoriser les accumulations de neige. Celles-ci augmentent localement les dangers dans le versant chargé. En 1992, la région d'Hazerta, étant en position d'abri, a dû connaître une accumulation neigeuse par effet de «chasse-neige».

Une analyse fine de l'évolution météorologique de la période qui précède les avalanches nous permet d'avancer des hypothèses sur l'historique du déclenchement du phénomène.

En 1975, dans la région de Faraya, on a relevé quatre coulées neigeuses de type poudreuse, avec des épaisseurs variant de 1 à 5 m (HAKIM *et al.*, 1975). Les conditions de ce type d'avalanche sont particulières : il faut que la neige soit tombée en quantité importante par temps froid et que ce temps froid se soit maintenu jusqu'au déclenchement. Les températures simulées dans la région de Faraya montrent des valeurs relativement basses (aux alentours de 1.5 °C en moyenne) jusqu'au 7 février (veille de l'avalanche) où nous observons un très net refroidissement, la température étant tombée à -4 °C (fig.5a).

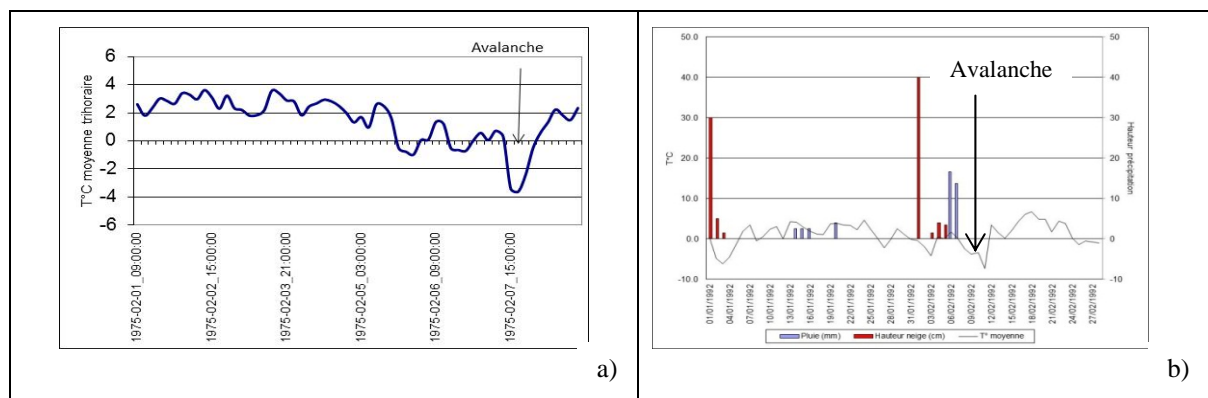


Figure 5 : Evolution des températures à Faraya (simulées) du 1 au 8 février 1975 (a) et à Aarsal (mesurées) du 1 au 8 février 1992 (b).

A Hazerta, le contexte est tout autre. La neige, accumulée sur un versant orienté SE, s'avère plus compacte et les mécanismes de l'avalanche ont pu être différents. Les données de février 1992 de la station d'Aarsal, située dans la plaine de la Bégaa, sont un bon indicateur du phénomène et de l'historique de la période qui a précédé le déclenchement de l'avalanche. Au début du mois de février, la région a connu une succession d'importantes précipitations neigeuses (pouvant atteindre 40 cm) suivies d'un réchauffement accompagné de pluie (fig. 5b). Cette série de périodes chaude/pluvieuses et froides/neigeuses ont pu déstabiliser le manteau neigeux déjà épais. En effet, la pluie modifie le manteau en l'humidifiant. La présence d'eau liquide en faible quantité contribue à stabiliser le manteau neigeux en accélérant le tassement et en augmentant la cohésion. Si elle devient trop importante, elle rend le manteau instable en diminuant sa cohésion. Celui-ci a tendance à se «liquéfier». L'apport de liquide a un triple effet : alourdissement, réchauffement et changement de nature des liens entre les grains. On peut observer dès le début de la pluie quelques avalanches avec départ en plaque, le plus souvent de faible épaisseur (20 à 30 cm) et qui concernent la neige récente. Au bout de quelques heures (10 à 15 h), des avalanches plus importantes avec départ en plaque, de neiges anciennes, peuvent avoir lieu (Ancy, 2011).

4.3. Vulnérabilité des populations

Il semble que ces phénomènes dramatiques n'ont pas marqué les mémoires, car dans les stations de sport d'hiver, aucune mesure de protection particulière n'est prise face à ce risque naturel. Le mouvement d'extension urbaine ne semble pas ralentir au Liban, même dans les zones montagneuses. Le site de Faraya est la preuve de l'inconscience collective face au danger : des constructions se sont implantées à l'intérieur des zones atteintes par les avalanches de 1975, des projets de lotissements y sont développés (fig. 6a). A Hazerta, la localisation du village, en contrebas d'un versant très raide (fig. 6b), laisse peser un risque sur la population de cette localité. Malgré l'événement dramatique de 1992, le village s'est étendu et aucun aménagement de protection, ni aucune mesure de prévention n'ont été, jusque-là, adoptés.

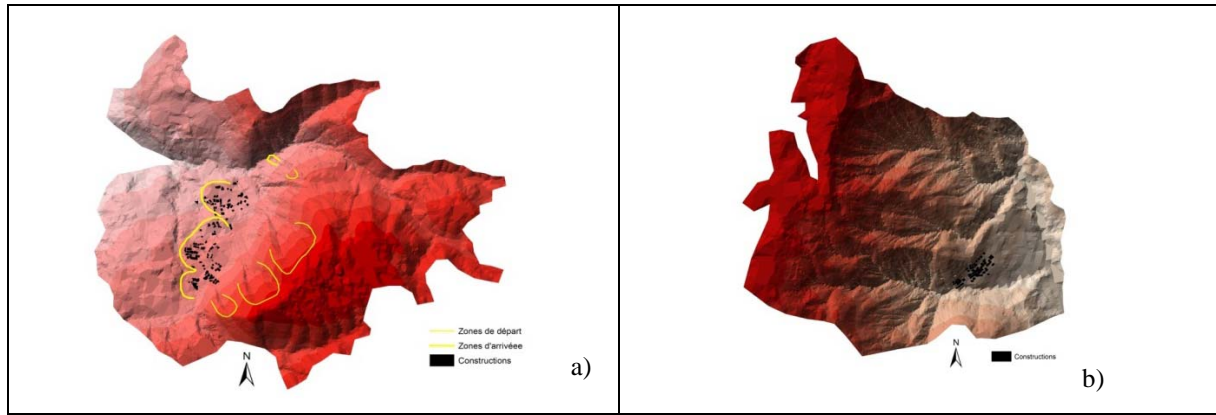


Figure 6 : Localisation des constructions dans les sites de Faraya (a) et Hazerta (b).

Conclusion

Ces deux événements ont eu lieu il y a plus de 20 ans et pourtant le risque avalanche est toujours là. Ainsi, en janvier 2011, un skieur en randonnée hors-piste a été emporté par une coulée neigeuse dans le massif du Qornet es Saouda (point culminant du Mont Liban). Les extensions urbaines en zone montagneuse augmentent la vulnérabilité des populations locales et touristiques face aux avalanches, ce qui montre bien que les Libanais n'ont toujours pas pris conscience de la dangerosité du manteau neigeux, notamment dans un pays au relief aussi abrupt. La neige est un aspect majeur du milieu naturel au Liban, étudié principalement et depuis peu pour la ressource en eau (extension spatiale du manteau neigeux, équivalent en eau...). Elle ne fait nullement l'objet de recherche en tant que risque (évolution hydrodynamique du manteau neigeux, instabilité...), élément qu'il s'agit de connaître et de comprendre dès lors que l'on souhaite mettre en place une politique de prévention face au risque avalanche.

Nous remercions le Prof. Bahzad Hakim pour avoir mis à notre disposition les informations de l'avalanche de 1975.

Bibliographie

- Ancey C., 2011: *Guide neige et avalanches ; connaissances, pratiques, sécurité*. Ed QUAE, 141p.
- Blanchet G., 1993 : Circulation atmosphérique et précipitations au Liban, *Publication de l'Association Internationale de Climatologie*, **6** :325-332.
- Blanchet G, Traboulsi M., 1993 : Froid, pluie, neige et tempêtes au Proche-Orient durant l'hiver 1991- 1992. *Publication de l'Association Internationale de Climatologie*, **6** : 433- 441.
- Breich H., 2003 : *Approche des risques naturels au Liban (1995-2000)*. Mémoire de maîtrise, Département de Géographie, Université Saint-Joseph, 148p.
- Corbane C., 2002 : *Le potentiel des images Radarsat-SAR pour une estimation de l'équivalent en eau du couvert neigeux en montagne libanaise*. Mémoire de maîtrise, Département de Géographie, Université Saint-Joseph, 121p.
- Hakim B., Elian J. , 1975 : *Avalanches et géomorphologies de la haute montagne libanaise (secteurs de Chabrouh, ouyoune el simane, Faqra, Qanat Bakich)*. Commission pour la lutte contre les risques de la montagne. Défense civile, Conseil National du Tourisme. 26p., 3 planches hors texte.
- Naaïm M., Naaïm-Bouvet F., 2000 : *Avalanche mixte de neige sèche considérée comme un écoulement granulaire, la neige, recherche et réglementation*. Ed. CEMAGREF, 169- 228.
- Villevieille A., 1997 : *Les risques naturels en Méditerranée, situation et perspectives*. Fascicule 10, Economica, plan bleu ; 160p.

L'AMENAGEMENT DES BAS-FONDS SUR LES HAUTES TERRES DE L'OUEST DU CAMEROUN : UN EXEMPLE D'ADAPTATION PLANIFIEE A LA VARIABILITE CLIMATIQUE ACTUELLE

TSALEFAC M.

Université de Dschang, Cameroun Tel : +237 77 75 23 85 Email : mtsalefac@hotmail.com

Résumé : En réaction aux sécheresses des années 1970 et 1980, le gouvernement camerounais a lancé un projet de développement intégré intéressant les Hautes Terres de l'Ouest du Cameroun: le Projet de Développement Rural des Hauts Plateaux de l'Ouest. Dans cette région où 95% des terres arables sont cultivées, les réactions spontanées des paysans à l'occasion des sécheresses consistaient à conquérir de nouvelles terres sur les pentes abruptes. Pour réduire cette « faim des terres », l'Etat a procédé à l'aménagement des bas-fonds. De tels aménagements permettent d'organiser par an deux campagnes de cultures. Cette initiative s'est traduite par ailleurs par une importante modification à la fois dans l'utilisation et dans la couverture des sols. A partir des données d'archives et des observations de terrain, cette expérience qui a conduit à une recomposition des paysages est décrite. Il s'agit là d'un exemple type d'adaptation planifiée aux « changements climatiques » actuels qui peut fort bien être transféré dans les autres régions montagneuses tropicales.

Mots clés : Cameroun, Hautes Terres de l'Ouest, variabilité climatique, Adaptation planifiée

Abstract : *Lowland management in the Western Highlands of Cameroon : an example of planned adaptation to current climate variability.* In response to the drought years of the 1970s and 1980s, the Cameroonian government has launched an integrated development project in the Western Highlands of Cameroon: the Rural Development Project of the Western Highlands. In this region where 95% of arable lands are cultivated, the spontaneous reactions of farmers during drought were to conquer new land on steep slopes. To reduce this "land hunger", the government has decided to develop intramontane lowlands. Such arrangements allow peasants to organize two seasons of crops every year. This government initiative to reduce the impacts of climate variability also resulted in a significant change in both land use and land cover. From the archival data and field observations, this experience which has led to the restructuring of the landscape is described. This is a typical example of planned adaptation to actual climate change which may well be transferred to other tropical mountain regions.

Key-words : Cameroon, Western Highlands, Climatic Variability, Planned adaptation

Introduction

Aux lendemains des sécheresses du début des années 70, le gouvernement camerounais a, avec l'aide des bailleurs de fonds internationaux, initié un certain nombre de projets de développement rural centrés sur le principe de «*la Révolution Verte*», politique visant à garantir au pays une autosuffisance alimentaire. Il suivait en cela l'exemple de certains pays d'Europe et d'Asie qui, respectivement à la fin des années 50 et au début des années 70 avaient, par le biais des révolutions vertes, amélioré leur équilibre alimentaire. C'est ainsi qu'il a été mis en place le Projet d'Aménagement des Bas-fonds dans les Hautes Terres de l'Ouest du Cameroun qui visait à prolonger les campagnes agricoles et à diversifier les cultures pour lutter contre la variabilité climatique. A partir des documents d'archive, des observations de terrain et des rapports administratifs, le programme et les objectifs du Projet sont revisités, ce qui permet de juger de son impact sur le terrain.

1. Le contexte géographique

Les Hautes Terres de l'Ouest du Cameroun, cadre de cette étude, sont localisées entre 4,5°N et 7°N de latitude et 8°E-11°E de longitude (Fig. 1). C'est un ensemble de hauts reliefs : plateaux et montagnes essentiellement d'origine volcanique avec des escarpements bordiers et des pentes plus ou moins escarpées qui s'ordonnent suivant un alignement de hautes terres qui va du Golfe de Guinée jusqu'aux Mandaras avec une importante virgation de l'Adamaoua jusqu'à la Centrafrique.

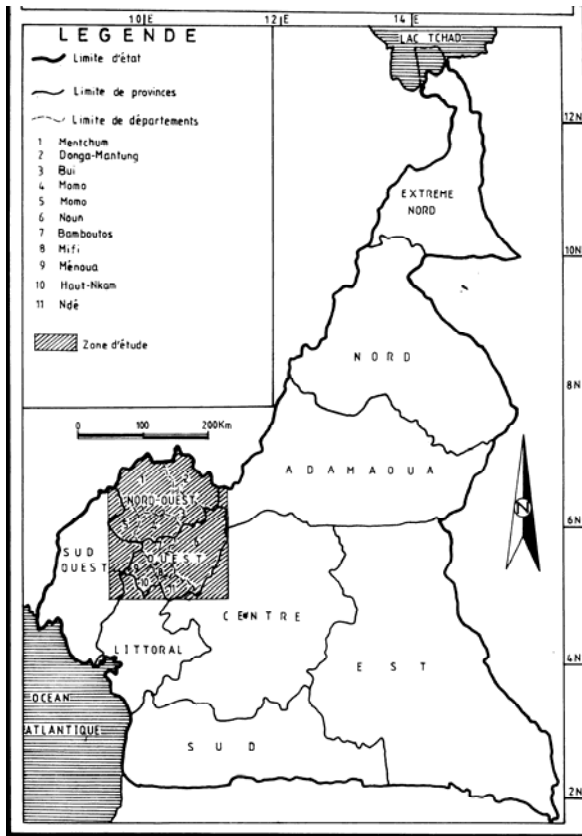


Figure 1 : carte de localisation

A partir de 4° de latitude, d'imposants édifices volcaniques (Manengouba 2396m, Bamboutos 2740m, Oku 3011m), mais aussi des bassins d'effondrement (Mbo 700m-800m, Ndop 900m) et des vallées à fond plat encaissées se succèdent. Comme une réplique aux contrastes topographiques, le climat de type tropical humide comporte une multitude de sous-types plus ou moins humides suivant l'orientation de la mousson atlantique, principale source de l'humidité ou en fonction de la fréquence des lignes de grains d'Est.

2. Méthodologie

Cette étude est fondée, d'une part sur l'exploitation des données météorologiques des stations des Hautes Terres de l'Ouest du Cameroun ; stations de Dschang, de Djuttitsa, de Bafoussam, etc.,(1951-1993) et d'autre part sur les données provenant des archives de la république du Cameroun à Yaoundé et des rapports provenant des services départementaux du ministère de l'agriculture.

Pour le traitement des données météorologiques (précipitations annuelles), la première étape a consisté à homogénéiser les séries ; les données manquantes ont été remplacées par des moyennes calculées sur les données disponibles. La seconde étape a été la production des supports d'analyse des données en l'occurrence des courbes de tendances sur les données filtrées à l'aide du filtre non récursif passe bas de Hanning d'ordre 2. Ce filtre est défini ainsi qu'il suit : si $X=(X_1, \dots, X_N)$ est une série statistique, la série $H=(H_1, \dots, H_N)$ déduite de X par application du filtre non récursif passe bas de Hanning d'ordre 2 est définie par les expressions (1), (2), (3), (4) et (5) suivantes :

- a. $H_n=0,06X_{n-2}+0,25X_{n-1}+0,38X_n+0,25X_{n+1}+0,06X_{n+2}$ pour $3 \leq n \leq N-2$
- b. $H_1=0,54X_1+0,46X_2$
- c. $H_2=0,25X_1+0,5X_2+0,25X_3$
- d. $H_{N-1}=0,25X_{N-2}+0,5X_{N-1}+0,25X_N$
- e. $H_N=0,46X_{N-1}+0,54X_N$

La troisième étape est celle de l'analyse des graphiques (Figure 2).

Pour les données d'archives, la confrontation des sources a été essentielle. Les rapports relatifs à l'état d'avancement du projet Hauts plateaux de l'Ouest ainsi que les observations de

terrain ont permis de juger de l'effectivité de certaines réalisations sur le terrain et d'apprécier l'impact du projet sur les populations rurales.

3. Résultats

3.1 Une baisse des pluies particulièrement sévère pendant les années 1970 et 1980

L'évolution des précipitations dans la région (référence faite à la station de Dschang) montre une tendance à la baisse en général que restituent bien la courbe polynomiale, la courbe de tendance linéaire et la courbe des moyennes mobiles sur 5 ans (fig. 2). Cette baisse a été particulièrement forte pendant les années 1970 et 1980 périodes d'aménagement de ces bas-fonds.

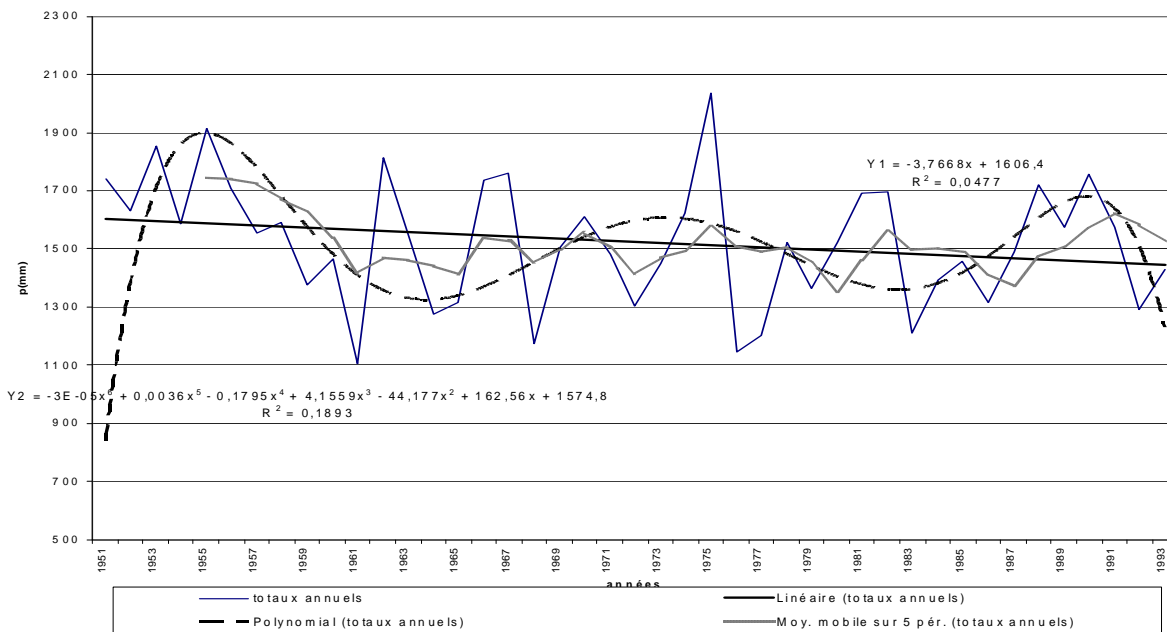


Figure 2 : Evolution de la pluviométrie interannuelle de la station de Dschang.

3.2 Le projet « Haut plateaux de l'ouest » ou la volonté du gouvernement camerounais de prolonger les campagnes agricoles.

Afin de concrétiser les objectifs de « la Révolution Verte », le gouvernement camerounais, avec l'appui de la Banque Mondiale, a lancé un projet de développement intégré intéressant les Hautes Terres de l'Ouest du Cameroun. Ce projet a pris le nom de : *Projet de Développement Rural des Hauts Plateaux de l'Ouest*. Il visait la hausse du niveau de vie du paysan par une amélioration de son appareil de production. Pour cela, il était envisagé, outre l'introduction des techniques de production plus élaborées en vue de freiner la dégradation des sols, un approvisionnement régulier du planteur en engrais, en fongicides, en pesticides et en semences sélectionnées. Les facilités d'obtention de crédit devaient permettre aux paysans de s'équiper en petits matériels agricoles tels que les épulpeurs et les pulvérisateurs. La création des coopératives de producteurs et de vente des produits, et l'aménagement des puits d'eau potable, devaient resserrer les liens de solidarité dans les campagnes et freiner l'exode rural.

Dans une région où 95% des terres arables sont cultivées, les paysans avaient comme nous l'avons vu précédemment réagi contre les sécheresses en s'élançant dans la conquête des pentes abruptes. Par ailleurs, la « polyculture » qui consiste à cultiver une grande variété d'espèces en association conduit dans certains secteurs de sols fertiles à combiner 7 à 14

cultures. Il en résulte une forte densité de cultures dans les champs. Les améliorations proposées dans le cadre du projet portaient sur la nutrition des cultures, le stockage des céréales en particulier du maïs dont le séchage se fait dans le plafond de la cuisine. Or la capacité de stockage réduite, oblige l'agriculteur à vendre une partie importante de sa récolte à bas prix immédiatement après la moisson. Ainsi de nombreuses composantes du projet visaient à réduire les impacts de la variabilité du climat. Leur mise en œuvre s'est traduite par une importante modification à la fois dans l'utilisation et dans la couverture des sols.

3.3 La mise en valeur des bas-fonds

Le but visé était d'étendre de quelques 400 ha les terres cultivables dans les zones déterminées des bas-fonds grâce à des travaux simples d'aménagement hydraulique. De tels aménagements permettent d'organiser deux campagnes de cultures par an, en particulier des légumes et autres produits maraîchers. En partenariat avec l'Union des Coopératives de Café Arabica de l'Ouest, un service de l'aménagement des bas-fonds créé au sein du Service Provincial du Département du Génie Rural était chargé de l'identification des sites et des travaux techniques d'aménagement des bas-fonds.

L'allocation des terrains aménagés ne devait être possible qu'aux membres des coopératives de la région où se trouve le bas-fond à condition qu'ils aient signé le « carnet des charges » y afférent. L'agriculteur était ainsi



Planche Photo N°1 : Bas-fonds de Balessing en début de campagne culturale : On remarque outre les billons orientés selon le sens de la pente, les souches d'arbres de la forêt-galerie détruite et, plus loin, la fumée d'écobuage et sur les billons les jeunes pousses.

tenu de contribuer à la mise en valeur des terrains en contrepartie d'un salaire nominal (300F CFA , 1,23 dollar par journée de travail), de respecter les conseils techniques des vulgarisateurs, de verser un droit annuel de participation, une contribution d'entretien et de céder au prix du marché une partie de sa production. La superficie des terrains alloués variait de 0,2 à 0,5 ha suivant la dimension de la famille et les terres qu'elle possédait déjà. Les jeunes agriculteurs pouvaient avoir jusqu'à un hectare selon leur situation de famille. Le tableau 1 et la planche photographique 1 rendent compte de l'importance des surfaces aménagées ou étudiées dans les différents départements de la région.

Tableau 1 : aménagement des bas-fonds.

SAD/T	Mifi	Ménoua	Bamboutos	Noun	Ndé+Haut-Nkam	Total
Superficie étudiée	322	308	61	527	201	1651
Superficie exploitable	85	214	61	75	151	776
Superficie drainée	45	114	106	35	0	436
Superficie irriguée	0	22,5	0	12	0	35,5

(Menoua + Bamboutos - Bas-fonds à cheval entre les deux départements), (Ndé + Haut-Nkam) Total pour les deux départements

SAD superficie par département en ha.

Source : rapport d'achèvement de projet UCCAO 1985.

Deux campagnes agricoles sont possibles dans ces bas-fonds. La première de janvier à juin est essentiellement constituée de légumes de rapport (tomate, poireau, chou et soja) et du maïs. La deuxième campagne de culture des bas-fonds possible à partir du mois de juillet, donc pendant la grande saison des pluies devait être réservée exclusivement au riz pluvial. Mais compte tenu des coûts que devait induire la culture du riz, les bas-fonds se sont spécialisés dans la culture des produits maraîchers associés à quelques tubercules comme le taro et le macabo. Le coût d'aménagement de ces bas-fonds a été relativement élevé comme le montre le tableau 2 ci-après.

Tableau 2 : coût d'aménagement des bas-fonds par le PDRPO.

Bas-fonds	superficiés aménagées (ha)	coût d'aménagement en CFA	coût à la ha
Batsingla I Fokamezou I	22	10.533.600	478.800
Batsingla II Balefok I Balefok II Fokamezou II	42	35.806.146	852527
Bangang	185	91.432.480	494229
Bamendou, Balessing, Bansa	165	125.313605	759476
Lako	5	4.191.086	838.217
Bamena	7	5.030.892	718.699
Malantouen	97	30.259.342	311.952
Kanyan	35	28.405.856	811596
Famchuet	45	73.444.856	1632099
Bamougoum	106	57.315.099	540700
Total	709	461.732.413	651798

Source : Division des Aménagements techniques UCCAO.

