

Les risques liés au temps et au climat



Actes du colloque d'Épernay

Maison Moët & Chandon

6–9 septembre 2006

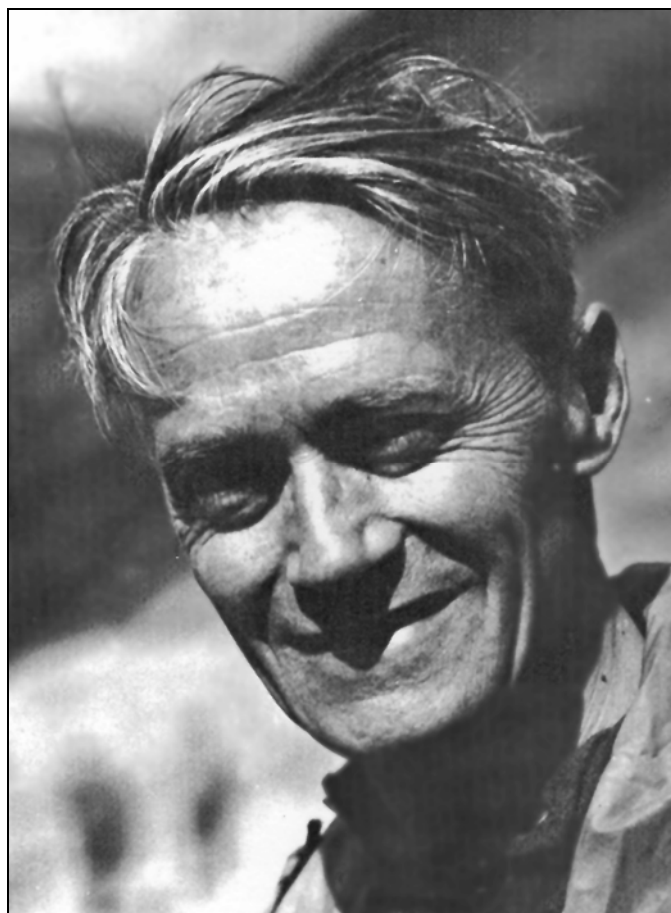
Editeurs scientifiques

Gérard Beltrando, Malika Madelin et Hervé Quénot

Colloque de l'AIC organisé par l'Université Denis Diderot, l'UMR 8586 (PRODIG), le CNRS, Météo-France et avec le soutien de la commission de climatologie de l'UGI, le Conseil Régional de Champagne-Ardenne, le CIVC, les maisons Moët & Chandon et Perrier Jouët.

**Les risques
liés au temps et au climat**

En hommage à Charles-Pierre Péguy



CHARLES-PIERRE PÉGUY (1915–2005)

Le Professeur Charles-Pierre Péguy est mort le 20 décembre dernier. Il a profondément influencé en France et hors de nos frontières non seulement la climatologie mais aussi l'évolution de toute la géographie.

Fils posthume de l'écrivain très connu Charles Péguy, il était né en 1915. Il fut professeur à l'Université de Rennes avant d'entrer au CNRS et de devenir Directeur d'une équipe de recherche de climatologie (ER30) jusqu'à sa retraite en 1982. Il a été président de la Commission de climatologie du CNFG (Comité National Français de Géographie) rattachée à l'UGI.

Depuis la soutenance de sa thèse secondaire de Doctorat d'Etat en 1947, Ch.-P. Péguy a eu l'intuition de l'importance de la quantification en climatologie et dans toute la géographie. Malgré toutes les oppositions rencontrées, il a impulsé l'introduction et le développement des analyses statistiques dans la réalisation de la Carte Climatologique Détaillée de la France et dans les travaux de son équipe. Il a été l'un des initiateurs et une référence morale pour tous les géographes qui se sont attelés à cette « Révolution scientifique » de la climatologie et de la géographie que fut l'éclosion de la Géographie quantitative pendant les années 1960.

**XIX^e COLLOQUE INTERNATIONAL
DE CLIMATOLOGIE**



**Les risques
liés au temps et au climat**

Actes du colloque d'Épernay

Maison Moët & Chandon

6–9 septembre 2006

Editeurs scientifiques

Gérard Beltrando, Malika Madelin et Hervé Quénol

Colloque de l'AIC organisé par l'**Université Denis Diderot**, l'UMR 8586 (**PRODIG**), le **CNRS**, **Météo-France** et avec le soutien de la commission de climatologie de l'**UGI**, le **Conseil Régional de Champagne-Ardennes**, le **CIVC**, les maisons **Moët & Chandon** et **Perrier Jouët**.