L'aménagement de ces bas-fonds a profondément modifié le rythme des campagnes agricoles en milieu rural. Que ce soit en saison des pluies ou en saison sèche, les paysans utilisent à présent énormément de fertilisants, engrais chimique, fumure animale ou déchets domestiques. Dans ces conditions, non seulement les rendements sont élevés, mais aussi plusieurs campagnes culturales sont possibles. Il en est ainsi, des pommes de terre qui font l'objet de 3 campagnes agricoles annuelles et donnent lieu à des rendements de 5 t/ha/campagne et du haricot sec, 2 campagnes/an. Une telle productivité fait actuellement de ces bas-fonds un des pivots de la production agricole du département de la Menoua. Les maraîchers disposent saisonnièrement de suffisamment de produits agricoles tant en qualité qu'en quantité pour satisfaire ses propres besoins et pour mettre le surplus à la disposition d'une clientèle variée. 40% environ des produits sont écoulés sur les marchés locaux et 6% hors de la région. En toute saison, des camions en provenance des grandes villes : Douala, Yaoundé et Libreville s'approvisionnent directement dans les champs auprès des agriculteurs. Cependant, un certain nombre de maraîchers, les jeunes surtout, préfèrent louer des camions ou des pick-up pour aller vendre eux-mêmes leurs produits sur les marchés de Douala et de Yaoundé.

Une telle génération de paysans qui se passe des intermédiaires toujours plus coûteux, indique à l'évidence que l'agriculture des Hautes Terres est en train de passer progressivement du stade de subsistance à celui du marché. Les paysans sont effectivement de plus en plus informés sur l'évolution des tendances sur les marchés et adoptent des comportements conséquents. Les seules entraves à cette transformation de la campagne sont le mauvais écoulement des produits, le mauvais ravitaillement en semences et en produits phytosanitaires, enfin, les mauvaises techniques de conservation des produits qui induisent à leur tour les fluctuations des prix. Si le problème de l'eau se pose soit en termes d'excédent ou de déficit suivant les saisons, il peut néanmoins être contourné par la pratique de certaines cultures plus adaptées au contexte climatique et par l'irrigation.

Certes, ces problèmes sont résolus avec des fortunes diverses suivant les bassins de production. Ce qui est frappant, c'est que le maraîchage réussit actuellement à déterminer le retour au village de beaucoup de jeunes découragés par le mirage urbain. Bon nombre (2%) sont de jeunes étudiants qui ne peuvent réunir suffisamment d'argent pour continuer leurs études.

Conclusion

On ne peut nier le fait que le Projet Hauts plateaux de l'Ouest a eu un impact appréciable sur les campagnes de l'Ouest du Cameroun. Aujourd'hui cette campagne considérée comme l'un des greniers du pays approvisionne non seulement les villes, mais plusieurs pays de la sous-région d'Afrique Centrale en produits vivriers et maraîchers divers. L'une des principales contraintes qui restent à surmonter est la mauvaise qualité des pistes rurales en saison des pluies et la mise en place des techniques appropriées de conservation des produits agricoles. Ces obstacles pourront-ils être maîtrisés avec la relance de la caféiculture telle que la préconise actuellement le Ministère de l'Agriculture et du Développement Rural ? Cette étude montre surtout combien il est important pour l'Etat d'encadrer les populations rurales dans leurs efforts d'adaptation à la variabilité climatique actuelle. C'est l'une des clés de succès de toute politique visant à réduire l'impact des changements climatiques actuels.

Bibliographie

- Annales climatologiques, 1962 : Commissariat de la Rép. franç. au Cameroun, Serv. Mét., Douala
- Dongmo J. L., 1979 : *Dynamisme bamiléké*. Thèse de Doctorat, Université de Lille, Lille France. 589 p.
- Guernier E., 1951 : Cameroun-Togo, *encyclopédie coloniale et maritime*, Ed union française, Paris. page1219
- Hawkins P., Brunt M, 1965: *Report to the government of Cameroun on the soil and ecology of west Cameroon* (Abroad reconnaissance survey with special reference to Bamenda Area), FAO report N° 2023, Rome, 2 vol, + ill. et 9 cartes h.t., 516 p.
- Hurault J., 1970 : *L'organisation du terroir dans les groupements Bamiléké*, Etudes rurales, n° 37-38-39: 232-256.
- Moret J., Davy M., 1923. *Des clans aux Empires*, La Renaissance du Livre, Paris, 430p.
- Warnier J.P, 1983. *Sociologie du Bamenda précolonial*, Thèse d'Etat, Univ. Paris X, 488p.
- Les archives de la préfecture de Dschang, pour la période 1910-1960: contiennent des notes laissées par les administrateurs Ripert, Bernier, Raynaud, Raynier, Bonnet et Relly.

RYTHME CLIMATIQUE ET POTENTIALITES TOURISTIQUES DANS LES DEPARTEMENTS DE L' ATACORA ET DE LA DONGA AU NORD DU BENIN

VISSIN E. W.^{1&2}, HOUSSOU C. S¹., et HOUNDENOU C¹

(1) Laboratoire Pierre Pagney : Climat, Eau, Ecosystèmes et Développement (LACEEDE). Université d'Abomey-Calavi. BP 1338 , Abomey-Calavi, République du Bénin. courriel : christpasse@yahoo.fr, exlaure@yahoo.fr, constant500@yahoo.fr,

(2) Centre de Recherche de Climatologie, Université de Bourgogne, 6, boulevard Gabriel, 21 000 Dijon.

Résumé : Le Nord du Bénin, regroupant les départements de l'Atacora, de la Donga, de l'Alibori et du Borgou, constitue un milieu assez désolé à orographie contrastée et à pluviométrie variable dans le temps et dans l'espace. Son milieu physique, dominé par la montagne de l'Atacora et une végétation de savane bien fournie, associé à une richesse culturelle indéniable, lui donne une véritable potentialité touristique. Ce milieu subit l'influence du climat tropical caractérisé par deux saisons : une sèche et une saison des pluies. La saison sèche est proclamée saison touristique, car supposée favorable à cette activité. Les Indices Bioclimatiques (IBC) calculés expriment des ambiances climatiques non toujours favorables à l'homme, surtout au touriste venant brutalement de régions ou pays plus froids. En conséquence, cette étude montre que les conditions bioclimatiques de saison sèche ne sont pas toujours favorables aux activités touristiques dans le Nord Bénin.

Mots clés : tourisme, saisons, ambiances climatiques, Indices bioclimatiques.

Abstract : *Climate rhythm and tourism potential in the departments of Atacora and Donga in northern Benin.* The North of Benin gathering the departments of Atacora, of Donga of Alibori and Borgou, constitutes an area enough disinherited, with a contrasted orography and a variable pluviometry in time and space. Its physical environment, dominated by the mountain of Atacora and a vegetation of well provided savanna, associated to and an undeniable cultural richness, gives a true tourist potentiality. This area is subject to the influence of the tropical climate, characterized by two seasons: one dry and one rainy. The dry season is proclaimed tourist season, because presumed favourable to this activity. The calculated Bioclimatic Indices (IBC) expresses climatic environments that are not always favourable for the tourists coming abruptly from colder regions or countries. Consequently, this study shows that the bioclimatic conditions in times of season dries are not always favourable to the tourism in the North Benin.

Keywords : tourism, seasons, climatic environment, bioclimatic Indices.

Introduction

Le nord du Bénin regroupe les départements de l'Atacora, Donga, de l'Alibori et du Borgou. C'est la région du pays la plus fournie en curiosités touristiques (figure 1).

Mais il y a lieu de chercher à savoir si les conditions environnementales offrent aux touristes surtout, expatriés la sécurité et le confort bioclimatique.

Dans un premier temps, nous allons faire un bref rappel des atouts du nord Bénin et des conditions exigées en matière touristique. C'est le fondement de la problématique.

Dans un deuxième temps, nous ferons part de notre démarche. Dans un troisième temps, nous exposerons les résultats suivis du commentaire.

1. Données et méthodes

1.1. Données

Nous allons utiliser des données de températures maximales, d'humidité relative, de vitesse de vent (le vent participant à la déperdition thermique de l'organisme humain) et de tension de vapeur au pas de temps mensuel (1961-1990). Les stations synoptiques ou climatologiques concernées sont Natitingou, Kérou, Djougou Kandi. Ces données sont fournies par le service climatologie de l'ASECNA.

1.2. Démarche

Elle s'articule autour de trois axes :

- d'une part, une recherche documentaire ayant consisté en une analyse de la documentation existante à la direction du tourisme et de l'Hôtellerie de Cotonou, à la Direction Départementale du commerce et du tourisme des départements de l'Alibori, Borgou, Donga et Atacora, et au Centre de documentation de la FLASH ;
- d'autre part, une visite exploratoire de certains sites touristiques les plus fréquentés du Nord Bénin ;
- enfin, un entretien direct avec quelques personnes ressources pour des informations complémentaires utiles à une meilleure appréciation de l'importance économique de ces sites.

1.3. Méthodes

L'étude faite par Otchoummare (1974) montre que le climat du Bénin est favorable au tourisme pendant 9 mois dans le sud et 5 à 6 mois dans le nord. Pour cet auteur, la tranche de température acceptable se situe entre 18°C et 33°C et l'humidité relative acceptable est comprise entre 50 et 70%. Avec des températures supérieures de 34°C, la vie est moins agréable. Nous voulons aller au-delà des ces simples indications en calculant des indices bioclimatiques avec des seuils définis. Ces indices sont :

- le pouvoir réfrigérant de l'air (k)

en Kcal/m²/h ou en watt /m²

K, mis au point par Siple et Passel en 1945, exprime la quantité de chaleur que le milieu ambiant peut faire perdre au corps pendant un temps donné.

K est donné en watts/m².

- l'indice thermo-hygrométrique (THI)

THI : $T - (0.55 - 0.0055 U\%)(T - 14,5)$ en °C

THI, mis au point par Thom en 1959, exprime la température effective c'est-à-dire température vécue ou température effectivement ressentie par l'individu quand la température se combine avec l'humidité atmosphérique. Il s'exprime en degré Celsius.

- la tension de vapeur (T_{vap})

La tension partielle de vapeur a été érigée en indice par Nicolas (1958). Cet indice indique l'intensité et le sens des échanges hydriques respiratoires entre l'interne et le milieu ambiant. Il est exprimé en hPa.

Pour K, le seuil retenu à l'heure du maximum thermique est 58watts/m², $k < 58$ watts/m² exprime une ambiance éprouvante. $K < 0$, l'ambiance est torride, très éprouvante. Pour THI, le seuil est 26°C. $THI < 26°C$, l'ambiance est supportable mais supérieur à 26°C l'ambiance est éprouvante, voire très éprouvante. La température maximale est supérieure à 34°C et la Tension de vapeur est supérieure ou égale à 26°C donc, l'eau de l'air passe progressivement dans le plasma sanguin.

2. Atouts du tourisme dans le Nord-Ouest du Bénin

2.1. Atouts naturels

Dans le nord Bénin à climat opposant deux saisons très prononcées, plusieurs formations végétales se rencontrent. Ainsi, on a la forêt ripicol et la galerie forestière le long des berges des cours d'eau. La forêt claire, la savane boisée, la savane herbeuse et la savane arbustive occupent les plaines et les plateaux. Compte tenu de la richesse des espèces constituant ces différentes formations, un tourisme scientifique peut trouver là les ressources indispensables à

ses pratiques. Cette végétation abondante est le support de l'immense domaine de la recherche que peuvent mener les biologistes, les géographes pour de nouvelles trouvailles. Outre, le tourisme scientifique, les autres formes de tourisms cynégétique et de vision) peuvent également se pratiquer aisément compte tenu de la présence de nombreux animaux sauvages. Souvent qualifié de "Paradis touristique" béninois, le nord du Bénin comporte des potentialités touristiques naturelles et humaines :

- la cascade de Tanongou, l'espace pittoresque de Koussoukouangou (photo 1) ;
- la plaine du Gourma qui correspond à une savane parc à nérés dans les secteurs habités et à une savane arbustive dans les parcs et réserves de la Pendjari avec possibilité de chasse aux rhinocéros, éléphants, singes, etc. ;
- le pic de Koutago à Bembéréké (photo2) ;
- Mare à crocodiles (Kérérou) (photo 3) ;
- Mare à hippopotames (Koudou) (photo 4).

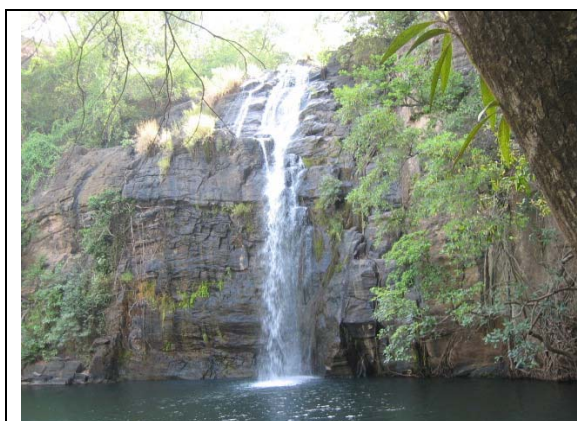


Photo 1 : Cascade de Tanongou



Photo 2 : pic de Koutago à Bembéréké



Photo 3 : Mare à crocodiles (Kérérou)



Photo 4 : Mare à hippopotames (Koudou)

Clichés : Vissin E. W. 2006

2.2. Atouts humains

Nous pouvons constater que les populations sont formées de multiples groupes sociolinguistiques suivant : Betammaribè, Waaba, Peuhl, Goulmanché, Tchokossi, Bariba, Bèbèlibè, Somba. Ces populations ont secrété des techniques ingénieuses de construction et des activités culturelles attrayantes. Ce sont les cases rondes des villages Tanneka-Koko et Tanneka-Béri (photo 5) accrochées aux chaînes quartzitiques et micashistiques sans oublier la grotte sacrée des Tanneka. En pays Otamari (à Boukoumbé ou à Perma), « les Tata somba »

(photo 6), véritables châteaux forts dominant le paysage. Les danses rituelles ou cérémonielles agrémentent le séjour.



Photo 5 : Habitat rural du village de Tanneka-béri (Adam & Boko, 1993)

Photo 6 : Habitation Otamari (Tata Somba) (Adam & Boko, 1993)

C'est le cas des mariages peuls avec la flagellation fulani, la fête de la circoncision chez les Betammaribè organisée chaque année en décembre-janvier pendant l'harmattan. Ces curiosités sont-elles suffisantes pour drainer de nombreux touristes nationaux ou expatriés ? En plus de ces atouts, notre région d'étude doit répondre aux exigences des visiteurs. Ces derniers exigent sécurité, agrément et confort (Besancenot, 1989). Aucune activité ne peut se faire sans un minimum de conditions de sécurité, même si les touristes sont attirés par des endroits singuliers, uniques et peuvent être animés par un certain goût du risque.

3. Corrélation entre les saisons pluviométriques et l'effectif des touristes

Les mois de Janvier à avril qui correspondent à la saison sèche, constituent le moment de la plus forte affluence touristique (environ 60 % du total annuel) Les mois de mai à octobre sont les périodes de faible fréquentation des touristes (entre 3 et 4 %). Ces mois correspondent à la saison de pluies. En somme, les mois les plus pluvieux enregistrent de faibles fréquentations touristiques dans le Nord-Ouest du Bénin tandis que la plus grande affluence est observée pendant la saison sèche.

Le calcul du coefficient de corrélation aide à mieux appréhender l'influence de la pluie sur la fréquentation des touristes. L'étude de la relation qui lie les hauteurs pluviométriques et le nombre de touriste ne montre pas de corrélation significative entre les deux variables ($r = -0,17$; $r^2 = 0,031$). En revanche, les tests révèlent une forte corrélation entre le nombre d'évènements pluvieux et la fréquentation des touristes ($r = -0,63$; $r^2 = 0,4$). Au seuil de signification de 5 % le test paramétrique de Pearson confirme une corrélation significative ($P\text{-value} = 0,00002$) entre les deux variables.

Ces résultats montrent que le nombre d'évènements pluvieux, plus que la hauteur de pluie, qui est associé de façon significative aux visites des sites touristiques du Nord-Ouest du Bénin . La quasi-totalité des acteurs interrogés (94 %) a confirmé la faible fréquentation des site pendant les jours pluvieux.

4. Contraintes du milieu naturel

Ces résultats se présentent suivant les différents seuils que nous avons considérés pour chaque indice et les graphiques. La température maximale (Tmax) observée dans l'après -

midi est supérieure à 34°C ($T_{max} > 34^{\circ}\text{C}$). Les valeurs de la température maximale (figure 1) expriment une ambiance thermique difficilement supportable de décembre à mai à Natitingou avec des valeurs comprises entre 34,4°C et 37,5°C, alors qu'à Djougou, tous les mois sont éprouvants sauf janvier et mai (33°C). A l'exception de janvier (33,7°C), tous les autres mois de la saison thermique sont éprouvants (34,4°C à 38°C) à Kérou.

Ces résultats se présentent suivant les différents seuils que nous avons considérés pour chaque indice. Les valeurs de K (entre 0 et 58w/m²) montrent une ambiance difficilement insupportable avec des valeurs négatives (figure 2). Ainsi, l'air n'a plus son pouvoir réfrigérant, mais plutôt « réchauffant », puisque même à l'ombre, l'air est très chaud et l'on respire difficilement. A cette période, l'air est assez sec dans la région et comme le dit Sutour (1996), l'air chaud et sec rend la respiration difficile, déshydrate les jeunes enfants et perturbe le rythme cardiaque des personnes du troisième âge.

Dans ces conditions, la thermolyse est difficile dans cette région dans l'après-midi. Il est donc souhaitable que les touristes prennent certaines dispositions de lutte contre les effets de cette chaleur sur leur organisme inadapté ou insuffisamment préparé.

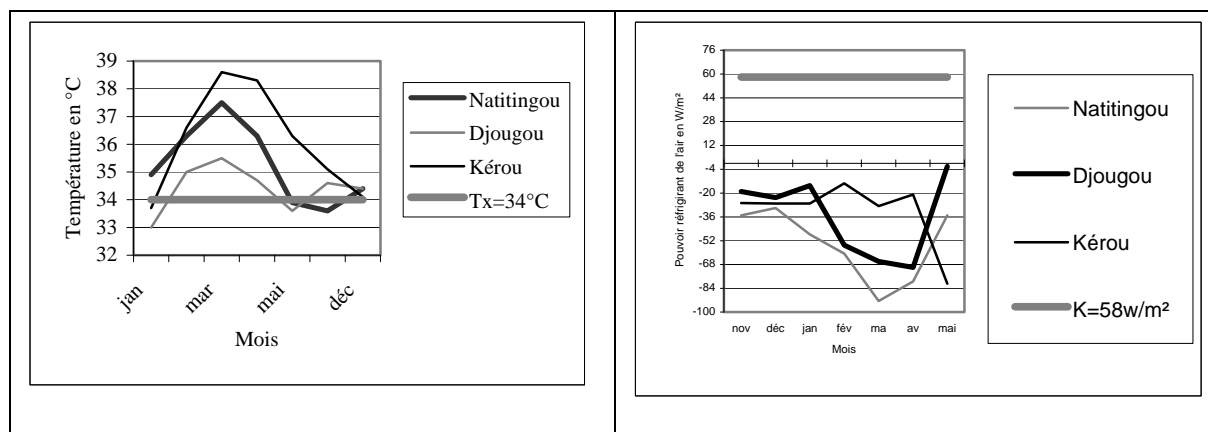


Figure 1 : Situation moyenne Températures maximales **Figure 2** : Situation moyenne du pouvoir réfrigérant de l'air

Quant à l'indice thermométrique (THI) (figure 3), l'inconfort est total à Kérou en décembre, avril et mai avec 29 et 30°C. A Natitingou, l'inconfort s'observe en avril et mai avec THI variant entre 26 et 28°C. Seul, le mois de mars représente une période d'inconfort avec un THI d'environ 28°C dans la localité de Djougou.

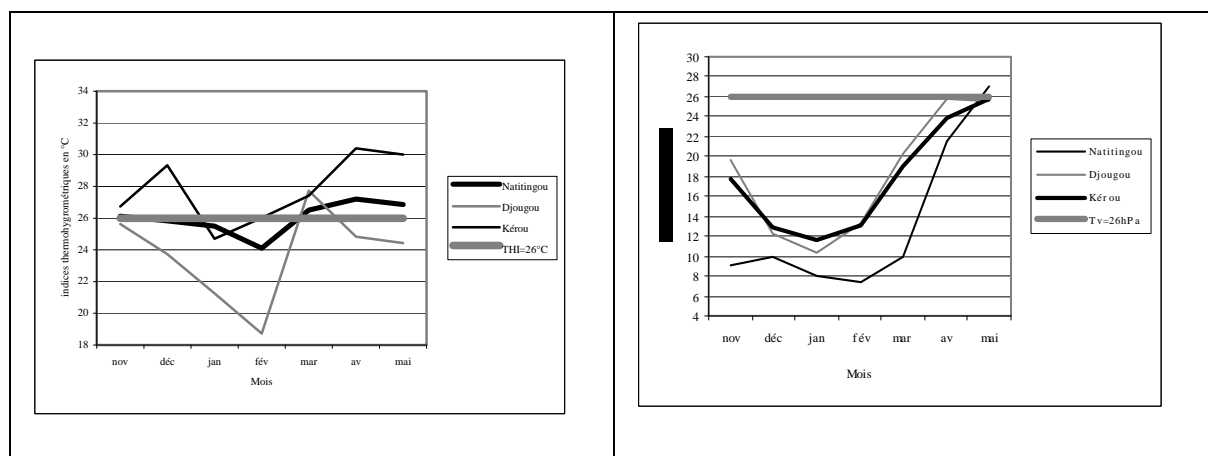


Figure 3 : Indices thermo hygrométriques **Figure 4** : Tension partielle de vapeur

La figure 4 montre que, de novembre à mars, la tension de vapeur va de 8 à 20hPa, et 21 à 27hPa d'avril à mai. Ces ambiances sont éprouvantes pour l'organisme humain par passage de

l'eau dans le plasma sanguin. Malgré les risques bioclimatiques encourus par les populations, le goût du risque et la volonté de pratiquer la chasse aux grandes bêtes en plein soleil peuvent galvaniser pour affronter le danger. Ce qui permet de minimiser le risque bioclimatique.

Conclusion

La période de la saison sèche, déclarée saison touristique par excellence au nord-ouest pose quelques problèmes bioclimatiques surtout à l'heure du maximum thermique, temps de promenade touristique. Les conditions bioclimatiques sont peu favorables à l'être humain qui se trouve confronté à une thermolyse mal assurée. Il y a lieu de déterminer dans l'avenir de véritables saisons touristiques non axées sur de simple critère de type absence de pluie diurne.

Références bibliographiques

Adam, Boko, 1993 : Le Bénin, EDICEF, Paris. 96p.

Besancenot J.P., 1996 : *Climat et Tourisme* Paris Masson 223p.

Otchoumare N., 1974 : "*Climat et Tourisme*" in AAAIG,12, Paris, 20 -23.

Sutour F., 1995 : << *La Relativité des indices en bioclimatologie humaine*>>, in Climat pollution atmosphérique santé hommage à Gisèle ESCOURROU, Dijon GDR climat et santé, 97-114.

Nicolas J. P.,1958 : Les climats africains et biogéographie humaine In Bulletin de l'IFAN, TXX, série B N°1-2, pp 7-67.

Siple P. A., Passel Ch. F., 1945: Measurements of dry atmospheric cooling in subfreezing temperatures In Proceeding of the American Philosophical Society. Vol.LXXXIX, n°1, pp 177-199.

Thom L. C., , 1959 : The discomfort index in Weatherwise, vol XII, pp 57-60.

CHANGEMENTS CLIMATIQUES ET DEGRADATION DE L'ENVIRONNEMENT DANS LE BASSIN DU ZOU AU BENIN (AFRIQUE DE L'OUEST)

WOKOU C. G., OGOUWALE E., CLEDJO P. F. G. A. et BOKO M.

Laboratoire Pierre PAGNEY "Climat, Eau, Écosystèmes et Développement" (LACEEDE)

Université d'Abomey-Calavi, BP : 1495, Abomey-Calavi, Bénin ; Tél : (+22995808130), wog79@yahoo.fr

Résumé : Cette étude analyse les liens entre changements climatiques et dégradation de l'environnement dans le bassin du Zou. Les données climatologiques de la normale 1971-2000 ont été analysées. L'analyse des données socio-spatiales a été faite grâce aux enquêtes socio-anthropologiques et à l'étude diachronique de l'occupation du sol. Le résultat du diagnostic climatique établi atteste une forte fréquence des années de déficit et d'excès pluviométrique. Un tel contexte climatique engendre la baisse des rendements céréaliers (de l'ordre de 5,48 % en moyenne entre 1993 et 2009) et des revenus. En réaction, les agriculteurs développent des stratégies endogènes telles que l'augmentation des emblavures (65,75 % en moyenne entre 1993 et 2009), l'utilisation des engrais et pesticides, etc. Malheureusement, ces stratégies constituent les causes majeures de la dégradation des composantes environnementales notamment de la végétation naturelle (24,89 % de régression).

Mots clés : Changements climatiques, environnement, bassin du Zou, Bénin.

Abstract : *Climate change and environmental degradation in the Zou Basin in Benin (West Africa).* This study examines the links between climate change and environmental degradation in the basin of Zou. Climate data for 1971-2000 have been analyzed. The analysis of socio-spatial data is based on socio-anthropological surveys and a diachronic study pertaining to land use. The result shows a high frequency in years of deficit and excess regarding rainfall. Such a climatic context leads to a fall in crops production and incomes (up to an average of 5.48% between 1993 and 2009). To overcome this situation, farmers are developing endogenous strategies such as the use of fertilizers and pesticides, an increase of cultivated areas (up to an average of 65.75% between 1993 and 2009), etc. Unfortunately, these strategies are the major causes of environmental degradation including natural vegetation (area reduced by 24.89%).

Key words : Climate change, environment, Zou Basin, Benin.

Introduction

Au Bénin, le secteur agricole occupe une place de choix dans l'économie du pays. En effet, il concerne 70 % de la population active, contribue pour environ 36 % au PIB, procure environ 88 % des recettes d'exportation et participe à hauteur de 15 % aux recettes de l'état (SCRIP 2009). Ce secteur, fortement tributaire des paramètres climatiques se trouve menacé par les changements climatiques (Ogouwalé, 2006).

A l'instar des bassins du Bénin, l'agriculture dans le bassin du Zou reste essentiellement pluviale et subit les contre-coups de la variabilité du climat, notamment les précipitations, les températures, etc. (Vignigbé, 1992 ; Ogouwalé, 2001). Plusieurs études réalisées (Boko, 1988 ; Afouda, 1990 ; Houndénou, 1999 ; Ogouwalé, 2006) confirment cette variabilité climatique.

Cette variabilité climatique impose des contraintes d'ordre agronomique et induit des changements dans les pratiques agricoles et les techniques endogènes d'utilisation des terres (PADeCOM/Zou, 2004). Les différentes physionomies qui ont caractérisé le climat de ces trente dernières années ont perturbé les systèmes cultureux, bouleversé le calendrier agricole traditionnel et plongé le monde paysan dans le désarroi (Ogouwalé, 2001 ; Yabi et Afouda, 2006). Une autre manifestation du dérèglement pluviométrique en cours est une fréquence de plus en plus accrue des années pluviométriques extrêmes (déficitaires et excédentaires) sans aucune périodicité apparente.

Face à ces modifications récurrentes, les paysans ont mis en œuvre plusieurs stratégies d'adaptation afin de réduire leur vulnérabilité. Malheureusement, ces stratégies constituent les causes majeures de la dégradation des composantes environnementales (tendances

$L < 5$ alors, la terre est surexploitée. Par ailleurs, la Matrice de Léopold et *al.* (1971) utilisée par Wokou (2007) a été mise en exergue pour l'identification et l'analyse des impacts directs et indirects des changements climatiques sur l'environnement.

2. Résultats et discussions

2.1. Physionomie climatique des trente dernières années

La pluviométrie dans le secteur d'étude est marquée par un régime intermédiaire entre le climat à distribution bimodale du sud et celui à distribution unimodale du nord. La variabilité des précipitations annuelles au cours des trente dernières années se manifeste par une évolution à la baisse, suivie d'une légère augmentation (figure 2).

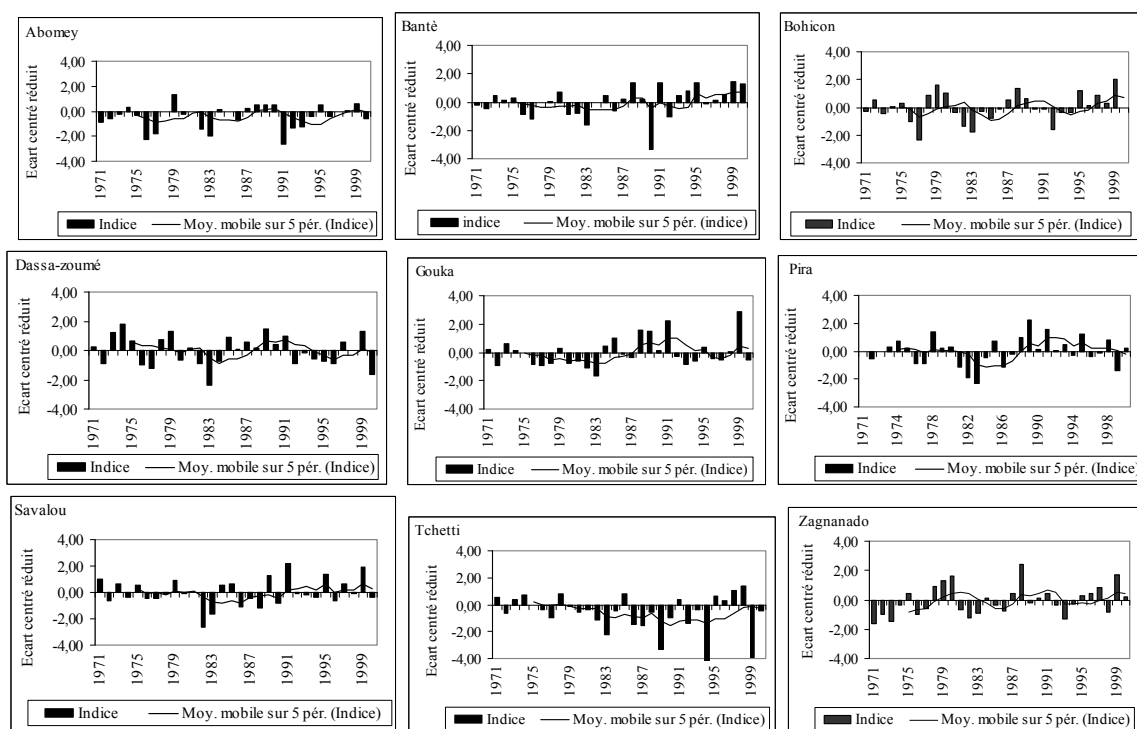


Figure 2 : Indices pluviométriques annuels sur la normale 1971-2000 dans le bassin du Zou

L'analyse de la figure 2 montre que le bassin du Zou connaît depuis les années 1971 une variabilité irrégulière des hauteurs annuelle de précipitations, marquée par une alternance d'années excédentaires (valeurs centrées réduites au-dessus de +1) et déficitaires (au-dessous de -1 ; tableau 1). La décennie 1980 concentre cependant un grand nombre d'années déficitaires, dans la plupart des stations.

Tableau 1 : Répertoire des années excédentaires et déficitaires sur la période 1971-2000

Station	Années déficitaires	Années excédentaires
Zagnanado	1971, 1972, 1973, 1976, 1982, 1983, 1986, 1993, 1998	1979, 1980, 1988
Abomey	1977, 1978, 1983, 1984, 1992, 1993, 1994	1980, 1989, 1990, 1991, 1997, 2001
Bohicon	1979, 1995, 1999	1976, 1982, 1983, 1992
Dassa-zoumè	1977, 1983, 2000	1973, 1974, 1979, 1989, 1999
Savalou	1982, 1983, 1986, 1988	1989, 1991, 1995, 1999
Tchetti	1983, 1986, 1987, 1989	1997, 1998
Gouka	1982, 1983	1985, 1988, 1989, 1991, 1999
Pira	1981, 1982, 1983, 1986, 1999	1978, 1989, 1991, 1995
Bantè	1977, 1983, 1990	1988, 1991, 1995, 1999, 2000

L'analyse du tableau 1 montre globalement que les années 1988, 1991, 1995 et 1999 ont été exceptionnellement pluvieuses. Par contre, les années 1982, 1983 et 1986 ont été exceptionnellement sèches. Cette variation pluviométrique est doublée d'un réchauffement thermique (figure 3), qui impose des contraintes d'ordre agronomiques.

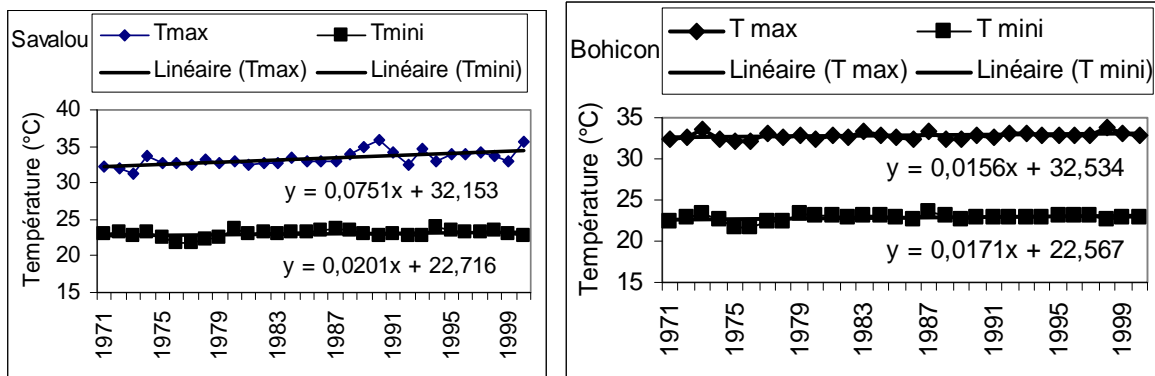


Figure 3 : Evolution comparée des températures annuelles de Savalou et de Bohicon (1971-2000)

Les tendances des températures maximales et minimales montrent que le réchauffement thermique affecte le bassin du Zou. En effet, les températures maximales ont constamment augmenté. De même, les températures minimales ont aussi connu une évolution rapide, et à Bohicon croissent même plus vite que les maximales. Les températures minimales sont passées de 22,55 (moyenne sur les 5 premières années de la série) à 22,97 °C (moyenne sur les 5 dernières années de la normale) à Bohicon avec une moyenne de 22,83°C sur toute la période.

77 % des personnes interrogés affirment qu'il fait plus chaud actuellement qu'auparavant et qu'on note un démarrage tardif et/ou mauvaise répartition des pluies, la réduction des périodes d'humidité, la diminution du nombre de jours de pluie et l'inexistence ou réduction des périodes de crues et la chaleur devenue de plus en plus intense et accablante. Ces différentes manifestations climatiques ne sont pas sans conséquences sur l'environnement.

2.2. Impacts directs et indirects des changements climatiques dans le bassin du Zou

2.2.1. Incidences sur l'agriculture

Les incidences directes des années de déficit et d'excès pluviométrique se résument aux baisses des rendements des principales cultures et conséquemment à la chute des revenus. L'analyse des données agricoles révèle que les rendements des principales cultures (maïs, manioc et coton) ont chuté de 5,48 % en moyenne entre 1993 et 2009. Cette tendance à la baisse est plus remarquable entre 1996 et 2007 et fait appel aux conséquences indirectes des changements climatiques.

2.2.2. Impacts environnementaux des stratégies d'adaptation aux changements climatiques

Le processus de dégradation est le résultat de plusieurs facteurs dont l'augmentation des emblavures (65,75 % de superficie en moyenne entre 1993 et 2009) et l'utilisation des produits chimiques de synthèse. Le Coefficient L d'Allan calculé dans tout le bassin varie entre 1,25 et 1,85. Ces chiffres obtenus sont tous inférieurs à 5 indiquant une surexploitation des espaces agricoles du bassin, ce qui se traduit par leur rapide épuisement d'où la baisse de fertilité. Ces résultats sont pratiquement les mêmes que ceux obtenus par Wokou en 2009 sur le plateau d'Agonlin. Ces chiffres sont également le résultat des impacts de l'utilisation non

contrôlée des engrais et produits chimiques de synthèse. Car, selon le CeRPA Zou/Collines (2009), les agriculteurs ne respectent pas les doses recommandées.

Pour 59 % des populations enquêtées, les espèces végétales détruites sont celles utilisées dans la médecine traditionnelle. De même, l'utilisation des produits chimiques de synthèse et pesticides utilisés par les agriculteurs dans les champs compromettent les plans et cours d'eau situés en aval avec toute sorte de pollution et de comblement (photo 1.2). En effet, après la pluie, les produits chimiques utilisés par les paysans dans les champs et les débris des récoltes et billons sont entraînés dans le sens des versants et impactent les cours d'eau situés en aval. La photo 1.1 présente l'état de la végétation suite à la pratique de la culture itinérante sur brûlis (technique culturale la plus développée).



Photo 1 : Destruction du couvert végétal à Za-kpota (1.1) et Comblement du cours d'eau à Covè (1.2)
 Source : Wokou G., mai 2010

La dynamique de la végétation liée indirectement à l'évolution du climat dans le bassin du Zou a été également analysée à travers une étude diachronique des différentes unités d'occupation du sol (figure 4).

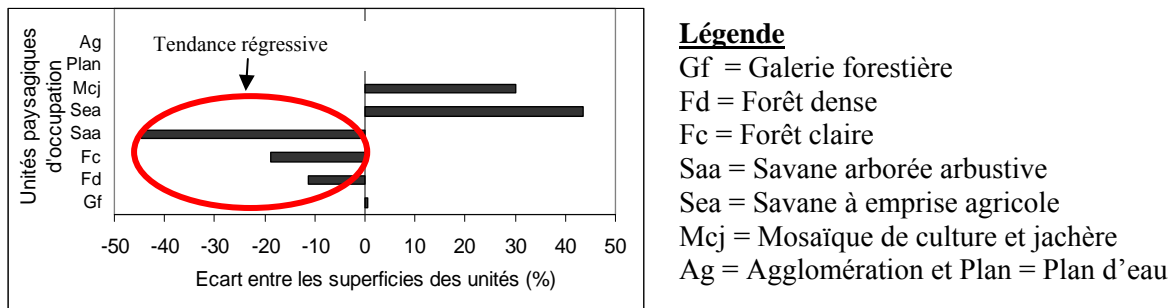


Figure 4 : Occupation du sol dans le bassin du Zou entre 1978 et 2007

Il ressort de cette synthèse sur l'occupation du sol entre 1978 et 2007 dans le bassin du Zou, que les forêts denses, claires et les savanes arborées et arbustives ont diminué respectivement de 11,23 %, 18,81 % et de 44,64 % en superficie au profit des savanes à emprise agricole (43,5 %) et des mosaïques de culture et jachère (30,15 %) qui sont en progression nette.

Conclusion

Le bassin du Zou connaît une variabilité climatique marquée par des années de déficit et d'excès pluviométrique. Cette réalité climatique engendre la baisse des rendements céréaliers et par conséquent une chute des revenus. En réaction, les agriculteurs ont recours aux stratégies endogènes dont les plus significatives sont l'augmentation des emblavures (65,75 % en moyenne entre 1993 et 2009), l'amélioration de la fertilité des sols par l'utilisation non appropriée et non contrôlée des engrais et pesticides, etc. Ces stratégies constituent les causes

majeures de la dégradation de la végétation, de la baisse de fertilité des sols et de la pollution et du comblement des cours d'eau, etc. dans le bassin.

Bibliographie

- Afouda F., 1990 : *L'eau et les cultures dans le Bénin Central et Septentrional : étude de la variabilité des bilans de l'eau dans leur relation avec le milieu de la savane africaine*. Thèse de doctorat NR, Paris IV, Sorbonne, 428p.
- Boko M., 1988 : *Climat et communautés rurales du Bénin : Rythmes climatiques et rythme de développement*. Thèse d'Etat ès lettres, Paris IV, 2 volumes, Dijon 607p.
- CeRPA Zou-Collines, 2009 : *Compendiums des statistiques agricoles de plusieurs campagnes*. Abomey, 48 p.
- Houndénou C., 1999 : *Variabilité climatique et maïsiculture en milieu tropical humide, diagnostic et modélisation : L'exemple du Bénin*. Thèse de Doctorat Unique. Université de Bourgogne, Dijon, 341 p.
- Léopold, L. B., Clarke F. E., Hanshaw B. B., Balsley J. E., 1971 : *A procedure for evaluating environmental impact*. U.S. Geological Survey Circular 645, Washington, D.C.
- Ogouwalé E., 2001 : *Vulnérabilité/adaptation de l'agriculture aux changements climatiques dans le département des Collines*. Mémoire de maîtrise de géographie, UAC/FLASH/DGAT. 119 p.
- Ogouwalé E., 2006 : *Changements climatiques dans le Bénin méridional et central : Indicateurs, Scénarios et Prospective de la Sécurité Alimentaire*. Thèse de doctorat Unique. Option dynamique des Systèmes Climatiques, UAC, Ecole Doctorale Pluridisciplinaire de la FLASH, Abomey-Calavi, 302 p.
- PADeCOM/Zou, 2004 : *Gestion des risques hydro-climatiques et développement économique durable dans le bassin du Zou*. Rapport, UAC/LECREDE, 52p.
- Vignigbé J., 1992 : *Contrainte climatique et développement agricole sur le plateau d'Abomey*. Mémoire de maîtrise de Géographie, FLASH/DGAT/UNB, 110 p.
- Wokou G., 2007 : *Production agricole à Ouinhi : Importances socio-économique et environnementale*. Mémoire de maîtrise de Géographie, UAC/FLASH/DGAT, 86 p.
- Yabi I., Afouda F., 2006 : Variabilité des hauteurs et du nombre de jours de pluie dans la région de transition climatique béninoise. *Publication LECREDE*, 1, 2, 16 - 24.

ANNEES PLUVIOMETRIQUES EXTREMES ET INCIDENCES SOCIO-ENVIRONNEMENTALES DANS UNE REGION DE MONTAGNE : LE DEPARTEMENT DE L'ATACORA AU BENIN

YABI I, AFOUDA F., OGOUWALE E. et BOKO M.

Laboratoire Pierre PAGNEY "Climat, Eau, Ecosystème et Développement " (LACEEDE), Département de Géographie, Université d'Abomey-Calavi (République du Bénin)
03 BP 1122 Cotonou, Bénin : E-mail : yafid2@yahoo.fr

Résumé : Cette recherche s'intéresse à la fréquence des années pluviométriques extrêmes et leurs incidences socio-environnementales dans le Département de l'Atacora, une région naturellement contraignante pour les hommes. Les données pluviométriques, extraites du fichier de l'ASCNA, ont été traitées en utilisant la statistique descriptive (moyenne, quartile, etc.) et l'analyse fréquentielle. Les analyses montrent une forte occurrence des années extrêmement pluvieuses durant les années 1950 et 1960 que les décennies 1970 et 1980 qui ont plutôt enregistré plus d'années très sèches. Ces années pluviométriques extrêmes sont porteuses de difficultés socioéconomiques pour les communautés agricoles. Dans un contexte de changements climatiques prévus, où la fréquence de ces années difficiles va probablement s'accroître, il convient d'identifier les mesures d'atténuation / adaptation pertinentes.

Mots clés : Atacora (Bénin), extrêmes pluviométriques, difficultés socioéconomiques, prospection.

Abstract : *Extreme rainfall years and socio-environmental in a mountain region: the department of the Atacora in Benin Republic.* This research focuses on the frequency of extreme rainfall years and their socio-environmental on Department of Atacora, a region binding naturally for men activities. The rainfall data were processed by using descriptive statistics (mean, quartile, etc..) and frequency analysis. The analysis shows a high occurrence of extremely wet years between 1950 and 1960 than the 1970s and 1980s who recorded rather more very dry years. These extreme rainfall years are carriers of social and economic problems for farming communities. In the context of projected climate change, where the frequency of these difficult years is likely to increase, it is necessary to identify mitigation / adaptation relevant strategies.

Keywords : Atacora (Benin), extreme rainfall, socioeconomic difficulties, prospecting.

1. Introduction

Les activités socioéconomiques sont fortement influencées par le facteur climatique notamment en Afrique subsaharienne plus que partout ailleurs. Or, les dernières décennies de la fin du deuxième millénaire ont été marquées par une évolution rapide des climats à l'échelle globale (IPCC, 1991 ; Olaniran, 1991) et une forte occurrence des événements pluviométriques extrêmes (IPCC, 2007).

En Afrique de l'ouest, cette évolution est marquée entre autres, par une variabilité pluviométrique sans précédent, du reste depuis le siècle passé. Ainsi, la plupart des travaux ont montré que les totaux pluviométriques annuels des décennies 1970 et 1980 sont caractérisés par des baisses sensibles (Paturel et al., 1995 ; Brou et al., 1999), et la survenance d'années particulièrement pluvieuses avec des retombées socio-écologiques parfois considérables.

Quant au Bénin, il connaît, à l'instar des autres pays, depuis la fin des années 1960, une forte variabilité pluviométrique. Celle-ci se manifeste, en particulier, par une modification du régime des précipitations et par une diminution des hauteurs annuelles (Boko, 1988 ; Afouda, 1990 ; Houndénou, 1999 ; Yabi, 2002 ; etc.). En outre, le Bénin est de plus en plus marqué par la survenance d'années pluviométriques extrêmes (très pluvieuses ou très sèches) avec d'importantes retombées socio-environnementales (Yabi et Afouda, 2011).

Ce travail s'intéresse à la fréquence des années pluviométriques extrêmes et leurs incidences socio-environnementales dans le Département de l'Atacora, une région montagneuse naturellement contraignant pour les hommes.

2. Données et méthodes

Les données utilisées sont les hauteurs pluviométriques annuelles de la période 1941-2000 de 04 stations (figure 1) à savoir Natitingou, Tanguiéta, Kouandé et Boukoumbé.

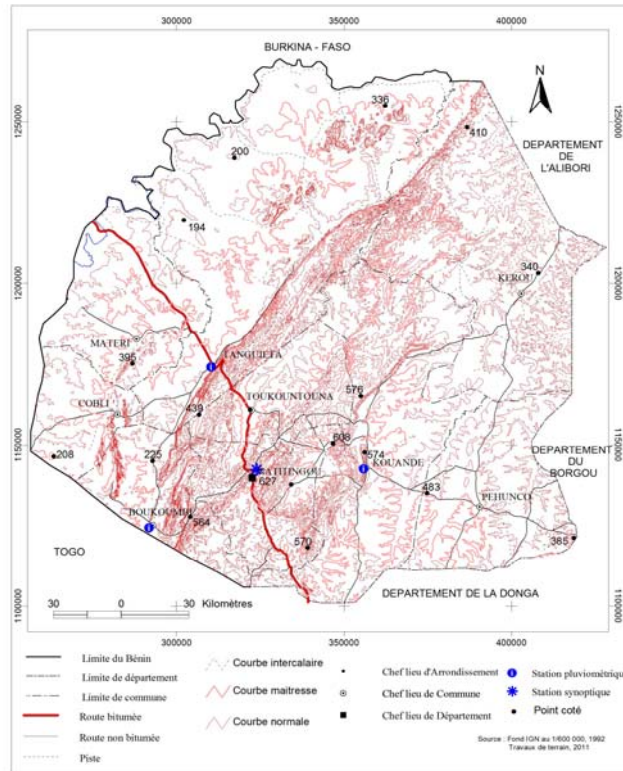


Figure 1 : Situation des stations dont les données sont utilisées

Ces données ont été extraites du fichier de l'Agence pour la Sécurité et la Navigation Aérienne (ASECNA-Cotonou). Les données manquantes (3,4 % du total des observations) ont été reconstituées par la méthode des moindres carrés.

En outre, les investigations de terrain auprès des communautés et des personnes ressources (agents du développement rural et autres), sans oublier les observations directes, ont permis de mieux appréhender les incidences socio-environnementales des années pluviométriques extrêmes et les appréciations des acteurs.

L'utilisation des déciles a permis d'identifier les années pluviométriques extrêmes (Benzarti et *al.*, 2004). Ainsi, si la probabilité de non dépassement est supérieure ou égale à la valeur du 9^{ème} décile (90 %), l'année est considérée comme extrêmement pluvieuse. Par contre, si la probabilité de non dépassement est inférieure ou égale au 1^{er} décile (10 %), l'année est considérée comme extrêmement sèche.

Quant à la fréquence des années pluviométriques extrêmes (FAPE) excédentaires ou déficitaires, elle est calculée suivant le protocole ci-après :

$$FAPE = (NAPE/NTA)$$

NAPE est le nombre d'années pluviométriques extrêmes ; NTA, le nombre total d'années étudiées.

S'agissant de l'intensité (I) des anomalies, elle a été déterminée par la formule suivante :

$$I = (Pa - Pm) / Pm$$

Où Pa désigne la pluviosité de l'année a et Pm la pluviométrie moyenne de la série.

3. Résultats

3.1. Caractéristiques géographiques de la région d'étude

Située au nord-ouest du Bénin, la région d'étude s'étend sur une superficie de 20'499 km² et compte en 2002 une population de 549'417 habitants, soit une densité de 27 hab. / km².

Sur le plan géomorphologique, cette région est dominée par un massif montagneux (chaîne de l'Atacora) non homogène marqué par d'importantes vallées très encaissées qui empruntent les cassures locales pour traverser les crêtes des quartzites plissés (Houssou, 1998 ; Tenté, 2005). Ce massif est constitué par une succession de petites collines à flancs raides et d'altitudes variant entre 200 et 550 m. Les pentes sont relativement fortes et posent, entre autres, des problèmes d'érosion des sols et de conservation des eaux et des sols (Tenté, 2005).

Quant aux formations pédologiques, elles sont essentiellement constituées de sols peu évolués, ferrugineux tropicaux peu lessivés (Tenté, 2005). Ce sont des sols pierreux, caillouteux, gravillonnaires. De faible profondeur, ces sols comportent peu de réserves minérales et leur capacité de rétention en eau est réduite. Il s'agit en fait des sols peu fertiles.

Du point de vue climatique, la présence de la chaîne montagneuse y joue un rôle important. En effet, appelé le climat atacorien, il est caractérisé par un régime thermique plus frais (les valeurs thermiques moyennes sont comprises entre 25 et 30°C) à cause de l'altitude relativement élevée. Il y a une saison pluvieuse (mi-avril à mi-octobre) au cours de laquelle les flux de mousson et les ondes d'est (lignes de grain) sont dominants. Durant cette saison, les ascendances forcées des masses d'air favorisées par l'élévation du relief engendrent de fortes averses (abats pluvio-orageux). Pendant la saison sèche, la région est plutôt influencée par l'alizé continental (harmattan) sec, frais la nuit et relativement chaud le jour, desséchant et accélérant le dépérissement de la végétation.

La région d'étude offre ainsi des conditions naturelles assez pénibles pour la conduite des activités socio-économiques des communautés même dans contexte climatique normal.

3.2. Pluviométries moyennes et années pluviométriques record

Les hauteurs pluviométriques moyennes et record à l'échelle annuelle par station sont indiquées dans le tableau 1.

Tableau 1 : Totaux pluviométriques moyens et valeurs record par station

Stations	Moyennes annuelles	Plus faibles valeurs	Plus fortes valeurs
Natitingou	1269 mm	830 mm (1983)	1898 mm (1957)
Tanguiéta	1055 mm	665 mm (1977)	1507 mm (1998)
Kouandé	1185 mm	851 mm (1983)	1736 mm (1955)
Boukoubé	1027 mm	683 mm (1983)	1522 mm (1957)

Les hauteurs pluviométriques moyennes annuelles varient entre 1028 et 1270 mm. La station de Natitingou est la plus arrosée du Département de l'Atacora. Cela peut s'expliquer par le facteur orographique qui semble plus bénéfique pour cette station. En ce qui concerne les plus faibles valeurs, elles sont enregistrées au cours des décennies 1970 et 1980 alors que les plus fortes valeurs sont plutôt obtenues au cours des années 1950. Ces résultats sont concordants avec ceux des travaux antérieurs (Boko, 1988 ; Afouda, 1990 ; etc.) qui ont montré que les décennies 1970 et 1980 ont été sèches au Bénin en opposition avec les années 1940 et 1950 réputées plus pluvieuses.

La fréquence des années pluviométriques extrêmes est aussi influencée par cette tendance.

3.3. Fréquence des années pluviométriques extrêmes

Le tableau 2 résume la fréquence des années pluviométriques extrêmes dans le Département de l'Atacora.