Participation à la finalisation de l'ouvrage :
Malika Madelin et Maorie Seysset

Logo du colloque : Joël Gaudin

Photo de couverture : Hervé Quénol

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

© PRODIG, 2006
ISBN : 2-901560-70-9

Introduction au XIX^e colloque de l'AIC

Les risques liés au temps et au climat

Gérard Beltrando

Professeur de Géographie (climatologue) à l'Université Denis Diderot (Paris VII)

Responsable de l'axe de recherche « *Risques, vulnérabilité et action publique* »
de l'UMR 8586 du CNRS (PRODIG)

Ce volume rassemble, avec un classement par ordre alphabétique du nom du premier auteur, les résumés élargis des communications orales et des posters dont la présentation est prévue dans le cadre du XIX^e colloque de l'Association Internationale de Climatologie (AIC), qui se déroulera à Epernay, du 6 au 9 septembre 2006.

La ville d'**Epernay**, au cœur du prestigieux vignoble de Champagne, a été retenue par le comité d'Administration de l'AIC car, au-delà de l'attrait magique du Champagne, c'est dans ce vignoble que sont réalisées, depuis une douzaine d'années, des recherches ayant pour objectif de comprendre la répartition spatiale des températures minimales du printemps. Ces études, qui visent à optimiser la lutte antigel, sont réalisées par des étudiants et des enseignants-chercheurs de l'Université Denis Diderot (Paris VII) appartenant à l'Unité Mixte de Recherche (UMR) 8586 du CNRS (PRODIG, Directeur J.-L. Chaléard) dont la problématique « risque » constitue un des quatre axes thématiques. Ces recherches bénéficient de l'aide précieuse des Services Techniques du Comité Interprofessionnel du Vin de Champagne (CIVC, directeur D. Moncomble) qui a mis en place, entre 1994 et 1998, un réseau constitué d'une trentaine de stations météorologiques automatiques. Depuis le début, le Centre départemental de Météo-France de la Marne est aussi impliqué dans ces recherches qui visent à améliorer la prévision locale du gel dans le vignoble de la Marne.

Parallèlement à ces recherches théoriques et appliquées qui ont déjà été présentées dans divers colloques, notamment certains de l'AIC, d'autres études ont été réalisées dans ce vignoble par les chercheurs de PRODIG. Ainsi, à une demande du Syndicat Général des Vignerons de la Champagne et de l'Association *Très Grande Vigilance* (TGV...), diverses études ont été réalisées entre 1995 et 2005 pour évaluer dans quelle mesure l'ouvrage, partiellement en remblai, de la Ligne à Grande Vitesse du TGV Est européen pouvait bloquer l'air froid superficiel qui s'écoule dans le bas des coteaux viticoles. Un tel ouvrage pourra augmenter ainsi l'occurrence du gel dommageable dans le vignoble à la périphérie de la ligne nouvelle. Ces études, financées par Réseau Ferré de France et soutenues par le SGV, ont montré l'existence d'un risque supplémentaire de gel qui a contraint le Maître d'ouvrage à prévoir des aménagements spécifiques sur la nouvelle Ligne à Grande Vitesse (LGV). Ces aménagements font aujourd'hui parti du paysage champenois et l'excursion du samedi 9 septembre dans les vignobles de la « Montagne de Reims » devrait permettre aux participants d'en apprécier l'impact sur le paysage. Cette excursion permettra aussi aux congressistes de visiter la cathédrale de Reims, un des plus beaux chefs d'œuvre de l'art gothique du XIII^e siècle, lieu de sacre de nombreux rois de France. Elle permettra ensuite de découvrir le paysage viticole de la « Montagne de Reims » et celui de la « Côte des Blancs » à une période très proche de la vendange.

Le colloque se tiendra dans l'auditorium et dans les salles de réunion de la Maison de Champagne Moët & Chandon, à quelques dizaines de mètres de l'Orangerie, construite en 1833. La grande originalité du colloque de 2006, c'est qu'il se tiendra à quelques mètres au-dessus du vaste réseau de 28 km de caveaux et galeries percées à la fin du XIX^e siècle que nous aurons l'occasion de visiter avant de déguster le vin qui y vieillit. C'est dans un caveau voisin, propriété de la Maison de Champagne Perrier-Jouët que nous nous retrouverons pour un dîner de gala le jeudi 7 septembre.