Tableau 2 : Fréquence des années pluviométriques extrêmes (sèches et pluvieuses)

Stations	Années extrêmement déficitaires			Années extrêmement pluvieuses		
	1941-1970	1971-2000	Total	1941-1970	1971-2000	Total
Natitingou	3 %	10 %	13 %	27 %	3 %	30 %
Tanguiéta	3 %	17 %	20 %	20 %	3 %	23 %
Kouandé	6 %	17 %	23 %	20 %	6 %	26 %
Boukoumbé	13 %	13 %	26 %	13 %	6 %	19 %

Les années extrêmement déficitaires ont été plus fréquentes entre 1971 et 2000 et la station de Natitingou est la moins touchée (0,13). En revanche, la fréquence des années très pluvieuses est plus élevée au cours de la période 1941-2000 et la plus forte fréquence est enregistrée à Natitingou. Ces constats concordent aussi d'une part avec les résultats des travaux antérieurs (Nicolson, 1980 ; Boko, 1988 ; Afouda, 1990 ; etc.) qui ont montré le caractère plus arrosé (au Bénin et dans toute l'Afrique de l'Ouest) de la période 1941-2000 et d'autre part du rôle positif que joue le facteur orographique en faveur de Natitingou.

Au-delà de la fréquence, l'ampleur des déficits ou excédents pluviométriques mérite aussi d'être analysée.

3.4. Ampleur des déficits et excédents pluviométriques

L'importance des déficits ou excédents pluviométriques annuels est résumée dans le tableau 3.

Tableau 3 : Ampleur des anomalies pluviométriques annuelles

Stations	Ampleur des déficits	Ampleur des excédents
Natitingou	-22 à -35 %	+26 à +50 %
Tanguiéta	-27 à -48 %	+24 à +43 %
Kouandé	-23 à -30 %	+26 à + 47 %
Boukoumbé	-26 à -34 %	+33 à + 48 %

L'intensité des déficits varie entre 22 et 48 % dans la région d'étude et la station de Tanguiéta est la plus affectée. Quant aux excédents, leur intensité est comprise entre 26 et 50 %, les plus fortes valeurs étant enregistrées à Natitingou et Tanguiéta. Dans tous les cas, ces anomalies peuvent engendrer des difficultés sociales. En effet, selon Boko (1988), Klassou (1996) et Afouda (2009), un déficit de 20 % ou un excédent 30 % par rapport à la pluviométrie moyenne à l'échelle annuelle suffit pour engendrer des pertes importantes de production agricole notamment dans un contexte d'agriculture pluvial comme celui du Département de l'Atacora.

L'étude de la répartition mensuelle des pluies au cours des années extrêmes permet de mieux comprendre sa conséquence sur le calendrier agricole des producteurs.

3.5. Répartition temporelle des pluies au cours des années extrêmes

Les années extrêmement sèches sont caractérisées par une insuffisance pluviométrique notamment au cœur de la saison agricole alors que les années très pluvieuses sont marquées par une augmentation considérable des pluies, notamment à la fin de la saison agricole (août et septembre) comme le montre la figure 2.

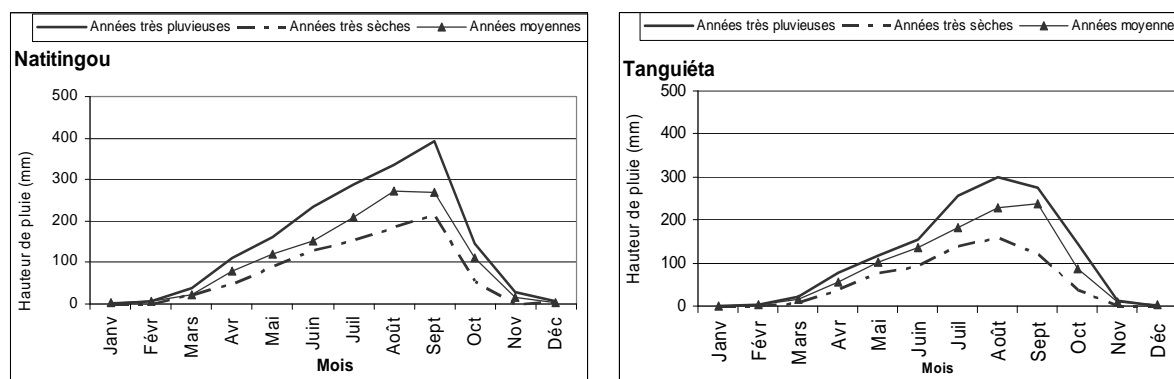


Figure 2 : Régimes pluviométriques comparés des années extrêmes par rapport à la normale (années moyennes)

Ces remarques sont confirmées par les acteurs agricoles (producteurs et agents d'encadrement) qui ont attesté qu'au cours des années très sèches, les plantes souffrent de déficit hydrique alors que la surabondance de l'eau emporte des récoltes durant les années très pluvieuses. Selon eux, les incidences agricoles des extrêmes pluviométriques sont amplifiées par les facteurs géomorphologique (les fortes pentes accélèrent le ruissèlement et l'érosion des sols) et pédologique (sols minces et faible capacité de rétention en eau) du milieu.

L'excès ou le déficit pluviométrique fragilise davantage le milieu et entraîne une baisse de la production agricole rendant ainsi vulnérables les populations au risque d'insécurité alimentaire sans oublier l'amenuisement des revenus des producteurs qui ne peuvent pas faire face convenablement à leurs besoins socio-économiques. Face aux risques pédoclimatiques, plusieurs mesures d'atténuation / adaptation sont prises par les acteurs agricoles.

3.6. Mesures d'adaptation / atténuation des conséquences des aléas pluviométriques et corollaires

La fréquence de plus en plus accrue des années pluviométriques extrêmes et leurs conséquences ont amené les acteurs agricoles à développer quelques stratégies.

Il s'agit des mesures auto adaptatives adoptées par les producteurs et qui se rapportent à la mise en valeur des bas-fonds, les semis multiples, le choix de variétés culturales à cycle court, l'association culturale, l'utilisation d'intrants agricoles, l'émigration agricole (départ saisonnier vers d'autres localités où les conditions naturelles sont moins austères), etc. Selon les acteurs agricoles interrogés, ces stratégies ont pour finalité de limiter les impacts des aléas pluviométriques. Même si l'efficacité de ces mesures reste à vérifier, elles témoignent de la capacité des producteurs à s'adapter aux contraintes naturelles.

De même, les autres acteurs que sont les agents des services publics d'encadrement (CeRPA, INRAB), les membres d'organisations non gouvernementales à vocation agricole (PAMRAD, ORPIDE-Bénin, etc.) ont pris des initiatives visant à réduire la vulnérabilité des paysans aux conséquences des extrêmes pluviométriques. Entre autres, il y a des efforts de maîtrise de l'eau à l'aide des aménagements hydro-agricoles, les luttes anti-érosion, la mise en valeur des bas-fonds, la promotion des cultivars plus adaptés au nouveau contexte climatique, etc. Mais ces mesures sont encore à l'étape d'expérimentation (ne concernent que quelques localités), et leur généralisation n'est pas évidente au regard des difficultés financières évoquées par les promoteurs. Or, les prochaines décennies seront probablement marquées par la survenance des extrêmes pluviométriques de façon plus accrue et plus intense selon les prévisions de l'IPCC (2007) dont les signes annonciateurs sont déjà perceptibles.

Conclusion

Dans le Département de l'Atacora où les conditions naturelles sont déjà austères pour les activités agricoles, les années pluviométriques extrêmes constituent une menace naturelle supplémentaire.

Dans un contexte de changements climatiques prévus où la fréquence de ces années difficiles va probablement s'accroître, il convient d'identifier les mesures d'atténuation / adaptation pertinentes en vue d'assurer une production agricole durable pour les communautés.

Références bibliographiques

- Afouda F., 2009 : Variabilité pluviométrique de la grande saison agricole dans les départements du Mono-Couffo. *Annale de la Faculté des Lettres, Arts et Sciences Humaines (Bénin)*, n°15, pp. 28-42.
- Afouda F., 1990 : *L'eau et les cultures dans Bénin central et septentrional : Etude de la variabilité des bilans de l'eau dans leurs relations avec le milieu rural de la savane africaine*. Thèse de doctorat nouveau régime. Paris IV-Sorbonne. 428 p.
- Benzarti Z., Ben Boubakar H. et Henia L., 2004 : Circulations méridiennes et extrêmes pluvio-thermiques en Tunisie. *Acte du XVII^{ème} Colloque de l'Association internationale de Climatologie*, Université de Caen (France), pp. 117-121.
- Boko M., 1988 : *Climat et communautés rurales du Bénin : Rythmes climatiques et rythme de développement*. Thèse d'Etat ès lettres, Dijon 607 p.
- Brou Y.T, Servat E. et Paturol J.E., 1999 : Contribution à l'Analyse des inter-relations entre activités humaines et variabilité climatique : cas du sud-forestier ivoirien. *CR Acad Sci (Paris)* ; 327(sér II a).
- Houndénou C., 1999 : *Variabilité climatique et maïsiculture en milieu tropical humide, diagnostic et modélisation*. Thèse de Doctorat Unique de Géographie, Dijon, France, 341 p.
- Houssou C., 1998 : *Les bioclimats de l'Atacora (Nord-ouest du Bénin) et leurs implications socio-économiques*. Thèse de Doctorat Unique de Géographie, Dijon, France, 322 p.
- IPCC [Intergovernmental Panel on Climate Change], 1991: *Climate change : The IPCC Response Strategies*. Island Press, Washington, DC, 44 p.
- IPCC, [Intergovernmental Panel on Climate Change], 2007: *The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 p.
- Klassou K. M., 1996 : *Evolution climato-hydrologique et conséquences sur l'environnement : L'exemple du Bassin du fleuve Mono (Togo-Bénin)*. Thèse de Doctorat Unique de géographie. Université de Bordeaux III, Institut de Géographie Louis Papy, 472 p.
- Nicholson S. E., 1980 : The nature of rainfall fluctuations in subtropical West Africa. In *Mon Wea Rev*, 108, pp. 473-87.
- Olaniran O. J., 1991: Evidence of climatic change in Nigeria based on annual series of rainfall of different daily amounts, 1919-1985. *Climatic change*, vol. 19, pp. 319-341.
- Paturol J.E, Servat E., Kouamé B., Masson J. et Lubes H., 1995 : La Sécheresse en Afrique de l'Ouest non sahélienne (Côte d'Ivoire, Togo, Bénin). In *Revue Sécheresse*, 6, pp. 95-102.
- Sirculon J., 1986 : La sécheresse en Afrique de l'Ouest. Comparaison des années 1982 - 1984 avec les années 1972 - 1973. *Cahiers hydrologiques* Vol XXI, N° 4, ORSTOM, pp. 75 - 92.
- Tenté B., 2005 : *Recherche sur les facteurs de la diversité floristique des versants du massif de l'Atacora : secteur Perma-Toucountouna (Bénin)*. Thèse de Doctorat Unique de Géographie, Université d'Abomey-Calavi, Bénin, 252 p.
- Yabi I., 2002 : *Particularités de la variabilité pluviométrique entre 7° et 8°N au Bénin*. Mémoire de maîtrise de Géographie FLASH - UAC, Abomey-Calavi. 96 p.
- Yabi, I., Afouda, F., 2011 : Extreme rainfall years in Benin (West Africa), *Quaternary International* (2011), doi:10.1016/j.quaint.2010.12.010, 5 p.

VARIABILITE CLIMATIQUE ET MOBILITE GEOGRAPHIQUE : IMPACTS DANS LE TERROIR VILLAGEOIS DE REFANE AU SENEGAL

YANON G. et NDIAYE A.

Département de Géographie, FLSH- Université Cheikh Anta Diop, B.P. 5005, Dakar-Fann, Sénégal
galileo.galine@hotmail.com ; amindiay2000@yahoo.fr

Résumé : Le phénomène migratoire, dans la Communauté Rurale (C.R.) de Réfane, s'inscrit dans la large gamme des stratégies d'adaptation développées par les populations pour faire face aux effets de la variabilité climatique et à la paupérisation du monde rural. De ce fait, la gestion de l'insécurité alimentaire à Réfane s'exprime souvent, à travers ces pratiques migratoires diverses qui s'inscrivent, dans une logique de soustraire les ruraux de cette contrainte majeure. La migration des populations n'est cependant pas sans effets sur la localité d'origine. Ces impacts, sont d'ordre environnemental, économique, social et démographique.

Mots clés : Variabilité climatique, adaptation, migration, impact.

Abstract : *Climate variability and geographical mobility: impacts in the soil villagers of Refane in Senegal.* The phenomenon of migration, in the Rural Community of Réfane, fits in the wide range of adaptation strategies developed by the people to deal with the effects of climate variability and to the impoverishment of rural world. In fact, the management of food insecurity in Réfane is often expressed, through various migratory practices are, in a logic of the rural people of escape this major constraint. The migration of people is therefore not without effects on the locality of origin. These impacts are of environmental, economic, social and demographic.

Keywords : climate variability, adaptation, migration, impact.

Introduction

Les profondes mutations socio-économiques, amplifiées par la sécheresse trentenaire qu'a connu le Sahel (Ndiaye A. 2007, Sagna P. 1998, Ndong J.B 1996) constituent une des clés d'interprétation du dynamisme migratoire de la Communauté Rurale de Réfane, située dans le Département de Bambey, dans la de Diourbel (Figure 1).

Le présent article met en évidence les interactions complexes entre variabilité climatique, en particulier, celle des précipitations pluvieuses, migration des populations et impacts sur le milieu de départ ; l'objectif général est d'examiner les conséquences socio-économiques et environnementales de la migration liée au climat, sur la Communauté Rurale de Réfane. Nous partons de l'hypothèse selon laquelle, la migration climatique des populations de Réfane à des effets considérables sur les ménages ruraux.

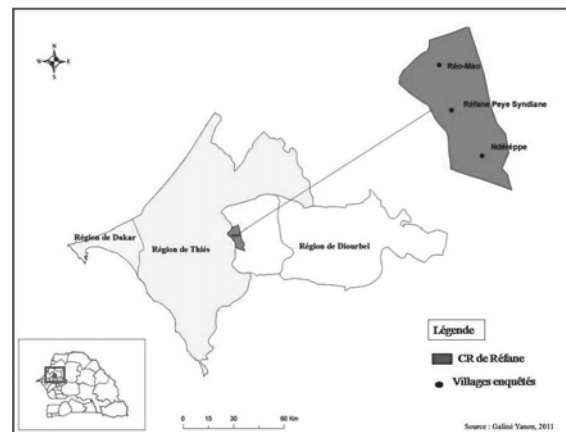


Figure 1 : Localisation de la Communauté Rurale de Réfane dans le Département de Bambey au Sénégal.

La Communauté Rurale de Réfane, à l'instar de toute la région sahélienne, a connu, à partir des années 1970, une longue période de sécheresse qui s'est étalée sur plus de trente années. Ainsi, malgré une légère amélioration de la situation pluviométrique depuis 1999, avec des pics d'années très excédentaires (628,3 mm en 2000, 715,6 mm en 2001, et 805,3 mm en 2008), la dégradation des conditions climatiques continue d'influencer, négativement, les rendements et la sécurité alimentaire des populations rurales. Vouloir gérer cette « insécurité alimentaire » a amené les ruraux, à s'engager dans une dynamique d'adaptations, soit, par la

mutation des systèmes de production multiséculaires (abandon de la jachère et de certaines cultures de rentes, par exemple, puis reconversion dans d'autres types d'activités), soit, par des pratiques migratoires diverses, comme c'est le cas dans la zone d'étude.

Mutations socio-économiques qui suscitent quelques interrogations, à savoir, notamment, quels sont les effets induits de ces mouvements migratoires sur la Communauté Rurale de Réfane ? Le départ des ruraux se traduit-il par une baisse de la production agricole ? La population migrante participe-t-elle à l'amélioration des conditions de vie des ménages restés au village ? Au-delà même de cette recherche d'amélioration des conditions de vie, l'aide apportée par le migrant suscite-t-elle l'émergence de nouvelles activités socio-économiques, ou bien se limite-t-elle, exclusivement, à la satisfaction des besoins vitaux de la famille ? Autant de questionnements autour de cette problématique induite des impacts de la variabilité climatique et dont il urge, absolument, de répondre.

1. Données et méthodes

La démarche méthodologique adoptée est une combinaison d'approches, à la fois, qualitative et quantitative. Les outils et techniques de la Méthode Active de Recherche Participative (MARF) tels que l'entretien individuel et le focus groupe semi-structuré, mais aussi l'observation participative et l'administration de questionnaire ont été utilisés.

1.1. L'enquête de terrain

Cette phase en milieu rural, menée en juillet 2010, donc au cœur de l'hivernage, est basée sur une enquête ménage couvrant, entre autres, les caractéristiques suivantes : conditions socio-démographiques, sources de revenus et dépenses des ménages, biens des ménages, etc. A l'enquête ménage, nous avons ajouté quelques rubriques portant sur les membres de la famille en émigration, notamment, les envois de fonds, le métier du migrant, etc.

1.2. Échantillonnage

L'échantillonnage s'est appuyé sur les données du Recensement Général de la Population et de l'habitat du Sénégal (2002) de l'Agence Nationale de la Statistique et de la Démographie (ANSD). Partant de ces informations, nous avons décidé de prendre, comme unité de sondage, la concession qui est une unité familiale. Cependant, l'unité d'échantillonnage retenue est le ménage, sachant que plusieurs ménages peuvent coexister au sein d'une concession (Tableau 1).

Tableau 1 : Nombre de concessions par village enquêté (janvier 2008). Données source : ANSD (RGPH-2002).

	Nom du village	Nombre de concessions
1	Ndéréppe	188
2	Réfane (Peye Syndiane)	273
3	Réo-Mao	162
	Total	623

Pour connaître le poids de chaque village sur le total des concessions, nous avons effectué les opérations suivantes (avec une base d'échantillonnage de 62 concessions, soit le dixième du total des concessions des trois villages retenus) :

$$\begin{array}{llll}
 1) & 188 / 623 \times 100 & 30 \% & \\
 2) & 273 / 623 \times 100 & 44 \% & \longrightarrow \\
 3) & 162 / 623 \times 100 & 26 \% & \\
 & & & 1- 62 / 100 \times 30 = 19 \\
 & & & 2- 62 / 100 \times 44 = 27 \\
 & & & 3- 62 / 100 \times 26 = 16
 \end{array}$$

L'enquête a donc porté sur un échantillon de 62 concessions, soit 19 concessions à Ndéréppe, 27 à Réfane-Peye-Syndiane et 16 à Réo-Mao. Cependant, pour celles ayant plus

d'un ménage, il y a autant de questionnaires que de nombres de ménages. Finalement, nous nous sommes retrouvés avec un total de 76 concessions à enquêter, soit 14 de plus qu'initialement prévus.

2. Principaux résultats

2.1. La migration comme palliatif à la péjoration pluviométrique

Nous avons d'abord analysé l'évolution pluviométrique, déterminante au Sahel, pour saisir la forte corrélation qui existe entre péjoration climatique et migration des populations. Ainsi, l'analyse des séries chronologiques (fournies par l'Agence Nationale de la Météorologie du Sénégal : ANAMS), 1951-2001 pour Diourbel et 1960-2008 pour Bambey a révélé que la pluviométrie dans la zone d'étude se caractérise par une diminution dès le début des années 1970 (Figures 2, 3 et 4). Sur 25 saisons déficitaires, 15 le sont à plus de 20% en-deçà de la moyenne de la série pour la station de Diourbel. Les cas d'extrême déficit, plus de 50% inférieurs à la moyenne sont 1983 et 1986.

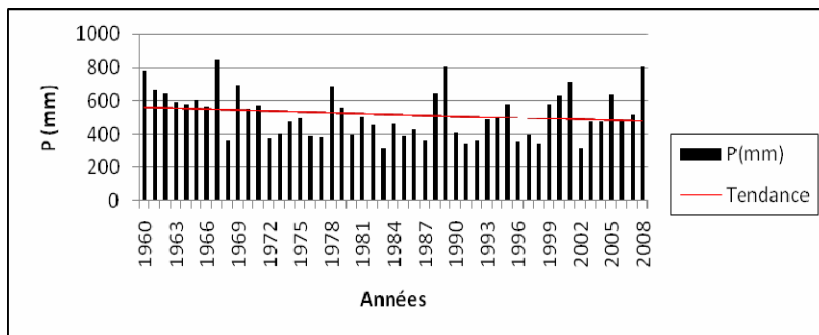


Figure 2 : Évolution tendancielle de la pluviométrie à Bambey (1960-2008). Données source : ANAMS.

Les conséquences de cette variabilité pluviométrique sur l'environnement sont exacerbées par des pratiques agricoles inadaptées et une forte pression démographique sur le milieu. Les rendements ainsi que les productions vont ainsi subir de fortes variations, au gré de la péjoration pluviométrique, accentuées par des pauses pluviométriques au cœur de la saison et un rétrécissement de l'hivernage (saison des pluies) marqué par des démarrages tardifs et des arrêts précoces (Figure 3). En effet, la saison des pluies a diminué d'environ 6 semaines sur la période 1951-2001 : elle commence vers le 11 juin et se termine vers le 21 octobre en début de période (1951-55) contre un début d'hivernage le 12 juillet et une fin vers le 10 octobre en fin de période (1997-2001).

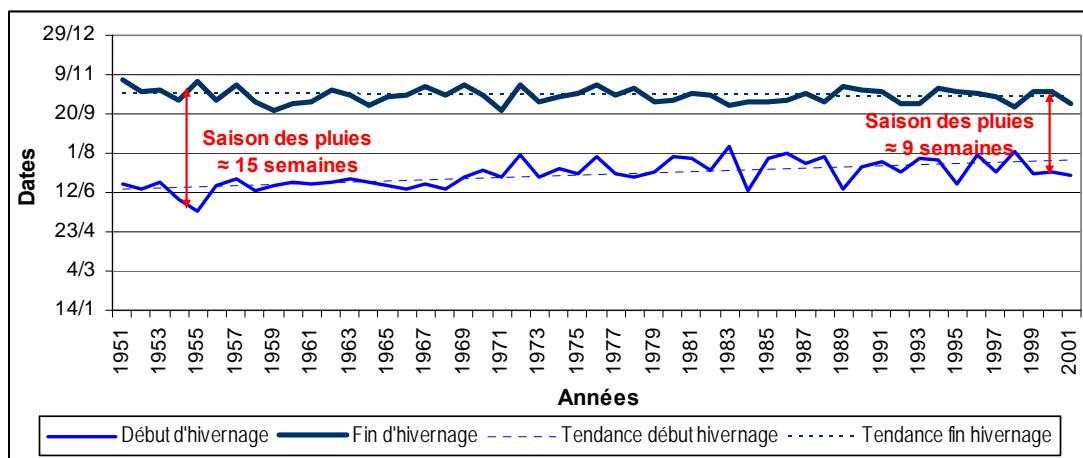


Figure 3 : Durée (dates de début et de fin) de la saison des pluies à Diourbel (1951-2001). Données Source : ANAMS.

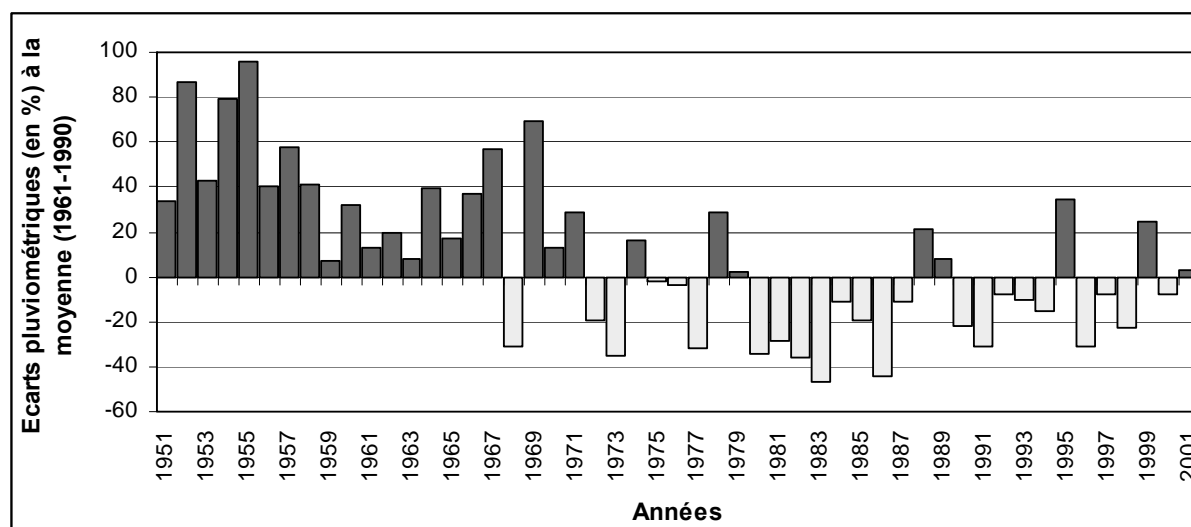


Figure 4 : Ecarts à la normale (1961-90) des précipitations à Diourbel (1950-2001). Données source : ANAMS.

Cette baisse des rendements agricoles dans un contexte de difficulté de commercialisation de la production explique l'abandon, de plus en plus généralisée, des cultures de rentes pour l'agriculture d'autoconsommation. Les paysans se retrouvant sans revenus supplémentaires vont ainsi verser dans la migration qui, jadis temporaire, apparaît, désormais, comme palliatif majeur à la situation de paupérisation. Dès lors, toute une dynamique organisationnelle s'effectue autour de « projets migratoires » qui mobilisent les autorités de toutes les structures familiales pour la sélection du ou des membres potentiels pour le départ (au moins deux membres en émigration par concession).

2.2. Des impacts négatifs sur les structures démographiques et sociales

Les résultats ont montré que la migration affecte, fortement, la structure de la population conduisant à une restructuration des activités en rapport au très grand déséquilibre introduit dans les classes d'âge et de genre. L'examen de la grille démographique réalisée, révèle qu'il y a plus d'enfants (5-14 ans) que d'adultes dans les villages mais aussi plus de personnes âgées de sexe féminin dans la tranche des plus de 65 ans. Et en tenant compte du ratio homme/femmes, ces dernières, avec 57% du total de la population, l'emportent sur les hommes plus aptes à la migration, au regard de critères culturels et traditionnels.

2.3. Des impacts économiques globalement positifs

Les impacts économiques des mouvements de migration vont surtout concerner : les transferts de devises des migrants, l'équipement des ménages et l'investissement ou non dans une économie de rente. Il faut donc rechercher l'efficacité de ces transferts dans les types d'envoi en nature et/ou en espèce et dans les principaux usages qui en sont faits.

Les transferts en nature concernent, généralement, les outils agricoles, l'habillement et le matériel usager. Les investissements économiques productifs, sont très rares ou peu visibles. Ils concernent principalement :

- *La modernisation de l'habitat*

Dans tous les villages enquêtés l'habitat traditionnel en cases rondes couvertes de pailles, cède, progressivement, la place à un habitat plus moderne, en matériaux finis appelés, localement, «en dur». La planche photographique 1 illustre parfaitement l'évolution du bâti dans la communauté rurale de Réfane.



Planche photographique 1 : Evolution du bâti dans la C.R. de Réfane : village de Réo Mao: (a) case simple en paille ; (b) construction en paille et tôle ; (c) construction en tôle et (d), construction en dur ici appartenant à un « émigré italien 1 » équipée d'un panneau solaire pour l'électrification. Clichés : Yanon, juillet 2010.

Encore faudrait-il rappeler que cette évolution constatée de l'habitat n'est pas figée. Elle dépend de la disponibilité financière des populations, et encore plus, de la réussite ou non du projet migratoire.

- *Les investissements dans les activités agricoles*

Concernant l'agriculture, les effets de la migration sont, entre autres, l'achat d'intrants et de matériels de production. Ces achats sont effectués, en particulier, par le migrant ou avec l'aide de celui-ci. Ainsi, la proportion de matériels agricoles entièrement achetée par un migrant est importante partout : 82,7 % des cas. C'est seulement dans 5,2 % des cas que le matériel est totalement acheté par la famille au village et dans 11,7 % avec le soutien du migrant de la famille.

- *L'installation d'une rente*

Les émigrés investissent aujourd'hui, de plus en plus, dans le commerce, l'élevage, l'habitat. Les autres domaines (transport, couture, etc.) semblent susciter un intérêt secondaire (Figure 5). Outre les investissements réalisés, les transferts de fonds servent, d'abord et avant tout, à soutenir la famille, à la fois, dans le domaine alimentaire, l'agriculture, l'équipement en bien de consommation courante, (téléphone portable,

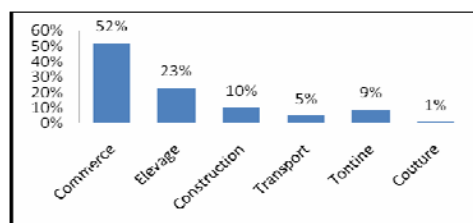


Figure 5 : Domaines d'investissements des émigrés dans la CR de Réfane (Yanon, juillet 2010).

radio), la prise en charge de la santé, la scolarité des enfants, et les obligations socio-religieuses. Les retombées de la migration ne se limitent plus, aujourd'hui, à la satisfaction des besoins quotidiens de la famille, elles servent aussi au développement d'activités à caractère lucratif (planche photographique 2).



Planche photographique 2 : Installation d'activités à caractère lucratif : (a et b : secteur de l'élevage d'embouche ; c et d : secteur des transports. Clichés : Yanon, juillet 2010.

2.4. Des impacts environnementaux considérables

Du fait de l'extension de l'espace agricole (outillage plus perfectionné et besoins d'une plus grande productivité), de l'étalement et du développement des constructions, les

¹ Emigré italien : ressortissant du village en Italie

populations procèdent à l'abattage des arbres (planche photographique 3) et rognent ainsi de plus en plus sur les espaces boisés, déjà trop maigres dans cette partie sahélienne du Sénégal.



Planche photographique 3 : Recomposition de l'espace rural ; a et b : coupes d'arbre pour de nouveaux espaces de culture ; c et d : nouvelle construction au milieu des champs. Clichés : Yanon, juillet 2010.

On peut donc affirmer qu'au travers des transferts en devises et des investissements induits, le phénomène migratoire à Réfane, a des conséquences considérables sur le cadre et la vie des populations : réduction de la taille des champs de proximité sous l'effet des nouvelles constructions et recherche de nouveaux espaces de culture.

Conclusion

Au travers d'une méthodologie classique, nous avons mis en évidence les aspects différentiels des impacts de la migration dans la Communauté Rurale de Réfane. Le rôle joué par le migrant pour le soutien de la famille restée au village a tendance à compenser les pertes en effectif concernant la population active de plus de 15 ans. Le manque de main d'œuvre solide est, en effet, comblé, pour l'agriculture, par un outillage, de plus en plus performant.

Notre objectif principal était d'amener à une meilleure compréhension de la dynamique migratoire des populations, dans un contexte climatique difficile, à l'image de cette région sahélienne du Sénégal où l'on constate une mutation notoire de l'environnement culturel et socio-économique des populations. Les quelques éléments de réponses contenus dans cet article, permettront certainement, de mieux appréhender la dynamique des espaces et des populations rurales dans le contexte du changement climatique actuel.

Références bibliographiques

- FALL Abdou Salam, (1992) : « Relations à distance des migrants et réseaux d'insertion à Dakar », *Le bulletin de l'APAD*, n° 5. URL : <http://apad.revues.org/document3213.html>.
- KOSSI Gaye Guingnido (1993) : « La mesure de l'impact des migrations sur l'évolution des ménages : Le cas du Bénin » : Institut de démographie, Université Catholique de Louvain, 216 pages.
- MBOUP Bara (2006) : « Politiques de développement, migration internationale et équilibre ville-campagne dans le vieux bassin arachidier (Région de Louga) » Thèse de doctorat de troisième cycle de Géographie, Université Cheikh Anta Diop de Dakar, 364 pages.
- NDIAYE Aminata (2007) : « Variabilité Climatique et Indices de Développement Humain dans le Sahel Rural Sénégalais », *Faculté des Lettres et Sciences Humaines de l'Université de Lomé, Togo*.
- NDONG Jean Baptiste (1996) « L'évolution du climat au Sénégal et les conséquences de la sécheresse récente sur l'environnement » Thèse de Doctorat de Géographie, Université Jean-Moulin Lyon III, 510 pages.
- SAGNA Pascal (1998) : « Etude des lignes de grains en Afrique de l'ouest » Thèse de Doctorat de troisième cycle, UCAD, département de Géographie, Tome 1, 192 pages ; Tome 2, 241 pages.
- YANON Galiné (2010) : « Stratégies d'Adaptation à la Variabilité Climatique : Etude de l'impact de la migration en zone de départ : le cas de la Communauté Rurale de Réfane (Région de Diourbel) » Mémoire de DEA., Université Cheikh Anta Diop de Dakar, Département de Géographie. 78 pages.

APPORT DE LA GEOMATIQUE A L'ANALYSE DE LA COUCHE DE NEIGE. ETUDE DE CAS : LE BASSIN-VERSANT DE TELEAJEN (ROUMANIE)

ZAHARIA L.¹, CATANA S.², IOANA-TOROIMAC G.¹, CRACIUNESCU V.²

¹ Université de Bucarest, Faculté de Géographie, 1 Boulevard Nicolae Balcescu, sect. 1, 010041, Bucarest, Roumanie, Tél: +40-(0)21-314 35-08/155, zaharialil@yahoo.com, gabriela_toroimac@yahoo.com

² Administration Nationale de Météorologie, 97 Șos. București – Ploiești, 013686, Bucarest, Roumanie, Tél: +40-(0)21-318 32-40/219, simona.catana@meteo.inmh.ro, vasile@geo-spatial.org

Résumé : En valorisant des informations obtenues de diverses sources (stations météorologiques et hydrologiques, cartes topographiques 1/25 000, le MNA dérivé de SRTM, la base de données Corine Land Cover 2006 et des images satellite), à l'aide des SIG, de la télédétection et d'une routine de calcul développée par l'ANM, nous avons déterminé l'extension spatiale de la couche de neige et nous avons estimé la réserve en eau qu'elle contient (en terme de volume, en millions m³, et de lame d'eau équivalente, en mm) à l'échelle de 6 sous bassins-versants du bassin hydrographique supérieur du Teleajen (Roumanie). L'extension spatiale de la couverture de neige correspond au « masque » du 31 janvier 2011, extrait du produit MODIS MYD10A1 (Snow Cover Extent), dérivé du capteur MODIS AQUA.

Mots-clés : neige, SIG, télédétection, Teleajen (Roumanie).

Abstract : Contribution of geomatics tools to the snow-cover analyze. Case study: the Teleajen's catchment (Romania). Using several information obtained from various sources (meteorological and hydrological stations, topographic maps 1/25 000, DEM derived from SRTM, Corine Land Cover 2006 database and satellite images) and by means of GIS, remote sensing and a computational routine developed by the ANM, we determined the spatial extent of snow and we estimated the stock of water held by snow (in million m³, and in mm) in case of 6 sub-catchments of the Upper Teleajen's catchment. The spatial extent of snow cover corresponds to the "mask" of January 31, 2011, extracted from the MODIS product MYD10A1 (Snow Cover Extent), derived from MODIS AQUA.

Key-words : snow cover, GIS, remote sensing, Teleajen (Romania).

Introduction

La couverture neigeuse est une composante importante du stockage de l'eau, notamment dans les régions montagneuses. Par sa fonte, elle influence le régime d'écoulement des rivières et les volumes en eau des barrages-réservoirs. Par conséquent, l'étude de la couche de neige serait utile pour estimer son apport à l'alimentation des rivières et des retenues, aidant ainsi à une gestion adéquate des ressources en eau, qui assure, d'une part les besoins des différents usages et, d'autre part, la protection contre le risque inondation.

Les dernières décennies, le développement de la géomatique a fourni des outils très efficaces pour l'analyse de la couche de neige, permettant l'automatisation de la collecte et du traitement des informations concernant le manteau nival. Parmi ces outils, les SIG et la télédétection sont largement utilisés, facilitant l'acquisition des données et des analyses spatiales à différentes échelles.

Ce travail présente l'application des deux outils pour l'analyse de la couverture neigeuse dans un bassin-versant montagneux de Roumanie. Il porte plus précisément sur l'estimation de l'extension spatiale de la couche de neige (en fonction des étages altimétriques et de la couverture forestière) et de la réserve en eau détenue par le manteau nival (exprimée en termes de volume et de lame d'eau équivalente) à l'échelle des sous-bassins-versants.

Cette étude complète la série de travaux publiés précédemment en Roumanie, portant sur l'analyse de la couche de neige, dont nous citons ceux de Moissiu et Oană (1979), Grumăzescu et al. (1980), Grumăzescu et Moissiu (1983), Moissiu (1983), Moissiu et al. (1984), Flueraru (2005), Flueraru et al. (2005), etc. L'importance de la télédétection dans

l'analyse de la couverture neigeuse a été montrée par Andersen (1982), Bigot et Rome (2008), Bigot et Boncompain (2010), Bigot *et al.* (2010), Riggs *et al.* (2003), Solberg et Anderson (1994), etc.

1. La région d'étude

La zone d'étude correspond au bassin-versant du Teleajen (environ 1500 km²), qui s'étale dans la région de la Courbure de l'arc Carpatique (Roumanie), entre 1954 et 81 m d'altitude (Figure 1). La vallée du Teleajen (la longueur de la rivière est de 113 km) est un axe socio-économique et de transport, la seconde comme importance de cette région, assurant la liaison à travers les Carpates, entre la capitale de la Roumanie et la partie centrale du pays (la Transylvanie). L'analyse se focalise sur le secteur supérieur (montagneux) du bassin-versant (247 km²), en amont du barrage réservoir de Măneciu, où les conditions climatiques et géographiques favorisent le stockage de la neige. Ce réservoir, dont l'alimentation en eau au printemps est dépendante de la fonte, a plusieurs fonctionnalités : alimentation en eau potable et industrielle, production d'hydro-énergie (il alimente une petite centrale, de 12 MW), régularisation des débits.

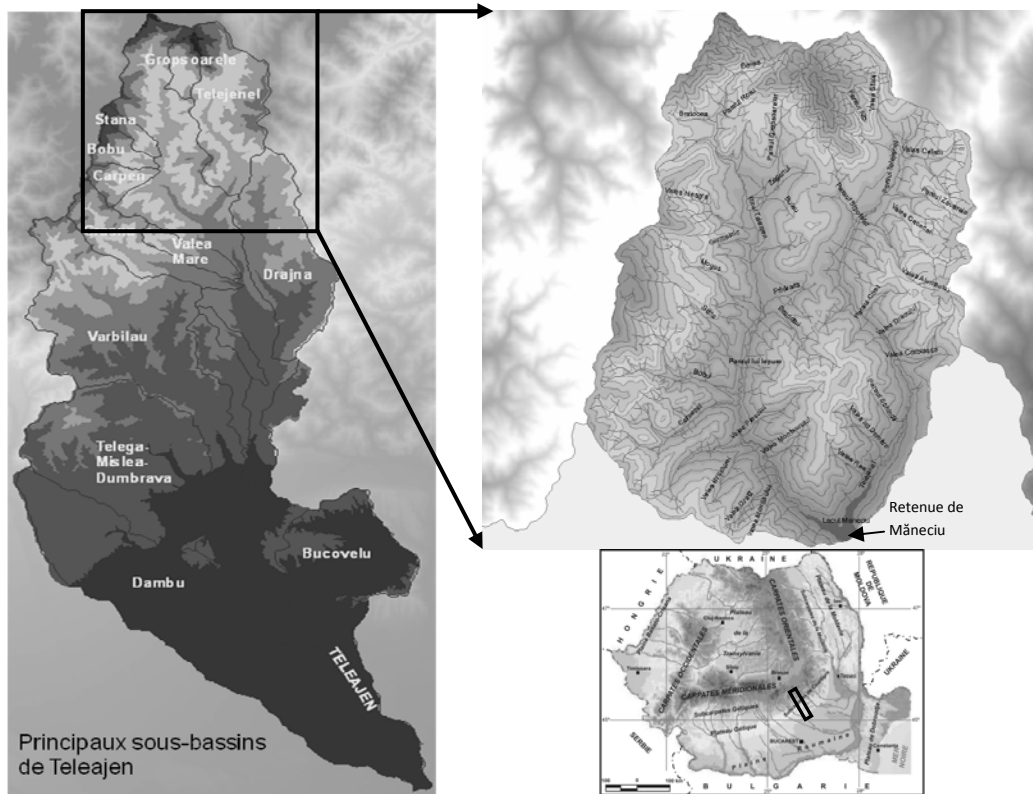


Figure 1: Le bassin versant du Teleajen (à gauche), sa localisation en Roumanie (à droite en bas) et le secteur étudié (à droite, en haut).

2. Données et outils

Cette étude repose sur deux types majeurs de données : climatiques et spatiales.

Les données climatiques portent sur la densité et l'épaisseur de la neige, mesurées (en flux rapide) à plus d'une vingtaine de stations météorologiques et hydrologiques, gérées par l'Administration Nationale de Météorologie (ANM) et l'Institut National d'Hydrologie et Gestion des Eaux (INHGE). Comme dans la région d'étude il n'y a aucune station météorologique, nous avons valorisé les données des stations situées dans la région

montagneuse voisine, dans des conditions géographiques relativement similaires. Les données correspondent au 31 janvier 2011.

Les données spatiales proviennent :

- des cartes topographiques 1 : 25 000 (sur la base desquelles nous avons extrait le réseau hydrographique et nous avons délimité les bassins-versants);
- du modèle numérique de terrain dérivé de 2000 SRTM DEM (<http://www.glcf.umd.edu/data/srtm>) avec la résolution de 90 m et par interpolation, 30 m. A partir du MNT, des tranches d'altitudes avec l'équidistance de 100 m ont été séparées dans la région d'étude.
- de la base de données Corine Land Cover (CLC) 2006, pour l'estimation des surfaces couvertes de forêts (<http://www.eea.europa.eu/data-and-maps/data/clc-2006-vector-data-version>) ; des images satellite MODIS, avec la résolution de 250 m (les produits MODIS MYD10A1 *Snow Cover Extent*) pour l'estimation de l'extension de la couverture neigeuse (<http://n4eil01u.ecs.nasa.gov:22000/WebAccess/home>).

Comme **outils**, le travail est basé principalement sur l'utilisation des SIG et de la télédétection, à l'aide des logiciels Arc GIS 9.3., Global Mapper 11 et ERDAS Imagine 9.1.

3. Les SIG et la télédétection – 2 outils complémentaires

3.1. L'apport des SIG

Dans notre étude, les SIG ont été utilisés pour : la réalisation de la base de données géoréférencée, la création des plans thématiques (infoplans), le croisement des informations de différents infoplans, des calculs et représentations cartographiques.

Nous avons réalisé comme plans thématiques: les courbes de niveau (dérivées du MNT obtenu du SRTM) ; le réseau hydrographique et les bassins-versants ; les stations météorologiques et hydrologiques ; la couverture forestière (extraite de CLC 2006) ; la couverture de neige (obtenue des images satellite MODIS).

Les SIG ont servi également pour calculer les surfaces couvertes de forêts et de neige, ainsi que les surfaces des différents étages altimétriques. Par le croisement du plan thématique « courbes de niveau » avec les plans thématiques « couverture forestière », « couverture neigeuse » et « bassins-versants », nous avons calculé les surfaces couvertes de forêts par tranches d'altitude à l'échelle des bassins-versants considérés, ainsi que les surfaces enneigées, le 31 janvier 2011.

Les données sur les caractéristiques de la neige (hauteur, densité) provenant des stations météorologiques et hydrologiques ont permis d'obtenir sous SIG (par interpolation) des plans thématiques de ces caractéristiques, aidant à l'estimation de la réserve en eau stockée dans la couverture neigeuse.

3.2. L'apport de la télédétection

Les dernières décennies, la télédétection s'est avérée de plus en plus utile dans les analyses portant sur la couverture neigeuse. Les photographies aériennes et satellitaires fournissent des informations sur l'étendue du manteau nival. Différents techniques permettent l'estimation de la hauteur de la neige (Musy, 1992 ; Grumăzescu et Moissiu, 1983 ; Moissiu, 1983).

Un apport important à l'étude du manteau nival provient des images satellitaires MODIS et de ses produits dérivés « snow-cover », développés par National Snow and Ice Data Center

(NSIDC) et disponibles à partir de 13.09.2000 par Distributed Active Archive Center (DAAC) (<http://nsidc.org/daac/>). Ces produits ont contribué à l'amélioration des études de la couverture neigeuse ayant l'avantage d'offrir une bonne résolution spatiale (250 m) et temporelle (journalière) ainsi qu'une précision élevée pour séparer la neige des nuages (Flueraru, 2005).

Dans notre étude nous avons utilisé les produits *MODIS MYD10A1*, dérivés du capteur MODIS AQUA. Nous avons choisi une image sans nuages, du 31 janvier 2011 (Figure 2). L'image nous a permis d'extraire le « masque » de neige que nous avons utilisé pour estimer l'extension de la couverture neigeuse.

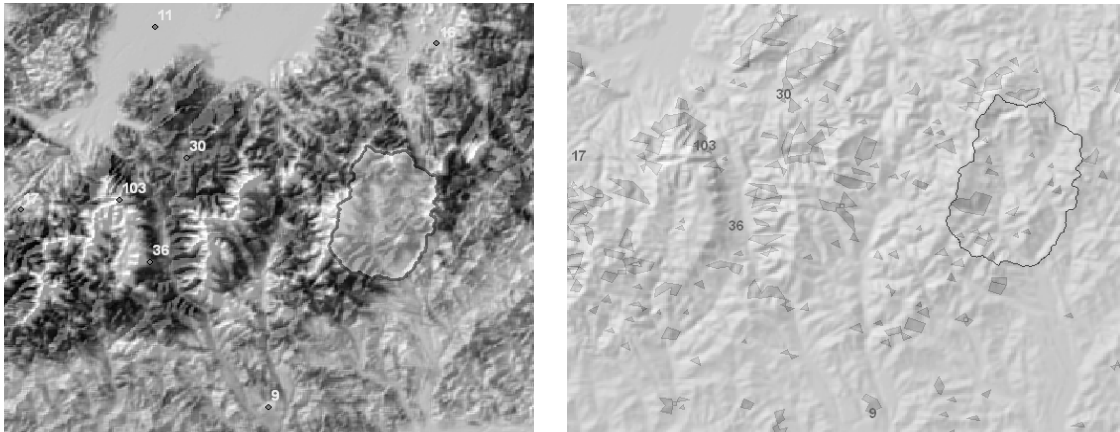


Figure 2 : Image MODIS AQUA (à gauche) et Snow Cover Extent du produit MODIS MYD10A1 (à droite), le 31 Janvier 2011 ; localisation de la région d'étude et les valeurs de l'hauteur de la neige (source : <http://n4eil01u.ecs.nasa.gov:22000/WebAccess/home>).

4. Démarche méthodologique et résultats

L'analyse que nous avons menée sur la couverture neigeuse a visé deux aspects : 1) déterminer son extension spatiale et 2) estimer le volume d'eau stockée dans le manteau nival à l'échelle des sous-bassins hydrographiques de la région d'étude, et finalement pour l'ensemble de cette région qui, comme nous l'avons précisé, assure au printemps, l'alimentation en eau de la retenue de Măneciu.

En croisant, par les fonctions des SIG, les informations des plans thématiques « courbes de niveau », « couverture neigeuse » et « couverture forestière », nous avons calculé les surfaces couvertes de neige, par tranches d'altitudes et en fonction de la présence ou absence de la végétation forestière, pour chaque bassin-versant. Ces données ont été intégrées ensuite dans une routine de calcul (« ZAPADA ») créée dans le cadre de l'ANM permettant d'estimer le stock en eau détenu par la neige (exprimé en terme de volume et de lame d'eau).

Pour le calcul du volume d'eau stocké (W , en 10^6 m^3), la routine considère, pour chaque tranche d'altitude, la relation suivante :

$$W = (S_F * H_F * D_F) / 100 + (S_{NF} * H_{NF} * D_{NF}) / 100,$$

où : S = surface de la couverture de neige, en km^2 ; H = hauteur de la neige, en cm ; D = densité de la neige, en g/cm^3). Les indices F et NF correspondent aux surfaces avec forêts, et respectivement sans forêts. Les valeurs de la hauteur et la densité de la neige ont été estimées indirectement sur la base des données mesurées aux stations météorologiques et hydrologiques.

La lame d'eau (H , en l/m^2) équivalente au volume d'eau stockée dans le manteau nival est calculée par la relation :

$$H = W * 1000 / (S_F + S_{NF}).$$

Nous avons appliqué cette routine pour 6 sous-bassins-versants délimités dans le bassin supérieur du Teleajen. Dans la figure 3 nous présentons l'exemple du sous-bassin de Telejenel à l'échelle duquel nous avons déterminé les différents types de surfaces, par tranches d'altitude (conformément au tableau attaché à la figure) utilisées dans la routine de calcul de la réserve en eau détenue par la couche de neige.

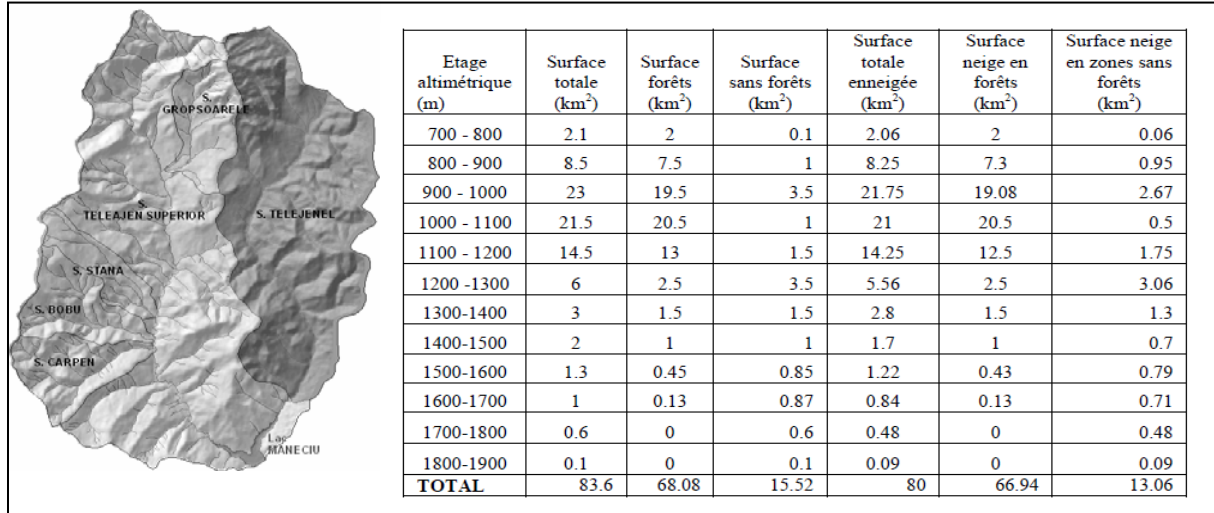


Figure. 3 : Le sous-bassin du Telejenel (à gauche, en gris foncé) et le tableau avec les valeurs de différents types de surfaces.

Les résultats finaux pour les six bassins-versants considérés et pour l'ensemble de la région sont synthétisés dans le tableau inséré dans la figure 4. Ainsi, dans le bassin supérieur de Teleajen, le 31 janvier 2011, il y avait un stock d'eau dans la couche de neige estimé à un volume de 11,5 millions de m³, équivalent à une lame d'environ 47 mm (ou l/m²).