Une centaine de communications ont été retenues, par le comité scientifique, pour cette manifestation (dont 96 publiées dans ce volume) : 2/3 seront présentées oralement, les autres sous forme de poster. Le thème du **risque**, choisi en 2006 offre une grande diversité de sujets d'étude. Les articles portant sur la variabilité, les tendances ou encore les phénomènes extrêmes sont majoritaires et ce thème de recherche est abordé à des échelles géographiques variées. D'autres communications abordent plutôt la question de la vulnérabilité des sociétés ou encore de l'avenir des milieux physiques, qui sont confrontés aux aléas de la nature et aux actions plus ou moins directes de l'Homme. Finalement, de nombreux articles interrogent sur l'avenir des climats et des sociétés humaines qui y seront confrontées, alors que d'autres portent sur les relations Homme-Climat.

Devant l'ampleur croissante des dégâts occasionnés par les forces de la nature, les scientifiques cherchent à approfondir leur connaissance sur les facteurs et processus de la climatologie. Ils recherchent d'éventuelles tendances dans les séries de données climatiques, ces tendances pouvant, à tort ou à raison, être les premiers signes d'un changement global dû aux activités humaines (activités polluantes, mutation des milieux dits « naturels » en espace agricole ou urbanisé). D'autres scientifiques tentent d'établir pour la période actuelle les liens entre la variabilité climatique et les activités économiques telle l'agriculture, thème privilégié dans le colloque de 2006. Certains travaillent sur le thème émergent des relations climat et santé, également abordé dans ce colloque et qui devrait connaître un fort développement dans les années à venir. Devant cette diversité de lieux, d'échelles, de thèmes et de méthodes d'analyse, il est bien difficile de proposer un classement des articles et c'est finalement un ordre alphabétique à partir du nom du premier auteur qui a été retenu.

Les résumés étendus publiés dans cet ouvrage ont été préalablement relus – et des précisions ont été demandées à certains auteurs – par un comité de lecture spécialement créé à cette occasion. Je tiens à remercier ici chaleureusement tous les collègues qui m'ont aidé dans ce travail :

- E. Barbay Météo-France Nord (Villeneuve d'Ascq – France)
- J.-P. Besancenot Faculté de Médecine, Université de Bourgogne (Dijon – France)
- P. Carrega Université de Nice Sophia Antipolis (Nice – France)
- A. Douguédroit Université de Provence (Aix en Provence – France)
*Présidente de la commission de climatologie
de l'Union Géographique Internationale*
- W. Endlicher Université Humboldt (Berlin – Allemagne)
- J.-M. Fallot Ecole polytechnique (Lausanne – Suisse)
- A. Hufty Université Laval (Québec – Canada)
- C. Kergomard Ecole Normale Supérieure (Paris – France)
- M. Pita Université d'Andalousie (Séville – Espagne)
- B. Seguin INRA (Avignon – France)

Pour les préparatifs du colloque, je remercie aussi très chaleureusement Hervé Quénol (UMR LETG, Université de Rennes 2) et François Langellier (CIVC – Epernay) qui ont été souvent sollicités et qui ont répondu avec efficacité. Je remercie aussi Maorie Seysset, Joël Gaudin et Thierry Husberg (UMR PRODIG) pour leur aide précieuse dans la préparation des actes et des affiches, ainsi que Malika Madelin (CRC – Université de Bourgogne) et Salem Dahech (UMR PRODIG, Paris VII) pour leur aide dans la fabrication de l'ouvrage des actes. Pour les aspects comptables, je remercie aussi Meriem Braham et Alexandre Henry (UMR PRODIG). Pendant le colloque, l'accueil des congressistes sera aussi assuré par Gabriela Ioana-Toroimac, Mounir Jarraya, Elsa Rothschild (Doctorants de Paris VII - PRODIG) qui sont aussi remerciés.

L'organisation de ce colloque, la publication des Actes et prochainement des Annales de climatologie (dans le courant 2007) a bénéficié de nombreux soutiens et subventions de la part de divers organismes et institutions, qui ont montrés tout l'intérêt qu'ils portent aux questions du climat.