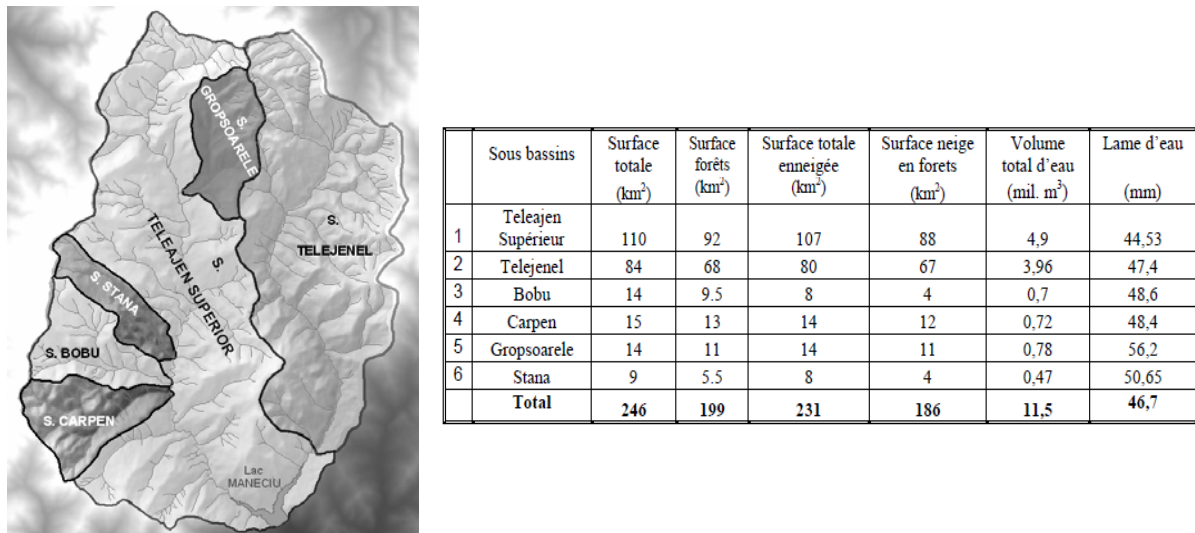


Figure 4 : Les sous-bassins du bassin supérieur du Teleajen (à gauche) et le tableau avec les valeurs de différents types de surfaces et les résultats des calculs de la réserve en eau stockée dans la couche de neige (à droite).

Conclusion

Les SIG et la télédétection sont des techniques géomatiques très utiles, en permettant des analyses spatiales complexes, par l'intégration et le croisement d'informations provenant de différentes sources et bases de données. Ce travail a montré la manière dont les deux

techniques peuvent être utilisées à l'analyse de la couche de neige, plus précisément à l'estimation de son extension spatiale et de la réserve en eau qu'elle détient, dans un bassin-versant montagneux de Roumanie, situé en amont d'un barrage-réservoir. Ce type d'analyse est utile pour la prévision des ressources en eau disponible pour l'alimentation des rivières et des réservoirs, ainsi que pour leur gestion.

Etant donné les nombreuses variables influençant les caractéristiques de la couche de neige, très difficilement d'être intégrées dans les estimations, ainsi que les limites/erreurs liées aux images satellite et à leur traitement, les résultats obtenus devraient être considérés quant même avec précaution. Ils pourraient être améliorés par l'utilisation des modèles plus complexes, intégrant plusieurs variables, et avec des résolutions spatiales plus fines. De plus, pour une meilleure estimation de la réserve en eau de la couche de neige, des campagnes de mesures sur le terrain qui complètent et affinent les données des stations météorologiques, seraient utiles. Ce sont des aspects que nous envisageons dans nos prochaines recherches.

Bibliographie

- Andersen, T., 1982 : Operational snow mapping by satellites, *International Association of Hydrological Sciences IAHS Publication*, **138**, 149–154.
- Bigot S., Boncompain J., 2010 : Suivi I de l'enneigement grâce à l'imagerie MODIS (2000 – 2010): application à l'échelle des massifs de moyenne montagne en Drôme et Isère. *Résumés des communications, XII^{ème} Journées Scientifiques du Réseau Télédétection de l'AUF*, Monastir, 37-38.
- Bigot S., Rome S., 2008 : Apports de l'imagerie satellitaire pour l'étude du climat et de l'enneigement du massif du Vercors. *Bulletin de la Société Géographique de Liège*, **51**, 63-77.
- Bigot S., Ancelet E., Rabatel A., Bonet R.:2010 : Etude du déneigement saisonnier des *Alpes Sentinelles* du Parc National des Ecrins (France) grâce à l'imagerie MODIS. *Résumés des communications, XII^{ème} Journées Scientifiques du Réseau Télédétection de l'AUF*, 38 – 39.
- Flueraru, C., 2005 : Estimation of Snowcover Extent in Carpathian Mountains Using Fused GIS and Remote Sensing Information, *On-line Magazine 'Sensors & Transducers' (S&T e-Digest)*, 399-405.
- Flueraru C., Stăncălie G., Catană S., Savin E., 2005 : Estimation of snow cover extent in Carpathians Mountains using integrated GIS and remote sensing information. *RAST 2005 – Proceedings of 2nd International Conference on Recent Advances in Space Technologies» IEEE*, Catalog no. 05EX1011.
- Grumăzescu C., Grumăzescu H., Stănculescu S., 1980 : Utilizarea înregistrărilor multispectrale ale sateliților LANDSAT 1 și 2 la cartografierea și evaluarea stratului de zăpadă. *Studii și cercetări. Hidrologie*, **XLVIII**, 47-61.
- Grumăzescu C., Moissiu C., 1983 : Cercetări nivometrice cu ajutorul aerofotografierii în intervalul spectral 0,4-0,7 μm . *Studii și cercetări. Hidrologie*, **50**, 37-48.
- Moissiu C, Oană L., 1979 : Model de calcul automat al rezervei de apă din stratul de zăpadă într-un bazin hidrografic. *Hidrotehnica*, **24**, 5, 110-113.
- Moissiu C., 1983 : Teledetecția prin termoviziune aplicată în nivometrie. *Studii și cercetări. Hidrologie*, **50**, 61-69.
- Moissiu C., Dinculescu C., Marinescu G., 1984 : Metodă pentru determinarea afluxului de apă din zăpadă bazată pe modele fizice ce utilizează date teledetectate, *Studii și cercetări. Hidrologie*, **52**, 71-87.
- Musy A., 1992 : *Hydrologie générale*, EPF Lausanne, 507p.
- Riggs GA, Hall DK, Salomonson VV, 2003 : *MODIS Snow Products User Guide*. <http://modissnow-ice.gsfc.nasa.gov/userguides.html>.
- Solberg, R., Andersen T., 1994 : An automatic system for operational snow-cover monitoring in the Norwegian mountain regions, *Proceedings of IGARSS 1994 Symposium*, Pasadena, California, USA. IEEE, 2084–2086.

LES PLUIES DANS LE BASSIN DU FLEUVE PARANÁ, BRÉSIL: METHODE POUR FAIRE UNE CLASSIFICATION DES SÉRIES PLUVIOMÉTRIQUES ET CHOISIR DES “ANNÉES-MODÈLE”

ZANDONADI L. ¹, ZAVATTINI J. A. ²

¹ Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Programa de Pós-Graduação em Geografia - Avenida 24-A, n° 1515, Rio Claro, São Paulo, Brasil, Code Postal: 13506-900, le_zandonadi@yahoo.com.br

² Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Departamento de Geografia - Avenida 24-A, n° 1515, Rio Claro, São Paulo, Brasil, Code Postal: 13506-900, zavattini@rc.unesp.br

Résumé : Cette recherche a eu comme objet démontrer des procédures simples et efficaces pour classifier des séries pluviométriques, et à partir de celles-ci, obtenir des “années-standard” qui sont constamment utilisées dans les recherches climatologiques. L'endroit sélectionné pour l'analyse a été le bassin hydrographique du fleuve Paraná – Brésil, avec une aire de 879.860 km² et situé entièrement entre les coordonnées géographiques de 15°00'00” et 27°00'00” Sud et 43°00'00” et 57°00'00” Ouest. Les données des précipitations annuelles de 96 postes pluviométriques ont été soumis à la formule Sturges permettant le classement en intervalles de classes de couleur. Les “années-moèle” a montré distribution spatiale des pluies proche de celle réelle du bassin qui, dû à la grande extention, est arrosé par les pluies générées par des systèmes atmosphériques aussi polaires que tropicaux et équatoriaux en agissant en interaction avec la variation du relief, qui se caractérise de plaines et de plateaux et de régions montagneuses.

Mots-clés : Bassin du Paraná, séries pluviométriques, formule de Sturges, “années-moèle”

Abstract : *The Rains in the Paraná River Basin: procedures for classify pluviometric series and choose "standard years"*
This research aimed to demonstrate simple and efficient procedures for classify rainfall series, and of these to obtain "standard years" that are constantly used in climatological researches. The local of analysis was the basin of the river Paraná - Brazil, with area of 879,860 km² and localized entirely between the geographical coordinates 15 ° 00'00"and 27 ° 00'00"South and 43 ° 00'00"and 57 ° 00'00 "West. The annual of rainfall data from 96 pluviometric stations were subjected to Sturges formula, allowing the classification in class intervals with color. The "standard years" showed the spatial distribution of rainfall in the basin nearby to reality that, due to their great extent, is watered by rains generated by polar atmospheric systems, tropical and equatorial interacting with the variation of its topography, characterized by plains, plateaus and mountainous regions.

Keywords : Paraná Basin, rainfall series, Sturges formula, “standard years”

Introduction

L'idée de choisir des “années-modèle” pour représenter les caractéristiques pluviométriques d'une surface ou d'une région déterminée a commencé avec les travaux de Monteiro (1973). Dans ses travaux, du point de vue du paradigme du rythme, l'auteur a défini l'importance de l'utilisation des “années-modèle”, en considérant qu'ils sont “de vrais échantillons des différents types de temps survenus dans un lieu (ou région) et ils révèlent les enchaînements rythmiques que les divers systèmes y engendrent”. (Monteiro *Apud* Barros; Zavattini, 2009). Pour parvenir au choix des “années-modèle”, Monteiro (*Op. Cit.*) a proposé que l'on parte de la notion de normalité du climat, et, qu'à partir de cela, il était possible de sélectionner les années dont la variation dans la configuration des éléments climatiques pourrait la classer comme des modèles extrêmes, c'est-à-dire, secs ou pluvieux. Ainsi, Monteiro (*Op. Cit.*) a proposé une méthode qui facilitait l'analyse des données pluviométriques, qui souvent peut être un travail difficile vu le grand volume de données. L'initiative de Monteiro a été un point de départ pour de nombreux travaux, non seulement en la diffusant, mais aussi en servant de base de travail en toujours ciblant le choix des “années-modèle”.

Dans la continuité de la méthode développée par Monteiro (*Op. Cit.*), nous présentons cette méthode qui utilise des procédés simples et efficaces d'analyse des données pluviométriques. Cette méthode permet de réaliser une classification de séries de données de pluies, et, ensuite, par ces séries, d'obtenir des “années-modèle” qui sont continuellement utilisées dans les

recherches climatologiques au Brésil. Cette méthode est appliquée dans le bassin du Fleuve Paraná (Brésil), considérant sa grande extension et l'intérêt national.

1. Méthodologie

Le bassin du Fleuve Paraná est d'une surface de 879.860 Km² et se situe intégralement entre les coordonnées géographiques de 15°00'00'' et 27°00'00'' au Sud de l'équateur et entre 43°00'00'' et 57°00'00'' à l'Ouest du Méridien de Greenwich (Fig. 1). Dans ses limites se trouvent les territoires des États de São Paulo - SP (qui représente 25% de tout le bassin), du Paraná - PR (21%), du Mato Grosso do Sul - MS (20%), du Minas Gerais - MG (18%), du Goiás - GO (14%), de Santa Catarina - SC (1,5%) et du Districte Fédéral - DF (avec seulement 0,5% de tout le bassin). Géographiquement, il se limite avec les bassins hydrographiques brésiliens suivants: au nord, avec le bassin du Fleuve Tocantis-Araguaia ; au nord-est, avec le bassin de São Francisco ; au sud-est, avec le bassin Atlantique Est ; et au sud, avec le bassin d'Uruguay. La grande partie de sa surface se situe dans la région Sud-est du Brésil (ANEEL, 2009; ANA, 2009).

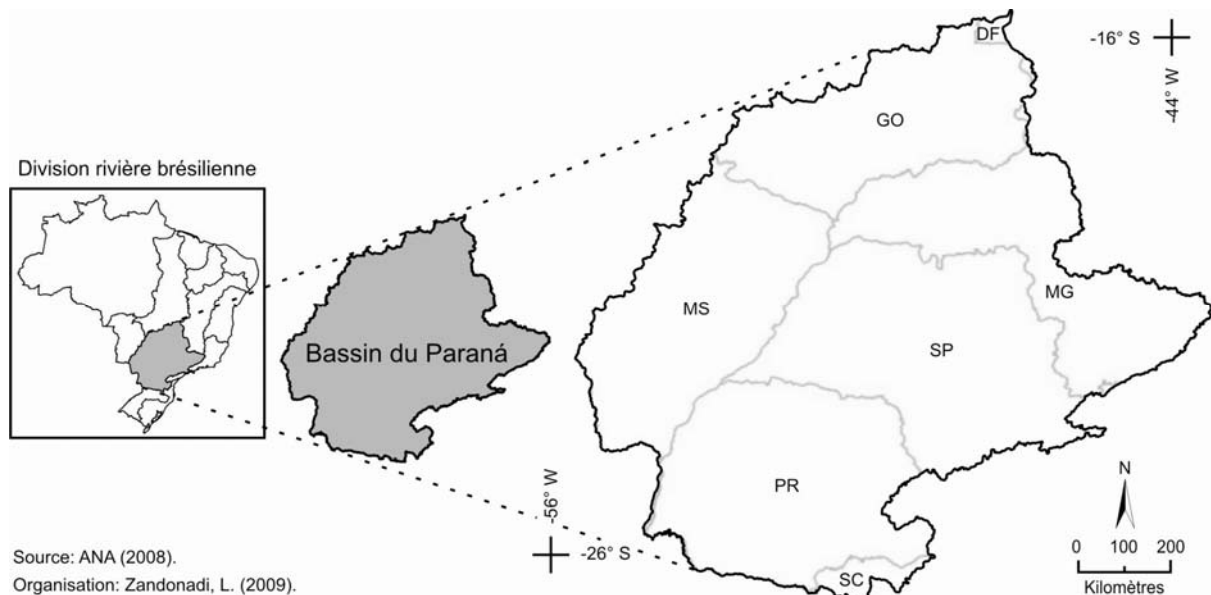


Figure 1 : Localisation du site expérimental.

Selon la ANA (2009), le bassin du Paraná concentre plus ou moins 54.6 millions de personnes, ce qui représente environ 32% de la population nationale, dont 90% habite dans les régions urbaines. Cette région est composée de grandes zones urbaines tels que São Paulo avec plus de 10 millions d'habitants. D'autres zones urbaines fortement peuplées sont également présentes : Brasília, Curitiba, Goiânia, Campinas, Campo Grande, Uberlândia, ... La plus grande partie de la population est concentrée autour du bassin du Fleuve Tietê, situé dans l'État de São Paulo, et aussi dans celui du Fleuve Grande, qui fait la limite entre les états de São Paulo et de Minas Gerais. Ces deux unités hydrographiques représentent 62% de la population totale du bassin du Paraná. Selon les indicateurs du service sanitaire, par exemple, la partie de la population servie par le service d'approvisionnement en eau est d'environ 78,6% dans le bassin du Fleuve Parnaíba et de 95% dans celui du Fleuve Tietê.

Selon l'Institut National de Météorologie – INMET (2009), le bassin du Paraná est caractérisé par des précipitations annuelles de 1200 à 1500 mm dans sa partie centrale, alors que dans les parties nord et sud les moyennes varient entre 1200 et 1800 mm. Alors, qu'à l'extrême sud et est du bassin, les valeurs peuvent varier entre 1800 à 2100 mm.

En considérant les précipitations comme référence, des chercheurs ont réalisé des études de classification climatique dans le bassin du Paraná, en combinant la distribution des précipitations avec les grandes unités topographiques et géomorphologiques.

Monteiro (1973), en travaillant sur l'état de São Paulo, a montré que il y a une bande de transition climatique qui divise deux climats distincts dans la région, nommés Zones A et B. Selon Monteiro (*Op. Cit.*). Malgré le fait que cette bande de transition soit mobile dû au dynamisme atmosphérique, cela défini les deux plus grands groupes climatiques intitulés « Climat de Zones A et B ». Au nord de cette bande de transition, se trouvent les climats influencés par les masses équatoriales et tropicales, subdivisés en deux climats régionaux. Au sud de cette bande de transition climatique, prédominent les climats régionaux humides de la région orientale et subtropicaux de continents nommés masses tropicales maritimes.

Zavatini (1990) a réalisé une étude similaire à celle de Monteiro (*Op. Cit.*), dans l'ouest de l'État de São Paulo, c'est-à-dire, dans l'État de Mato Grosso do Sul, qui fait parti, même partiellement, du bassin du Paraná. Selon Zavatini (*Op. Cit.*), au nord de la bande de transition climatique, les climats controlés par les masses équatoriales et tropicales sont alternativement sèches et humides. Au sud de cette bande de transition climatique, les climats régionaux sont controlés par les masses tropicales et polaires.

Bien que ces deux classifications climatiques présentées ci-dessus permettent de comprendre le climat (plus particulièrement les précipitations) dans le bassin du Paraná et dans une partie du Mato Grosso do Sul, il est nécessaire de compléter ces classifications afin d'affiner les résultats. Pour cela, nous avons utilisé des données pluviométriques des stations météorologiques de l'Agence National de l'Eau – ANA (2006 au 2009). La série historique utilisée pour l'analyse climatologique commence en 1911.

2. Résultats et discussion

La première étape de cette recherche consiste à obtenir des données pluviométriques et de les analyser. 96 stations pluviométriques sur 861 disponibles ont été sélectionnées, chaque une avec une série de données allant de 1975 jusqu'à 2005.

Les totaux annuels de précipitations par année ont été calculés. Les totaux annuels ont été organisés dans un tableau unique de façon à ce que les informations peuvent être croisées, c'est-à-dire, les lignes représentant les valeurs de pluie par chaque année de la série et les colonnes représentant chaque une des 96 stations pluviométriques sélectionnées. Ces données ont été intégrées avec les années-modèles (pluvieux, habituel et sec).

A fin de parvenir à cette classification, nous avons appliqué la formule de Sturges (Gerardi; Silva; 1981), en cherchant des intervalles de classes qui déterminent montraient les "années-modèle" de la série temporelle. Cette formule est appliquée de la manière suivante : $k = 1 + 3,3 \log_{10} n$1; k = numéro de classes; n = numéro total d'observations. Puis, le classement fourni par la formule a été combiné à une échelle chromatique, où les couleurs vertes ont été sélectionnées pour représenter les valeurs fréquentes / "années habituelles" ; les couleurs bleues pour les valeurs hautes / "années pluvieux" ; et les rouge et jaune pour les valeurs basses / "années sèches". Après, les valeurs de précipitations de la période 1976-2005 ont été combinées avec les intervalles suggérés statistiquement par la formule mentionnée. Enfin, les intervalles ont été réajustés empiriquement aux valeurs annuelles de pluies de précipitations pour chaque une des 96 stations. Ce calcul a été réalisé pour empêcher que les valeurs annuelles de précipitations rapportées aux stations placées dans des surfaces non-coïncidentes, c'est-à-dire, que les valeurs ont été insérées dans les sites qui ne coïncidaient pas avec la réalité pluviométrique de la surface de la station référente. Après cette étape, il a

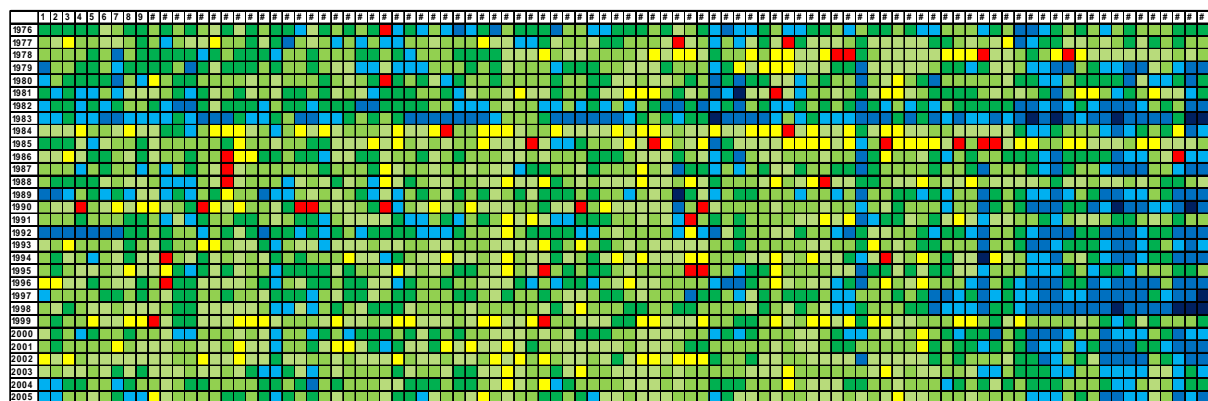
été possible de calculer la fréquence absolue des valeurs annuelles de précipitations pour chaque une des 96 stations pluviométriques qui recouvrent le bassin (Tableau 1).

L'étape suivante a consisté à la construction d'un tableau chromatique représentant les pluies annuelles pour chacune des 96 stations pluviométriques durant la période de 30 années (1976-2005) (Tableau 2). Ainsi, on observe que l'année avec le plus de stations pluvieuses a été 1983, et a été, donc considérée comme "l'année-modèle" pluvieuse, alors que l'année avec le plus de stations en conditions de sécheresse a été 1985, et, ainsi, considérée comme "l'année-modèle" sèche. Alors que l'année 2000 est considérée comme "l'année-modèle" moyenne.

Tableau 1 : Une partie de la table avec la fréquence absolue de précipitations annuelles des 96 stations pluviométriques, avec des intervalles de classe suggéré statistiquement (règle Sturges), combinée avec la couleur et ajustées empiriquement.

Intervalle de Classe	Fréquence Absolue														
	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990
664,8-893,8	1	2	4	0	1	1	0	0	2	6	2	1	2	0	7
893,8-1122,8	0	4	13	4	2	9	0	0	25	22	4	2	9	1	8
122,8-1351,8	0	2	4	1	2	2	0	0	3	3	3	0	7	0	1
351,8-1580,8	32	60	50	43	47	47	20	8	50	51	48	57	60	40	53
580,8-1809,8	39	16	21	25	29	23	35	16	7	9	27	18	13	23	9
809,8-2038,8	18	10	3	14	8	11	24	26	7	4	8	9	5	20	6
038,8-2725,8	6	2	1	9	7	2	17	40	2	1	4	9	0	11	10
725,8-3412,8	0	0	0	0	0	1	0	6	0	0	0	0	0	1	2

Tableau 2 : Précipitations annuelles des 96 stations pluviométriques, selon les intervalles de classes suggérés statistiquement (méthode Sturges), combinée avec la couleur.



Ces résultats démontrent qu'il est possible de construire 30 cartogrammes, un pour chaque année de la période 1976-2005, lesquels démontrent la distribution spatiale des précipitations annuelles selon la localisation de chaque station pluviométrique. La Figure 2 montre les cartogrammes des "années-modèle" choisis: 1983 (pluvieux), 2000 (habituelle) et 1985 (à sèche).

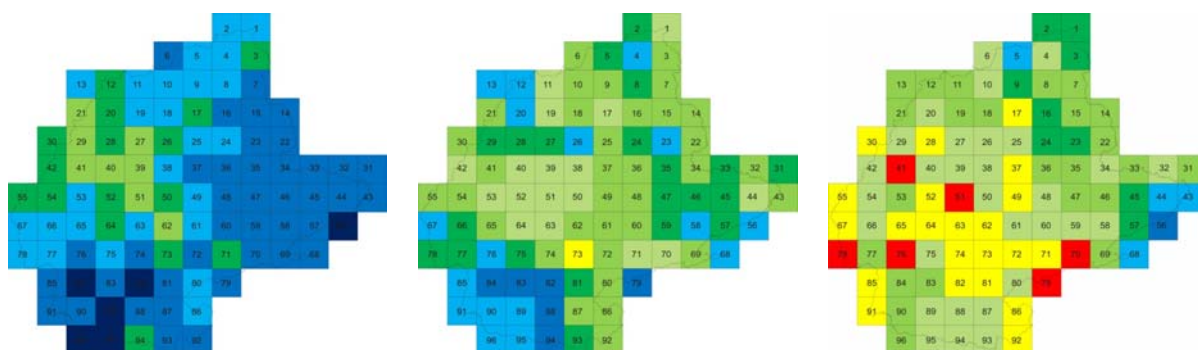


Figure 2 : Classification des précipitations pour les années 1983 (pluvieux), 2000 (habituelle) et 1985 (sèche) dans 96 stations pluviométriques du bassin du Paraná.

Conclusions

La méthodologie utilisée a démontré que la formule de Sturges peut être employée pour réaliser des classifications de données et pour l'analyse de la distribution précipitations. Les résultats obtenus sont satisfaisants du point de vue du choix des "années-modèle" comme ici sur la distribution des précipitations dans le bassin du Paraná, car, malgré la grande extension du bassin, ils n'ont pas été hors de la réalité pluviométrique de la surface d'étude, montrant d'ailleurs les "années-modèle" coïncidentes avec celles des autres recherches réalisées autrefois par d'autres chercheurs.

Remerciements

Cette recherche a été financée avec une bourse d'étude de maîtrise de la Capes et aussi par le CNPq et par une bourse de doctorat de la FAPESP.

Bibliographie

- Ana, 2007: *Agência Nacional de Águas*. Brasil. L'Accès disponible à: <http://hidroweb.ana.gov.br>.
- Ana, 2009: *Agência Nacional de Águas*. Brasil. Text disponible à: <http://www.ana.gov.br/mapainicial/pgMapaL.asp>.
- Aneel, 2009: *Agência Nacional de Energia Elétrica*. Brasil. Text disponible à: http://www.aneel.gov.br/area.cfm?id_area=110.
- Barros, J. R. et Zavattini, J. A., 2009: Bases Conceituais em Climatologia Geográfica. *Mercator*. Ceará: UFC, Departamento de Geografia, n. 16, p. 255-261.
- Gerardi, L. H. O. et SILVA, B. N., 1981: *Quantificação em Geografia*. São Paulo: Editora DIFEL, 163 p.
- Inmet, 2009: *Instituto Nacional de Meteorologia*. Brasil. Information disponible à: <http://www.inmet.gov.br/html/clima/mapas/?mapa=prec>.
- MONTEIRO, C. A. F., 1973: *A Dinâmica Climática e as Chuvas no Estado de São Paulo: estudo geográfico sob a forma de atlas*. São Paulo: USP/IGEOG.
- Zandonadi, L., 2009: *As Chuvas na Bacia do Paraná: aspectos temporais, espaciais e rítmicos*. Rio Claro: UNESP, IGCE, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Dissertação de Mestrado, Disponible à: http://www.athena.biblioteca.unesp.br/exlibris/bd/brc/33004137004P0/2009/zandonadi_l_me_rcla.pdf.
- Zavattini, J. A., 1990: *A Dinâmica Atmosférica e a Distribuição das Chuvas no Mato Grosso do Sul*. São Paulo: USP, FFCLH, Departamento de Geografia, Tese de Doutorado.