Je remercie les institutions suivantes (par ordre alphabétique) :

- Association Internationale de Climatologie et son bureau très dynamique...
- Centre National de la recherche Scientifique (sections 31 et 39)
- Comité Interprofessionnel des Vins de Champagne
- Météo-France (Direction de la climatologie)
- UMR 8586 du CNRS (PRODIG)
- Union Géographique Internationale (commission de climatologie)
- Université Denis Diderot

Ainsi que les partenaires suivants :

- Conseil Régional de Champagne Ardennes
- Maison de Champagne Moët & Chandon
- Maison de Champagne Perrier-Jouët

Enfin, je ne saurais terminer cette introduction sans remercier très chaleureusement les 140 congressistes inscrits, dont 90 étrangers, originaires de 23 pays (Algérie, Allemagne, Belgique, Bénin, Brésil, Cameroun, Canada, Centrafrique, Congo, Côte d'Ivoire, Espagne, Grèce, Italie, Liban, Maroc, Pérou, Pologne, Portugal, Roumanie, Sénégal, Suisse et Tunisie). La plupart des congressistes participe activement à ce colloque en présentant leurs travaux durant ces trois journées. La qualité et la diversité de ces communications montrent, une fois de plus, le dynamisme et la passion des climatologues regroupés au sein de la seule association internationale de climatologie dont la langue de communication est le français.

Organisateurs et partenaires



Conférences invitées

Changements climatiques et ressources en eau de la Tunisie

Latifa Henia¹, Zeineb Benzarti²

1 Université de Tunis, FSHS Tunis, Tunisie
lhenia@yahoo.fr

2 Université de Manouba, Faculté des Lettres des Arts
et des Humanités de Manouba, Tunisie
zbnzarti@planet.tn

Résumé : La Tunisie est un pays aux ressources en eau modestes, très irrégulières et inégalement réparties dans l'espace. Elles subissent les effets d'un climat contraignant et d'une pression anthropique forte. De ce fait elles sont très fragiles et très vulnérables aux changements climatiques. Dans cette communication, nous présentons les facteurs de cette vulnérabilité et les conséquences qui peuvent en découler

Mots-clés : Ressources en eau, Tunisie, changements climatiques

Abstract: Water resources of Tunisia are very modest, very irregular. They have an unequal distribution in the space. These resources are subjected to the effects of a constraining climate and a strong human pressure. In this fact, they are very fragile to the climate change. In this paper, we present the probable impacts of this climate changes on the water resources of Tunisia and the results which derive from this changes

Key Words: water resources, Tunisia, Climatic Change

Introduction

La Tunisie est un pays pauvre en eau. Cette ressource modeste est, en outre, très irrégulière dans le temps et inégalement répartie dans l'espace. Elle n'est pas, non plus, toujours de bonne qualité. Elle subit aujourd'hui les effets d'un climat contraignant et d'une pression anthropique forte. Ces contraintes peuvent s'aggraver avec les changements climatiques. Dans cette communication, nous nous intéressons à la vulnérabilité de cette ressource aux changements du climat et aux risques qui peuvent en découler. Connaître ces risques est un pas important pour préparer l'adaptation au phénomène du réchauffement global. Pour la réalisation de cette étude, nous avons eu recours :

- aux résultats des projections futures du climat à l'échelle de la Méditerranée et notamment de sa rive sud, c'est-à-dire aux résultats des modèles globaux et régionaux sur l'évolution du climat et ce pour avoir une vue sur le degré de sensibilité du climat de la région aux changements climatiques.
- aux données de la température et des précipitations, sur l'ensemble du 20^e siècle pour des stations représentatives de différentes régions climatiques du pays, dans le but d'étudier la tendance de l'évolution du climat de la Tunisie
- aux données du ministère de l'agriculture relatives à la situation des ressources en eau.

L'examen de la situation lors des années climatiques extrêmes permet, par analogie, d'avoir une vue sur les risques multiples qui peuvent être liés à la dégradation des ressources en eau dans le contexte des changements climatiques.

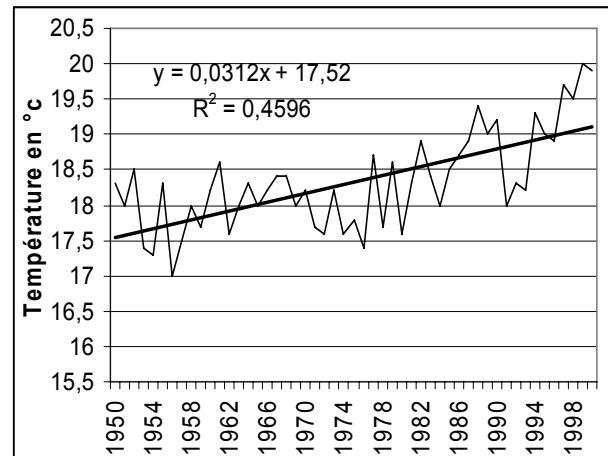
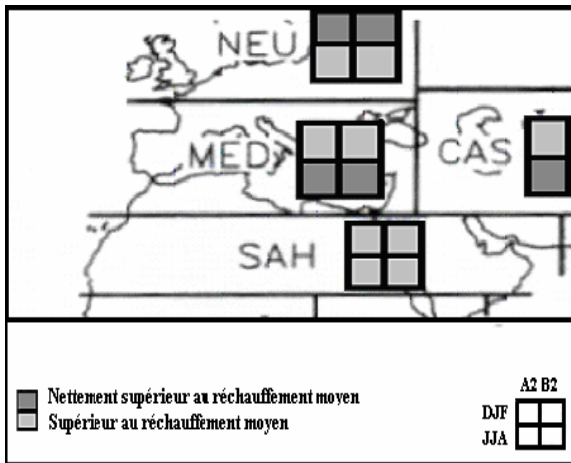
I. La vulnérabilité des ressources en eau de la Tunisie aux changements climatiques : des facteurs multiples

Les facteurs de la vulnérabilité des ressources en eau de la Tunisie aux changements climatiques sont multiples. Nous en exposons les plus marquants.

I.1. L'ampleur des changements climatiques dans la région

Sur la figure 1, nous pouvons remarquer, pour les marges sud de la Méditerranée, le réchauffement est supérieur à la moyenne globale. Les données mesurées laissent apparaître,

en Tunisie, une augmentation très nette de la température moyenne annuelle à partir des années 1970 (figure 2).

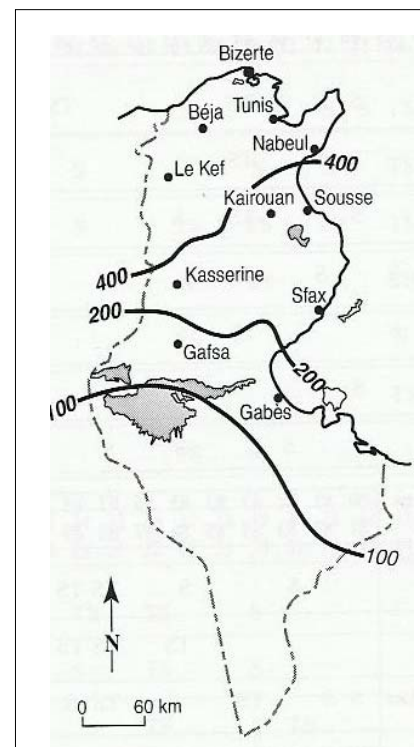


1.2. Le poids d'un climat contraignant

La Tunisie, située entre 30° et 37° de latitude nord, dans un domaine de conflit entre les incursions de la circulation perturbée de la zone tempérée et des conditions sahariennes stabilisatrices, se caractérise par des paramètres climatiques répartis très inégalement dans l'espace et très variables dans le temps. Cette situation lui confère une pluviométrie modeste et très irrégulière et un pouvoir évaporant très fort.

La pluie moyenne sur l'ensemble du territoire n'est que de 230 mm / an. Mais les totaux vont de plus de 1500 mm à Aïn – Draham (station d'altitude au nord-ouest du pays) à moins de 50 mm dans l'extrême sud-ouest. A l'échelle régionale, le nord de la Dorsale reçoit plus que 400 mm /an et le sud-ouest moins que 100 mm (figure 3).

Le nombre de jours de pluie est faible (de 70 à 100 jours dans la Tunisie du nord à moins de 20 jours dans l'extrême sud). Le nombre de jours sans pluie est donc important. Les séquences sèches sont assez longues et peuvent s'étendre sur plus que vingt, voire même sur plus que trente jours successifs même en dehors de l'été. La variabilité inter annuelle est très forte (figure 4). Les valeurs pluviométriques minimales à l'échelle de l'année représentent 10 à 60 % de la moyenne. Les sécheresses pluriannuelles et de grande extension spatiale sont fréquentes (Hénia L., 2001). Alors que les pluies diluviennes, provenant des épisodes pluvieux de courtes durées, gonflent les totaux de certaines années et donnent des excédents variant de 60 % à 250 % de cette moyenne annuelle.