LES CLIMATS RÉGIONAUX DU BRÉSIL: UNE APPROCHE GÉNÉTIQUE (RÉSULTATS PRÉLIMINAIRES)

ZAVATTINI J.A.¹ et FRATIANNI S.²

¹Universidade Estadual Paulista, Departamento de Geografia, Avenida 24-A 1515 - 13506-900 Rio Claro/SP, Brésil, tel. 005535269226, E-mail: zavattini@rc.unesp.br

²Università degli Studi di Torino, Dipartimento di Scienze della Terra, Via Valperga Caluso 35 – 10125 Turin, Italie, tel. 00390116705102, E-mail: simona.fratianni@unito.it

Résumé : Dans cette étude nous avons choisi la classification climatique génétique d'Oliver (1970), pour traiter les données mensuelles des températures et des précipitations de 110 stations météorologiques (compilation "Normais Climatológicas do Brasil 1961-1990"; INMET, 2009). Nous avons superposé les données sur le diagramme de Venn et les résultats préliminaires montrent une grande variabilité climatique et fournissent de nouvelles informations sur certains types climatiques régionaux brésiliens, qui n'étaient pas approfondis dans la contribution classique de Strahler (1986). En outre, l'analyse rythmique de Monteiro (1971), déjà appliquée à plusieurs recherches climatiques brésiliennes (Zavattini, 2004), pourra améliorer, encore davantage, les résultats de cette étude préliminaire. Nous désirons développer une recherche complémentaire en collaboration avec le Brésil et l'Italie.

Mots-clés : Brésil, climats régionaux, genèse climatique, diagramme de Venn.

Abstract : *The regional climates of Brazil: a genetic approach (Preliminary results)*

To achieve this study we chose Oliver's climatic classification of genetic basis (1970) and used the compilation "Normais Climatológicas do Brasil 1961-1990" (INMET, 2009). We superimposed on Venn diagrams the monthly temperature and precipitation data from 110 Brazilian weather stations. The preliminary results, summarized in a chart, show the great climatic variability of Brazil and provide valuable information about regional climatic types which do not appear on Strahler's classic study (1986). Undoubtedly, the rhythm analysis proposed by Monteiro (1971) when applied to any number of climatic researches done in and of Brazil (Zavattini, 2004) will further extend the results highlighted in this preliminary study. In the near future, we intend to lead a supplementary research, more comprehensive than this one, both in Brazil and Italy.

Keywords: Brazil, regional climates, genetic climates, Venn diagrams.

Introduction

Au Brésil, un pays de dimensions continentales, l'existence de divers types climatiques régionaux peut être expliqué par la dynamique des masses d'air opérantes sur son territoire, parce-que selon Sorre (1943; p.13-14) "on appelle climat la série des états de l'atmosphère au-dessus d'un lieu dans leur succession habituelle" (Pédelaborde, 1991).

Dans cette recherche, nous avons choisi la classification climatique génétique d'Oliver (1970) – déjà appliquée au continent australien - et nous nous sommes basés sur l'étude pionnière de Brino (1977) - le premier auteur au Brésil à utiliser les diagrammes de Venn - pour traiter les données mensuelles des précipitations et des températures au Brésil.

Dans le diagramme cartésien de Venn les systèmes atmosphériques opérants sont définis selon la position mensuelle du point d'intersection de la quantité de pluies (abscisses) et des valeurs de température (ordonnées). Ce diagramme permet de distinguer les régimes climatiques du type dominant (seulement une masse d'air domine l'année entière), subdominant (prédominance d'une masse d'air pendant l'année), saisonnier (domaine saisonnier des masses d'air) et composé (aucune masse d'air domine).

Notre objectif principal est de détailler la classification climatique de Strahler (1986), très importante pour les études génétiques du climat au Brésil, mais qui encore aujourd'hui ont besoin d'être approfondie, comme l'ont déjà fait Monteiro (1973) et Zavattini (2009), par exemple, pour les États de São Paulo (SP) et du Mato Grosso do Sul (MS).

1. Données et méthode d'approche

La première étape, consiste à sélectionner 291 stations météorologiques avec des données mensuelles de précipitations et températures sur un total de 582 (compilation "Normais Climatológicas do Brasil 1961-1990"; INMET, 2009). Ces données ont été utilisées pour réaliser des diagrammes de Venn (Oliver, 1970; Brino, 1977), appelé également diagrammes pluviothermiques par Strahler (1986).

Au cours de la deuxième étape, nous avons choisi les 110 stations avec la meilleure répartition géographique sur le territoire brésilien, c'est-à-dire, la répartition la plus homogène possible, mais cela n'a pas empêché l'existence de "manque d'informations", comme l'illustre la Figure 1.

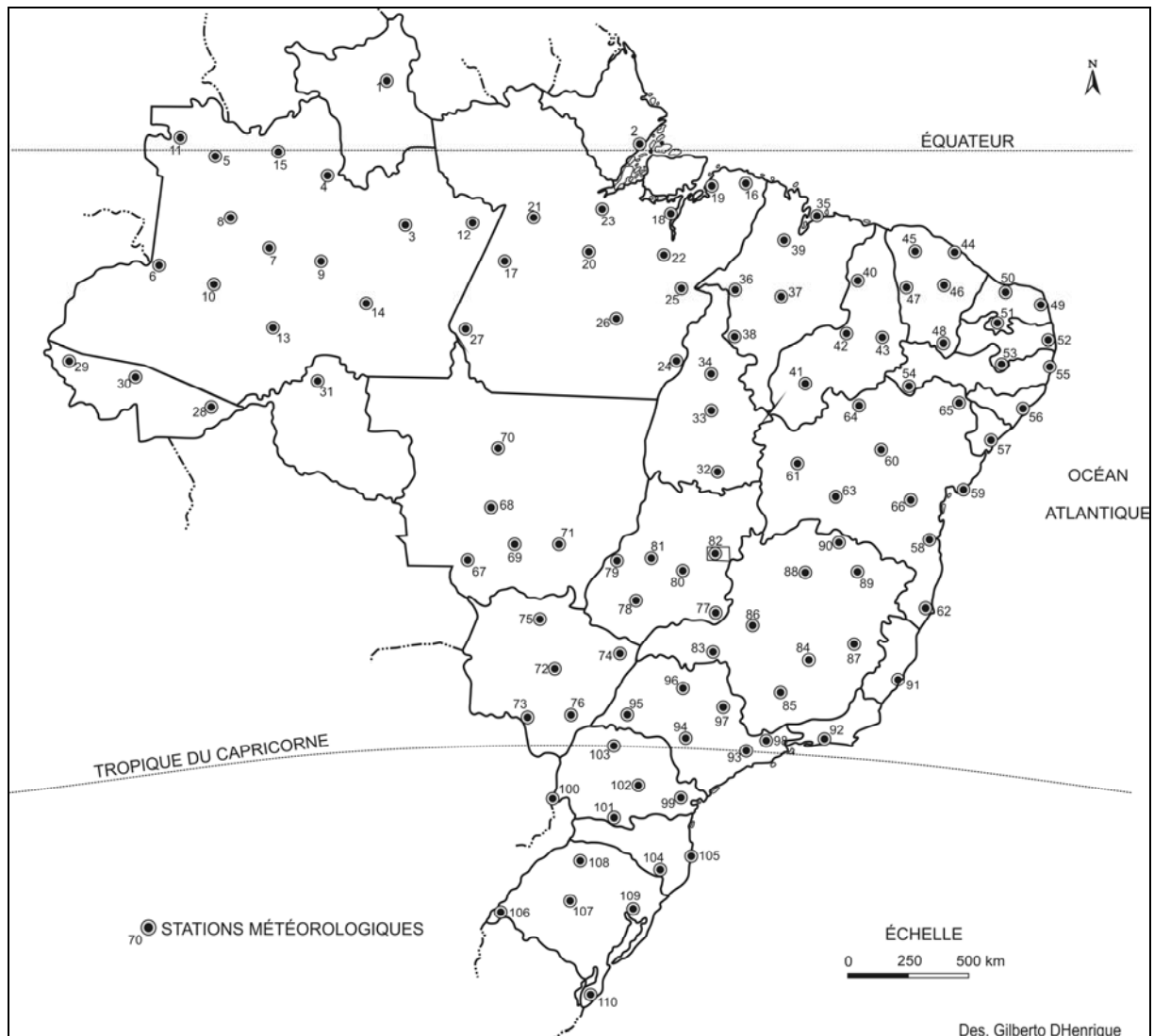


Figure 1 : Le réseau météorologique brésilien utilisé dans cette étude.

Au cours de la troisième étape, pour bien comprendre la succession annuelle des masses d'air au-dessus du Brésil, nous avons comparé les données météorologiques avec les diagrammes de Venn, ce qui a révélé les actions mensuelles des masses polaire maritime (MP) et continental (CP), tropical maritime (MT) et continental (CT) et équatorial maritime (ME), au-dessus des différents sites brésiliens, bien démontrées par les Figures 2 à 7.

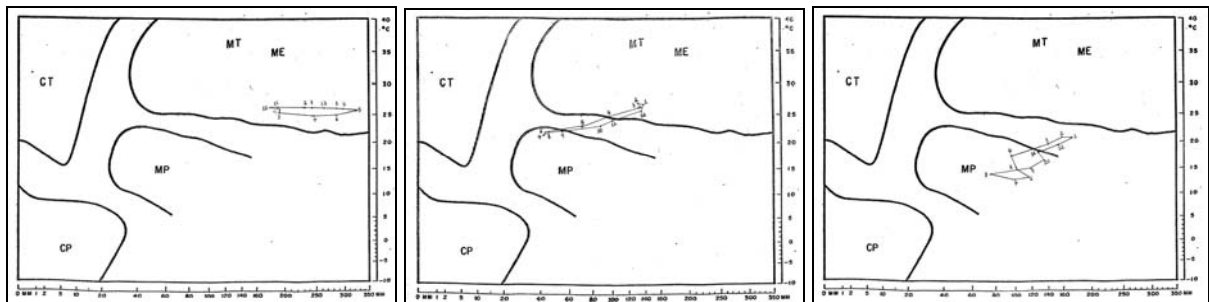
Puis, les résultats des 110 diagrammes ont été synthétisés et cela a montré qu'ils étaient très importants sans pour autant permettre d'apporter des conclusions (Tableau 1).

En conséquence, nous avons décidé d'analyser les données mensuelles des précipitations et des températures des 291 stations météorologiques initialement sélectionnées, afin que nous puissions atteindre une meilleure compréhension de plusieurs régimes climatiques brésiliens. C'est pour cette raison que dans la prochaine étape, nous construirons les autres 181 diagrammes de Venn, lesquelles seront ajoutés aux 110 premiers. C'est aussi pour cela que la dernière étape de cette recherche, au moment de synthétiser les résultats obtenus, nous réaliserons une carte représentative des différents types climatiques régionaux du Brésil.

2. Les résultats obtenus

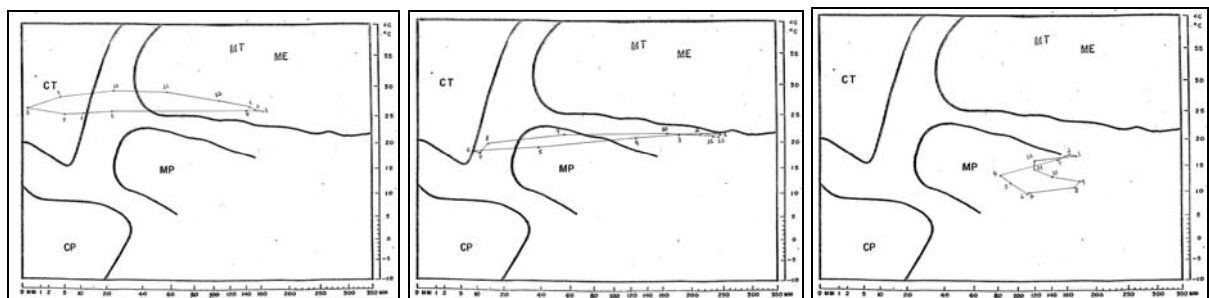
Pour bien montrer la grande variabilité climatique brésilienne, les résultats obtenus avec six stations météorologiques du réseau utilisé dans cette étude ont été sélectionnés (Figures 2 à 7, ci-dessous). Après nous présentons la synthèse des 110 stations déjà analysés (Tableau 1, a suivre).

Les exemples sélectionnés dans les Figures 2, 3 et 4 montrent, respectivement, le régime équatorial dominant à São Gabriel da Cachoeira/AM (voir le Tableau 1, Station Météorologique n° 5), le régime saisonnier (tropical et polaire) à Rio de Janeiro/RJ (voir le Tableau 1, Station Météorologique n° 92) et le régime polaire maritime subdominant à Curitiba/PR (voir le Tableau 1, Station Météorologique n° 99).



Figures 2, 3 et 4: Analyse des Stations Météorologiques n°s 5, 92 et 99.

De la même façon, les Figures 5, 6 et 7 montrent, respectivement, le régime saisonnier (tropical maritime et continental) à Picos/PI (voir le Tableau 1, Station Météorologique n° 43), le régime composé (tropical maritime, tropical continental et polaire maritime) à Brasília/DF (voir le Tableau 1, Station Météorologique n° 82) et le régime polaire maritime dominant à São Joaquim/SC (voir le Tableau 1, Station Météorologique n° 104).



Figures 5, 6 et 7: Analyse des Stations Météorologiques n°s 43, 82 et 104.

Tableau 1 : Action mensuelle des masses d'air et régimes climatiques (résultats préliminaires)

Stations Météo	Latitude	Longitude	Altitude	CTs - MTs	MP	MT - ME	Non dominant (transition)	Régime Climatique
1	02°49'N	60°39'W	90,0			9	3 (mT/mE-cT)	subdominant
2	00°03'S	51°07'W	14,5			11	1 (mT/mE-cT)	dominant
3	03°07'S	59°57'W	67,0			12		dominant
4	00°58'S	62°55'W	40,0			12		dominant
5	00°07'S	67°00'W	90,0			12		dominant
6	04°23'S	70°02'W	65,0			12		dominant
7	03°50'S	64°42'W	47,0			12		dominant
8	02°32'S	66°10'W	55,6			12		dominant
9	04°05'S	63°08'W	46,0			12		dominant
10	04°57'S	66°54'W	66,0			12		dominant
11	00°37'N	69°12'W	-			12		dominant
12	02°38'S	56°44'W	29,0			12		dominant
13	07°15'S	64°50'W	61,0			10	2 (mT/mE-cT)	dominant
14	05°49'S	61°18'W	50,0			12		dominant
15	00°25'S	65°02'W	45,0			12		dominant
16	01°04'S	46°54'W	36,0	2		9	1 (mT/mE-cT)	subdominant
17	04°17'S	56°00'W	45,0			12		dominant
18	02°15'S	49°30'W	23,9			12		dominant
19	01°26'S	48°26'W	10,0			12		dominant
20	03°13'S	52°13'W	74,0			10	2 (mT/mE-cT)	dominant
21	02°25'S	54°20'W	20,0			12		dominant
22	03°46'S	49°40'W	40,0			10	2 (mT/mE-cT)	dominant
23	01°44'S	52°14'W	15,9			12		dominant
24	08°16'S	49°16'W	156,9	2		9	1 (mT/mE-cT)	subdominant
25	05°22'S	49°08'W	95,0			9	3 (mT/mE-cT)	subdominant
26	06°38'S	51°58'W	206,0			9	3 (mT/mE-cT)	subdominant
27	07°21'S	57°31'W	140,0			9	3 (mT/mE-cT)	subdominant
28	09°58'S	67°48'W	160,0		1	8	3 (mT/mE-mP)	subdominant
29	07°38'S	72°40'W	170,0			10	2 (mT/mE-mP)	dominant
30	08°10'S	70°46'W	190,0			9	3 (mT/mE-mP)	subdominant
31	08°46'S	63°55'W	95,0			9	3 (mT/mE-cT)	subdominant
32	12°33'S	47°50'W	275,0	3		7	2 (mT/mE-cT)	saisonnier
33	10°11'S	48°18'W	280,0	3		7	2 (mT/mE-cT)	saisonnier
34	08°58'S	48°11'W	187,0	2		8	2 (mT/mE-cT)	subdominant
35	02°32'S	44°13'W	50,9	2		8	2 (mT/mE-cT)	subdominant
36	05°32'S	47°29'W	123,3	2		9	1 (mT/mE-cT)	subdominant
37	05°30'S	45°14'W	153,0	2		6	4 (mT/mE-cT)	subdominant
38	07°20'S	47°28'W	192,8	2		9	1 (mT/mE-cT)	subdominant
39	03°16'S	45°39'W	45,3			10	2 (mT/mE-cT)	dominant
40	05°05'S	42°49'W	74,4	3		7	2 (mT/mE-cT)	saisonnier
41	09°06'S	44°07'W	331,7	4		7	1 (mT/mE-cT)	saisonnier
42	06°46'S	43°01'W	123,3	4		7	1 (mT/mE-cT)	saisonnier
43	07°02'S	41°29'W	207,9	4		6	2 (mT/mE-cT)	saisonnier
44	03°45'S	38°33'W	26,5	2		8	2 (mT/mE-cT)	subdominant
45	03°44'S	40°20'W	109,6	4		6	2 (mT/mE-cT)	saisonnier

46	05°10'S	39°17'W	79,5	4		6	2 (mT/mE-cT)	saisonnier	
47	05°10'S	40°40'W	296,8	5		6	1 (mT/mE-cT)	saisonnier	
48	07°19'S	39°18'W	409,0	2		6	4 (mT/mE-cT)	subdominant	
49	05°55'S	35°12'W	48,6			9	3 (mT/mE-cT)	subdominant	
50	05°07'S	36°46'W	3,4	5		4	3 (mT/mE-cT)	saisonnier	
51	06°26'S	36°35'W	226,5	4		5	3 (mT/mE-cT)	saisonnier	
52	07°06'S	34°52'W	7,4			9	3 (mT/mE-cT)	subdominant	
53	07°53'S	37°04'W	603,7	1	2	5	1 (mT/mE-mP), 3 (mP-cT)	subdominant	
54	09°22'S	40°28'W	370,5	5		6	1 (mT/mE-cT)	saisonnier	
55	08°03'S	34°57'W	10,0			11	1 (mT/mE-cT)	dominant	
56	09°40'S	35°42'W	64,5			8	3 (mT/mE-mP), 1 (mT-mE-cP)	subdominant	
57	10°57'S	37°03'W	4,7			12		dominant	
58	14°48'S	39°04'W	60,2			9	3 (mT/mE-mP)	subdominant	
59	13°00'S	38°30'W	51,4			11	1 (mT/mE-mP)	dominant	
60	11°13'S	41°13'W	1003,3			6	4 (mT/mE-mP), 2 (mP-cT)	subdominant	
61	12°09'S	45°00'W	439,3	3		7	2 (mT/mE-cT)	saisonnier	
62	17°44'S	39°15'W	2,9		1	7	4 (mT/mE-mP)	subdominant	
63	13°16'S	43°25'W	440,0	4		7	1 (mT/mE-cT)	saisonnier	
64	09°38'S	42°06'W	400,5	5		6	1 (mT/mE-cT)	saisonnier	
65	09°22'S	38°13'W	252,7			6	2 (mT/mE-mP), 3 (mP-cT), 1 (cT-mT/mE)	subdominant	
66	13°21'S	40°07'W	755,6			6	6 (mT/mE-mP)	subdominant	
67	16°03'S	57°41'W	118,0			7	5 (mT/mE-cT)	subdominant	
68	14°24'S	56°27'W	286,3	2		8	2 (mT/mE-cT)	subdominant	
69	15°33'S	56°07'W	151,3			8	4 (mT/mE-cT)	subdominant	
70	12°12'S	56°30'W	415,0	2		7	3 (mT/mE-cT)	subdominant	
71	15°38'S	53°50'W	555,3	2	1	6	2 (mT/mE-mP), 1 (mP-cT)	subdominant	
72	20°27'S	54°37'W	530,7			3	6	3 (mT/mE-mP)	saisonnier
73	22°32'S	55°32'W	650,0			3	4	5 (mT/mE-mP)	saisonnier
74	19°45'S	51°11'W	331,3			2	6	2 (mT/mE-mP), 2 (mP-cT)	subdominant
75	18°30'S	54°46'W	287,0			1	7	2 (mT/mE-mP), 2 (mP-cT)	subdominant
76	22°18'S	53°49'W	369,2			3	6	3 (mT/mE-mP)	saisonnier
77	18°11'S	47°57'W	840,5	1	2	6	1 (mT/mE-mP), 2 (cT-mP)	subdominant	
78	17°48'S	50°55'W	774,6			1	6	2 (mT/mE-mP), 3 (mP-cT)	subdominant
79	15°54'S	52°14'W	345,0	2		8	2 (mT/mE-cT)	subdominant	
80	16°40'S	49°15'W	741,5	2	1	6	1 (mT/mE-mP), 2 (cT-mT/mE)	subdominant	
81	15°55'S	50°08'W	512,2	2		7	3 (mT/mE-cT)	subdominant	
82	15°47'S	47°56'W	1159,5	1	2		7 (mT/mE-mP), 2 (cT-mP)	composé	
83	19°44'S	47°57'W	737,0			2	6	1 (mT/mE-mP), 3 (mP-cT)	subdominant
84	19°56'S	43°56'W	915,0			3	4	2 (mT/mE-mP), 3 (mP-cT)	saisonnier
85	21°45'S	45°00'W	918,8			4	1	5 (mT/mE-mP), 2 (mP-cT)	subdominant
86	18°31'S	46°26'W	940,3	1	3	2	4 (mT/mE-mP), 2(cT-mP)	composé	
87	18°51'S	41°56'W	148,0			1	5	1 (mT/mE-mP), 3 (mP-cT), 2 (cT-mT/mE)	subdominant
88	16°41'S	43°50'W	646,3	3		4	4 (mT/mE-cT), 1 (cT-cP)	saisonnier	
89	16°10'S	42°18'W	471,3	2		5	1 (mT/mE-mP), 2 (mP-cT), 2 (cT-mT/mE)	subdominant	
90	14°55'S	42°51'W	569,6	4		5	3 (mT/mE-cT)	saisonnier	
91	20°19'S	40°19'W	36,2			1	7	4 (mT/mE-mP)	subdominant
92	22°53'S	43°11'W	11,1			4	5	3 (mT/mE-mP)	saisonnier

93	23°30'S	46°37'W	792,1		6	2	4 (mT/mE-mP)	subdominant
94	23°05'S	48°54'W	854,0		6		6 (mT/mE-mP)	subdominant
95	22°07'S	51°23'W	435,6		4	4	4 (mT/mE-mP)	saisonnier
96	21°07'S	48°56'W	570,0		2	5	3 (mT/mE-mP), 2 (mP-cT)	subdominant
97	21°40'S	47°30'W	715,0		6	3	3 (mT/mE-mP)	saisonnier
98	22°45'S	45°36'W	1642,0		6		5 (mT/mE-mP), 1 (mP-cP)	subdominant
99	25°26'S	49°16'W	923,5		8		4 (mT/mE-mP)	subdominant
100	25°33'S	54°34'W	154,0		4	4	4 (mT/mE-mP)	saisonnier
101	26°29'S	51°59'W	1090,5		8		4 (mT/mE-mP)	subdominant
102	25°00'S	50°51'W	808,0		6		6 (mT/mE-mP)	subdominant
103	23°24'S	51°55'W	542,0		3	4	5 (mT/mE-mP)	saisonnier
104	28°18'S	49°56'W	1415,0		10		2 (mT/mE-mP)	dominant
105	27°35'S	48°34'W	1,8		4	3	5 (mT/mE-mP)	saisonnier
106	29°45'S	57°05'W	62,3		5	4	3 (mT/mE-mP)	saisonnier
107	29°42'S	53°42'W	95,0		6	1	5 (mT/mE-mP)	subdominant
108	27°53'S	53°26'W	634,0		5		7 (mT/mE-mP)	subdominant
109	30°03'S	51°10'W	47,0		6	2	4 (mT/mE-mP)	subdominant
110	33°31'S	53°21'W	24,0		9		3 (mT/mE-mP)	subdominant

Conclusion

Ainsi, le panorama préliminairement mis en évidence pour le Brésil, confirme l'existence d'une grande variabilité climatique et fournit de nouvelles informations sur les divers types climatiques régionaux brésiliens. En outre, l'analyse rythmique de Monteiro (1971), déjà appliquée à plusieurs recherches climatiques brésiliennes (Zavattini, 2004), peut améliorer, encore davantage, les résultats de cette étude.

Bibliographie

- Brasil 2009 : *Normais Climatológicas do Brasil*. INMET, Cd Rom.
- Brino W.C. 1977 : A Abordagem Genética na Classificação Climática. *Geografia*, **2**, 97-105.
- Monteiro C.A.F. 1971 : Análise Rítmica em Climatologia. *Climatologia*, **1**, 1-21.
- Monteiro C.A.F. 1973 : *A Dinâmica Climática e as Chuvas no Estado de São Paulo*. USP, 129p.
- Oliver J.O. 1970 : A Genetic Approach to Climatic Classification. *Annals of the Association of American Geographers*, **4**, 615-637.
- Pédelaborde P. 1991 : Introduction a l'étude scientifique du climat. SEDES, 352p.
- Sorre M. 1943 : *Les fondements biologiques de la géographie humaine*. A. Colin, p.13-14.
- Strahler A.N. 1986 : *Geografía Física*. Omega, 767p.
- Zavattini J.A. 2004 : *Estudos do Clima no Brasil*. Alínea, 398p.
- Zavattini J.A. 2009 : *As Chuvas e as Massas de Ar no Estado de Mato Grosso do Sul*. Cultura Acadêmica, 214p.

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTIONS

Massimiliano FAZZINI 1

Cesare PATRONE 5

CONFÉRENCES INVITÉES 7

FAZZINI M. 9

Le réseau de mesures de la neige du Trentino: des données hétérogènes fruit d'une histoire complexe

BELTRANDO G. 17

Changements climatiques simulés pour le XXIème siècle et évolutions possibles de la forêt française (métropole)

TEXTES DES COMMUNICATIONS ET POSTER 25

ALMEIDA L. Q. A., PASCOALINO A. 27

Aléas climatiques extrêmes et gestion de risque dans les villes brésiliennes: considérations sur les catastrophes survenues à Rio de Janeiro, Pernambuco et Alagoas

ALOUANE T., BEN BOUBAKER H., HENIA L. 33

Contraintes biothermiques dans un topoclimat de vallée en Tunisie tellienne

AMOUSSOU E., TOTIN V. S. H., CAMBERLIN P., PERARD J. 39

Événements hydroclimatiques et risque d'inondation au sud-ouest du Bénin

AVILA F. 45

Les Pyrénées modifient-elles le climat du bassin d'Aquitaine ?

AZZI. A, MEDJERAB A. 51

Caractérisation de la sécheresse climatique dans le nord de l'Algérie. Le cas du bassin versant de la Soummam

BARBANI M. ; FAZZINI M., ROMEO V. 57

« NEVEMONT », un projet finalisé pour la surveillance de la neige à basse altitudes dans le territoire italien

BARDIN-CAMPAROTTO L., BENTO PAES DE CAMARGO M., BLAIN G.C. 63

Caractérisation de la période de maturation de différents cultivars de café arabica fondée sur les degrés-jours dans une région tropicale du Brésil

BELLEFLAMME A., FETTWEIS X. et ERPICUM M. 69

Circulation atmosphérique simulée par les modèles de circulation générale en Europe de l'ouest : évaluation et projections futures

BEN ABDELLATIF H. 75

Bilans hydriques agro climatiques à Tebourba (Tunisie): cas des plantations de poiriers et de pommiers

BEN BOUBAKER H., CHAHED M.K.	81
<i>Changements climatiques et maladies réémergentes en Tunisie : cas de la Leishmaniose Cutanée Zoonotique (LCZ)</i>	
BERGES J.C., BELTRANDO G.	87
<i>Les principaux facteurs de la relation nébulosité –précipitations sous les basses latitudes : rôle du relief et de la température de la tropopause</i>	
BONNARDOT V., CAUTENET S., PLANCHON O., QUENOL H.	93
<i>Simulations climatiques méso-échelle : comparaison de données observées et simulées en vue d'une intégration de scénario de changement climatique</i>	
BOURCHAK S., BRIDIER S.	99
<i>Modélisation tridimensionnelle de l'espace bâti pour estimer le gisement énergétique solaire. Application à la ville d'Aix-en-Provence.</i>	
BOYARD-MICHEAU J., CAMBERLIN P.	105
<i>Effet du relief sur la variabilité de descripteurs des saisons des pluies en Afrique de l'est</i>	
BRICHE E., BONNEFOY C., CAUTENET S., BONNARDOT V., BELTRANDO G., MADELIN M., QUENOL H.	111
<i>Simulations du modèle à méso-échelle RAMS à résolution fine lors des épisodes extrêmes de 2003 : application à deux vignobles du nord de la France</i>	
BRUNINI O., ADAMI S.F., CARVALHO J.P., BRUNINI A.P.C.	117
<i>Les effets des changements climatiques sur les interactions forêt et agriculture à Sao Paulo</i>	
BURADA C., MANESCU C., BACESCU A.	123
<i>Variabilité et tendances du régime thermique de l'air dans la première décennie du XXI^{ème} siècle dans le sud-ouest de la Roumanie</i>	
CAMBERLIN P., WILLIAMSON D., CASTEL T., RICHARD Y.	129
<i>Montagnes d'Afrique tropicale: marqueurs de la variabilité climatique ou isolats climatiques ?</i>	
CANTET. P., ARNAUD, P.	135
<i>Cartographie nationale de l'aléa pluvial à l'aide d'un générateur stochastique de pluies horaires</i>	
CORDOLA M., FRATIANNI S., CANEVAROLO N., BARBERO S., ACQUAOTTA F., TERZAGO S.	141
<i>Etude climatologique de l'enneigement dans le nord du Piémont (Italie) dans le contexte du projet interreg «stratégies d'adaptation aux changements climatiques pour la gestion des risques naturels (STRADA)»: premiers résultats</i>	
CROITORU A.E, DRAGOTĂ C. S., MOLDOVAN F., HOLOBACA I., TOMA F. M.	147
<i>Considérations sur l'évolution des températures de l'air dans les Carpates roumaines</i>	
CUCCIA C., RICHARD Y., CASTEL T., BOIS B., THEVENIN D.	153
<i>Évolution des structures spatiales récurrentes des températures quotidiennes en Bourgogne</i>	

DALLEL J., SAKKA M., HENIA L.	159
<i>Evolution de la biomasse végétale en Tunisie entre 1981 et 2009</i>	
DANNI-OLIVEIRA I.M., MENDONÇA F., DUMKE E.S., SCHMIDTZ L.	165
<i>Restructuration urbaine et confort thermique: scénarios de modélisation pour Curitiba (Brésil) en vue de la coupe du monde de football de 2014</i>	
DELAHAYE F., DUBREUIL V., MACHADO L. A. T.	171
<i>Analyse comparative des données pluviométriques obtenues in-situ et de celles de la base de données TRMM 3B42 pendant la saison des pluies au Mato Grosso</i>	
DIEPPOIS B., DURAND A., FOURNIER M., MASSEI N., ROUSSEAU D., SEBAG D.	177
<i>Variabilités climatiques au nord-ouest de l'Europe et relations avec l'Atlantique nord depuis la fin du XVII^e siècle</i>	
DIEYE E. H. B., DIAW A. T., SANE T., SY O., DIOH P.	183
<i>Changement climatique et évolution de la mangrove dans la lagune de Joal-Fadiouth (Sénégal)</i>	
DIOP B., NDIAYE D., TCHETCHE Y., FAROTA A. K.	189
<i>Amélioration du temps de calcul des radiances d'une atmosphère nuageuse par la méthode TDMAP</i>	
DO T. P. T., BIGOT S., ZIN I.	195
<i>Variabilité bioclimatique de la végétation des montagnes ouest-africaines: suivi par imagerie SPOT-VGT (2002-2009)</i>	
DOUGUEDROIT A.	201
<i>Précipitations et altitude dans les Cévennes (France)</i>	
DOUTRELOUP S., FETTWEIS X., ERPICUM M.	207
<i>Influences de l'environnement d'un parc éolien sur la prévision de sa production électrique à l'aide des modèles GFS (50km/3h) et WRF (2km/15min) : le cas du parc éolien d'Amel (Haute Belgique)</i>	
DUCHÉ S., BELTRANDO G., MADELIN M.	213
<i>Variabilité spatiale des particules fines selon différents itinéraires et modes de transport touristiques à Paris</i>	
EL MELKI T.	219
<i>Les contraintes bioclimatiques et environnementales d'un centre touristique : la ville de Sousse, en Tunisie centre-orientale</i>	
ERPICUM M., SOUGNEZ A., BELLEFLAMME A., FETTWEIS X.	225
<i>La lidarométrie laser au service de la caractérisation des hydrométéores. Application à deux stations automatiques installées en Belgique, au sud de la vallée de la Meuse liégeoise</i>	
ETENE C. G., BOKO M.	231
<i>Coûts des stratégies d'adaptation du risque de l'érosion pluviale provoquée par les événements pluvieux extrêmes à Bangui (Centrafrique)</i>	
FALL E. H. A. A	237
<i>Impacts des fortes pluies des 21, 23 et 24 août 2009 et stratégies développées par les acteurs dans la commune de Birkelane (région de Kaffrine)</i>	

FALLOT J.M.	243
<i>Efficacité des analyses de Gumbel pour déterminer les précipitations journalières extrêmes en Suisse</i>	
FAZZINI M., ROMEO V.	249
<i>L'enneigement dans l'Apennin central durant les trente dernières années</i>	
FEKI M.	255
<i>Variabilité bioclimatique de la végétation au nord de la Tunisie</i>	
FOISSARD X., QUENOL H., DUBREUIL V.	261
<i>L'influence de la variabilité des facteurs météorologiques sur l'occurrence et l'intensité de l'îlot de chaleur urbain à Rennes en 2010</i>	
FRANCO B., FETTWEIS X., ERPICUM M.	267
<i>Influence de la résolution spatiale sur la modélisation du bilan de masse en surface de la calotte glaciaire du Groenland à l'aide du modèle régional MAR</i>	
FRATIANNI S., ZAVATTINI J.A.	273
<i>Précipitations neigeuses, types de temps et sports dans la vallée de Susa (Italie). Approfondissement de la relation entre climat et tourisme d'hiver</i>	
GOTTARDI F., OBLED C., PAQUET E., GAILHARD J.	279
<i>Prise en compte de données d'enneigement et de débits dans l'estimation des précipitations en montagne</i>	
GRECU F., CRISTEA M., TIȘCOVSCHI A., IOANA-TOROIMAC G.	285
<i>Relations entre les éléments climatiques et les processus géomorphologiques dans les montagnes de Făgăraș (Carpates roumaines)</i>	
HAJRI J.	291
<i>L'environnement climatique des orangeries du Cap Bon en Tunisie</i>	
HEBERT L., KERMADI S., JACOB-ROUSSEAU N.	297
<i>Les impacts du réchauffement climatique sur la phénologie de la vigne et des vergers du sud de la France</i>	
HENIA L., HLAOUI Z.	303
<i>La pluviométrie dans les plaines et bassins intra-telliens en Tunisie: évolution récente et projections</i>	
HOLOBĂCĂ I. H., MOLDOVAN F., CROITORU A.E.	309
<i>Différenciations imposées par la direction de la circulation atmosphérique dans le régime des précipitations dans les montagnes Apuseni et les régions environnantes</i>	
HOUNDENOU C., AMOUSSOU E., BOKO M.	315
<i>Analyse des hydrocatastrophes au Bénin en 2009-2010</i>	
HOUSSOU C. S., VISSIN E. W., BOKO M.	321
<i>Types de temps et santé des populations dans le département du Mono (Bénin, Afrique de l'ouest)</i>	
HUARD F.	327
<i>Changement climatique et gradient thermique en montagne: une approche pour reconstituer la température le long d'un versant du Briançonnais</i>	

HUFTY A. <i>Simulation de l'épaisseur journalière de la neige</i>	333
JANATI I. A., HANCHANE M. <i>Types de circulations atmosphériques à l'origine des risques climatiques majeurs au Maroc entre septembre 2008 et novembre 2010</i>	339
JUVANON DU VACHAT R. <i>Le Système Mondial d'Observation du Climat. Contribution française en 2010</i>	345
KERMADI S., BRAUD I., JACQUEMINET C., MICHEL K., BRANGER F. <i>Evolution de la pluviométrie dans le bassin péri-urbain de l'Yzeron (ouest Lyonnais) depuis les années 1970 et caractérisation de son imperméabilisation</i>	351
LAMY C., DUBREUIL V. <i>Modélisation du bilan hydrique en Bretagne dans le contexte du changement climatique : cas du scénario d'émission A1B</i>	357
LAURENT J.P., DEWAELE H., BIGOT S., BIRON R., PANEL J.M., LEJEUNE Y., MORIN S. <i>Quantification des précipitations en zone préalpine : potentialité de la spectropluviométrie optique</i>	363
LEONE F., DEYMIER J., CHAPELON L., COLAS A., JOMELLI V. <i>Coulées boueuses et accessibilité routière dans les Alpes françaises : caractérisation et modélisation des vulnérabilités physiques, fonctionnelles et territoriales</i>	369
MAHERAS P., SKOURKEAS A., MACHERA F. <i>Le rôle des tendances dans la construction des scénarios climatiques: l'exemple des températures minimales hivernales en Grèce</i>	375
MARCHAND J. P., BONNARDOT V., PLANCHON O., DUBREUIL V. <i>La vigne, le vin et le climat vus par un notable lavallois au début du XVI^e siècle</i>	381
MARTIN N., CARREGA P. <i>L'enneigement dans les Alpes du Sud en France : évolution temporelle et relation avec la circulation atmosphérique</i>	387
MBAYE I., CAMARA M., PAUL P. <i>Climat, société et risques sanitaires en milieu urbain : le cas de la ville de Ziguinchor au Sénégal</i>	393
MBOUP M., KANE A., NDIAYE A. <i>Vulnérabilité du delta du fleuve Sénégal aux événements climatiques extrêmes: cas d'inondations dans la ville de Saint-Louis du Sénégal</i>	399
MEJRI W. <i>La température et l'épidémie de grippe saisonnière en Tunisie en 2009-2010</i>	405
MENDONÇA F., AQUINO JUNIOR J., ROSEGHINI W.F.F., CASTELHANO F.J., HOFFMAN T. <i>Système d'alerte climato-météorologique de prévention de l'épidémie de dengue (Brésil)</i>	411

MOLDOVAN F., PANDI G., VIGH M., TUDOSE T.	417
<i>Risques induits par la crue exceptionnelle des 21-22 juin 2010 dans les gorges de Turda (Monts Apuseni, Roumanie)"</i>	
MURARESCU O., PEHOIU G., TURLOIU R.	423
<i>Inversions thermiques dans la dépression intramontagneuse de Întorsura Buzăului (Roumanie)</i>	
NASRI L., BEN SAKKA M.	429
<i>Augmentation du risque torrentiel lié à l'évolution des paramètres climatiques extrêmes: cas du versant nord central de la montagne de Bargou (Tunisie)</i>	
NDIAYE A., SANÉ T.	435
<i>Désarticulation urbaine et problèmes environnementaux au Sénégal: exemple des inondations récurrentes à Pikine</i>	
NOUACEUR Z.	441
<i>Evolution des lithométéores depuis plus d'un demi-siècle en Mauritanie</i>	
OUOROU BARRE I., OGOUWALE E., HOUSSOU S. C., BOKO M.	447
<i>Climat montagnard dans le nord-ouest du Bénin (Afrique de l'ouest) : aspects et tendances dans les communes de Tanguiéta et de Matéri</i>	
PASCOALINO A., PITTON S. E. C.	453
<i>Les types de temps d'été et leur perception climatique par les habitants de Rio Claro – SP, Brésil</i>	
PATRICHE C.V., IRIMIA L., PIRNAU R., ROSCA B., QUENOL H.	459
<i>Application SIG pour la modélisation spatiale des conditions climatiques, topographiques et pédologiques favorables à la viticulture</i>	
PEHOIU G., MURĂRESCU O.	465
<i>Risques climatiques dans la zone de la station de montagne de Paltinis et leurs influences sur le tourisme</i>	
PERRIER R., COSSART E., FORT M.	471
<i>Facteurs topoclimatiques et modélisation spatiale du pergélisol: application à la vallée de la Clarée (Alpes françaises du sud)</i>	
PERRIMOND B., BIGOT S., QUENOL H., ROME S.	477
<i>Variations climatiques à l'échelle de la 'Zone Atelier Alpes' (Vercors et Oisans, France): observation et modélisation</i>	
PICCOLI NETO D., AMARAL A. A., CHRISTOFOLETTI A. L. H.	483
<i>Analyse multifractale des pluies dans la province côtière et sur le plateau atlantique de l'état de Sao Paulo – Brésil</i>	
POWELL S., STURMAN A., QUENOL H.	489
<i>Changement climatique et variabilité spatiale du climat dans les vignobles de Nouvelle-Zélande: l'exemple des vignobles de la région de Marlborough</i>	
PULINA M. A.	495
<i>Caractéristiques et tendances des séquences sèches en Sardaigne durant la période 1951-2005</i>	
RECEANU R.G., HERTIG J.A., FALLOT J.M.	501
<i>Estimation des crues extrêmes dans les Alpes suisses à l'aide d'un modèle hydrologique distribué</i>	

RIAHI M. <i>Les ambiances de confort climatique au nord de la Tunisie</i>	507
RICHARD Y. <i>Nuit du 19-20 décembre 2009 : gel exceptionnel en Bourgogne</i>	513
ROUSSEAU D. <i>Les étés les plus chauds en Île de France de 1676 à 2010</i>	519
SABBA S, BEN BOUBAKER H., ALOUANE T. <i>Les montagnes méditerranéennes, refuges de confort biothermique en saison estivale: exemple des montagnes tuniso-algériennes</i>	525
SABRI A. F., MEDJERAB A. <i>Cartographie du risque d'érosion et d'instabilités des sols dans les zones montagneuses du massif de l'Ouarsenis (Algérie)</i>	531
SALIT F., BELTRANDO G., ZAHARIA L. <i>Episodes hydro-pluviométriques extrêmes et implication des aménagements: le cas des inondations de 2005 sur le Siret inférieur (Roumanie)</i>	537
SALVI L. L., SAKAMOTO A. Y., DECCO H. F., LIMA R. C. <i>Analyse d'images thermiques en saisons sèches et humides à Tres Lagoas (Brésil)</i>	543
ȘERBAN E., DRAGOTA C. S. <i>Le degré de certitude de la date d'apparition de la première et de la dernière couche de neige dans la plaine de l'ouest de la Roumanie</i>	549
TEODOREANU E. <i>Analyse historique des hivers rigoureux en Roumanie</i>	555
TOURRE Y. M., BORCHI F., SOUBEYROUX J.M., VINIT F. <i>Variabilité basse fréquence des hivers en Europe depuis 1870</i>	561
TRABELSI H. <i>Les originalités climatiques de la dorsale tunisienne</i>	567
TRABOULSI M., ADJIZIAN-GERARD J., BADARO-SALIBA N., GERARD P.C. <i>Une situation climatique extrême en Méditerranée orientale: les avalanches au Liban</i>	573
TSALEFAC M. <i>L'aménagement des bas-fonds sur les Hautes Terres de l'ouest du Cameroun : un exemple d'adaptation planifiée à la variabilité climatique actuelle</i>	579
VISSIN E. W., HOUSSOU C. S., HOUNDENOU C. <i>Rythme climatique et potentialités touristiques dans les départements de l'Atacora et de la Donga au nord du Bénin</i>	585
WOKOU G., OGOUWALE E., CLEDJO P. F. G. A., BOKO M. <i>Changements climatiques et dégradation de l'environnement dans le bassin du Zou au Bénin (Afrique de l'ouest)</i>	591
YABI I., AFOUDA F., OGOUWALE E., BOKO M. <i>Années pluviométriques extrêmes et incidences socio-environnementales dans une région de montagne: le département de l'Atacora au Bénin</i>	597
YANON G., NDIAYE A.	603

Variabilité climatique et mobilité géographique: impacts sur le territoire villageois de Refane au Sénégal

**ZAHARIA L., CATANA S., IOANA-TOROIMAC G.,
CRACIUNESCU V.** 609

Apport de la géomatique à l'analyse de la couche de neige. Etude de cas : le bassin-versant de Teleajen (Roumanie)

ZANDONADI L., ZAVATTINI J. A. 615

Les pluies dans le bassin du fleuve Paraná, Brésil: une méthode pour élaborer une classification des séries pluviométriques et obtenir des années-modèles

ZAVATTINI J. A., FRATIANNI S. 621

Les climats régionaux du Brésil: une approche générique (résultats préliminaires)

TABLE DES MATIERES 627

TABLE DES AUTEURS 635

TABLE DES AUTEURS

ACQUAOTTA F. 141	CAMBERLIN P. 39, 105, 129
ADAMI S.F. 117	CANNEVAROLO N. 141
ADJIZIAN-GERARD J. 573	CANTET P. 135
AFOUDA F. 591	CARREGA P. 387
ALMEIDA L. 27	CARVALHO J.P. 117
ALOUANE T. 33 , 525	CASTEL T. 129, 153
AMARAL A.A. 483	CASTELHANO F.J. 411
AMOUSSOU E. 39 , 315	CATANA S. 609
AQUINO JUNIOR J. 411	CAUTENET S. 93, 111
ARNAUD P. 135	CHAHED M.K. 81
AVILA F. 45	CHAPELON L. 369
AZZI A. 51	CHRISTOFOLETTI A.L.H. 483
BACESCU A. 123	CLEDJO P.F.G.H. 591
BADARO-SALIBA N. 573	COLAS A. 369
BARBANI M. 57	CORDOLA M. 141
BARBERO S. 141	COSSART E. 471
BARDIN CAMPAROTTO L. 63	CRACIUNESCU V. 609
BELLEFLAMME A. 69 , 225 ,	CRISTEA M. 285
BELTRANDO G. 17 , 87, 111, 213, 537	CROITORU A.E. 147 , 309
BEN ABDELLATIF H. 75	CUCCIA C. 153
BEN BOUABAKER H. 33, 81 , 525	DALLEL J. 159
BEN SAKKA M. 429	DANNI OLIVEIRA I.M. 165
BENTO PAES DE C. M. 63	DECCO H.F. 543
BERGES J.C. 87	DELAHAYE F. 171
BIGOT S. 195, 363, 477	DEWAELE H. 363
BIRON R. 363	DEYMIER J. 369
BLAIN G.C. 63	DIAW A.T. 183
BOIS B. 153	DIEPPOIS B. 177
BOKO M. 231, 315, 321, 447, 591, 597	DIEYE E.H.D. 183
BONNARDOT V. 93 , 111, 381	DIOH P. 183
BONNEFOI C. 111	DIOP B. 189
BORCHI F. 561	DO T.P. 195
BOURCHAK S. 99	DOUGEDROIT A. 201
BOYARD-MICHEAU J. 105	DOUTRELOUP S. 207
BRANGER F. 351	DRAGOTĂ C.S. 147, 549
BRAUD I. 351	DUBREUIL V. 171, 267, 357, 381
BRICHE E. 111	DUCHE' S. 213
BRIDIER S. 99	DUMKE E.S. 165
BRUNINI A.P.C. 117	DURAND A. 177
BRUNINI O. 117	EL MELKI T. 219
BURADA C. 123	ERPICUM M. 69, 207, 225 , 261
CAMARA M. 393	ETENE C.G. 231

- FALL E. H.A.A. **237**
FALLOT J.M. **243**, 501
FAROTA A.K. 189
FAZZINI M. **9**, 57, **249**
FEKI M. **255**
FETTWEIS X. 69, 207, 225, 261
FOISSARD X. **267**
FORT M. 471
FOURNIER M. 177
FRANCO B. **261**
FRATIANNI S. 141, **273**, 621
GAILHARD J. 279
GERARD P.C. 567
GOTTARDI F. **279**
GRECU F. **285**
HAIRI J. **291**
HANCHANE M. 339
HEBERT L. **297**
HENIA L. 33, 159, **303**
HERTIG J.A. 501
HLAOUI Z. 303
HOFFMAN T. 411
HOLOBACA I.H. 147, **309**
HOUNDENOU C. **315**, 585
HOUSSOU C.S. **321**, 447, 585
HUARD F. **327**
HUFTY A. **333**
IOANA-TOROMIAC G. 285, 609
IRIMIA L. 459
JACOB-ROUSSEAU N. 297
JACQUEMINET C. 351
JANATI IDRISSE A. **339**
JOMELLI V. 369
JUVANON DU VACHAT R. **345**
KANE A. 399
KERMADI S. 297, **351**
LAMY C. **357**
LAURENT J.P. **363**
LEJEUNE Y. 363
LEONE F. **369**
LIMA R.C. 543
MACHADO L.A.T. 171
MACHERA F. 375
MAHERAS P. **375**
MANESCU C. 123
MARCHAND J.P. **381**
MARTIN N. **387**
MASSEI N. 177
MBAYE I. **393**
MBOUP M. **399**
MEDELIN M. 111, 213
MEDJERAB A. 51, 531
MEJRI W. **405**
MENDONCA F. 165, **411**
MICHEL K. 351
MOLDOVAN F. 147, 309, **417**
MORIN S. 363
MURARESCU O. **423**, 465
NASRI L. **429**
NDIAYE A. 399, **435**, 603
NDIAYE D. 189
NOUACEUR Z. **441**
OBLED C. 279
OUGUVALE E. 447, 591, 597
OUROU BARRE I. **447**
PANDI G. 417
PANEL J.M. 363
PAQUET E. 279
PASCOALINO A. 27, **453**
PATRICHE C.V. **459**
PAUL P. 393
PEHOIU G. 423, **465**
PERARD J. 39,
PERRIER R. **471**
PERRIMOND B. **477**
PICCOLI NETO D. **483**
PIRNAU R. 459
PITTON S.E.C. 453
PLANCHON O. 93, 381
POWELL S. **489**
PULINA M.A. **495**
QUENOL H. 93, 111, 267, 453, 477, 489
RECEANU R. **501**
RIAHI M. **507**
RICHARD Y. 129, 153, **513**
ROME S. 477
ROMEO V. 57, 249
ROSCA B. 459

ROSEGHINI W.F.F. 411
ROUSSEAU D. 177, **519**
SABBA S. **525**
SABRI A.F. **531**
SAKAMOTO A.Y. 543
SAKKA M. 159
SALIT F. **537**
SALVI L.L. **543**
SANE' T. 183, 435
SCHMIDTZ L. 165
SEBAG D. 177
ŞERBAN E. **549**
SKOURKEAS A. 375
SOUBEYROUX J.M. 561
SOUGNEZ A. 225
STURMAN A. 489
SY O. 183,
TCHETCHE Y. 189
TEODORANU E. **555**
TERZAGO S. 141
THEVENIN D. 153
TIŞCOVSCHI A. 285
TOMA F.M. 147
TOTIN V. 39,
TOURRE Y. M. **561**
TRABELSI H. **567**
TRABOULSI M. **573**
TSALEFAC M. **579**
TUDOSE T. 417
TURLOIU R. 423
VIGH M. 417
VINIT F. 561
WILLIAMSON D. 129
WISSIN E. W. 321, **585**
WOKOU G. **591**
YABI I. **597**
YANON G. **603**
ZAHARIA L. 537, **609**
ZANDONADI L. **615**
ZAVATTINI J.A. 273, 615, **621**
ZIN I. 195