Le pouvoir évaporant du climat est très fort. L'évaporation Piche moyenne annuelle varie de l'extrême nord-ouest, à l'extrême sud-ouest, entre 950 et 4 200 mm. Les valeurs

moyennes de l'ETP Penman-Monteith, calculée pour la période 1970-2000, atteint 1569 mm/an à Tunis, 1700 mm à Kairouan et 2080 mm à Tozeur. Notons l'opposition entre l'évolution, à l'échelle spatiale, de la pluie qui diminue du nord vers le sud et l'ETP qui augmente dans le même sens. La même opposition caractérise l'évolution saisonnière des deux paramètres. L'ETP est en moyenne de 6 à 8 mm par jour en été alors que l'apport pluviométrique moyen pendant cette saison est inférieur à 0,5 mm par jour.

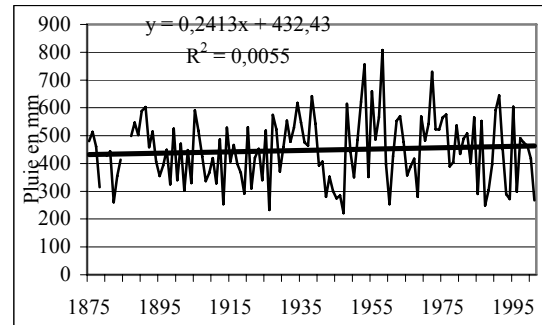


Figure 4 – Pluie annuelle à Tunis Manoubia

Comparée à la pluie l'ETP est, en outre, relativement peu variable à l'échelle spatiale et inter annuelle. L'effet de l'évaporation est tellement important que sur un apport pluviométrique annuel moyen de 36 milliards de m³, l'évaporation en reprend 87%. Dans ces conditions, le bilan hydrique climatique est largement déficitaire. A l'échelle de l'année il l'est pour la quasi-totalité de la Tunisie (Hénia L., 1993). Le déficit dépasse 1 200 mm en moyenne par an pour les deux tiers du pays et il dépasse 2 000 mm dans l'extrême sud-ouest. Cependant, l'opposition entre le régime mensuel de la pluie et de l'ETP permet l'apparition d'un excédent de pluie de saison froide surtout dans le Tell et secondairement dans le centre du pays. Mais, la saison déficitaire reste longue. Elle dépasse 6 mois dans la plupart des stations telliennes et atteint 12 mois dans le sud. Avec ces conditions climatiques la Tunisie présente un domaine humide très réduit et de larges étendues marquées par l'aridité. De ce fait le climat pèse lourd par ses contraintes sur les ressources en eau et les eaux renouvelables ne peuvent être que modestes et inégalement réparties dans le temps et dans l'espace.

1.3. La fragilité de la ressource

Le potentiel global en eau de la Tunisie est estimé, en 2004, à 4,84 milliards de m³, répartis en 2,7 milliards de m³ d'eaux de surface et 2,14 milliards de m³ d'eaux souterraines (Ministère de l'Agriculture 2004). Cette ressource est peu extensible et son évaluation a peu progressé depuis les années 1990 (figure 5). Elle est en outre inégalement répartie dans l'espace. Alors que les eaux de surface prédominent dans le nord, les eaux souterraines profondes constituent la principale ressource dans le sud (figure 6). Les apports des cours d'eau sont très variables d'une année à l'autre (4,319 milliards de m³ en 1986-1987 et 840 millions de m³ en 1987-1988).

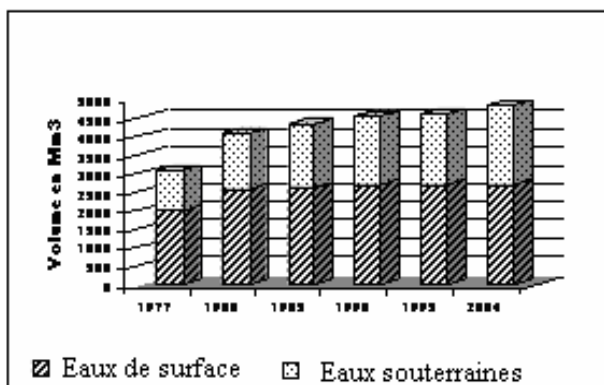


Figure 5 – Evolution des évaluations des ressources en eau

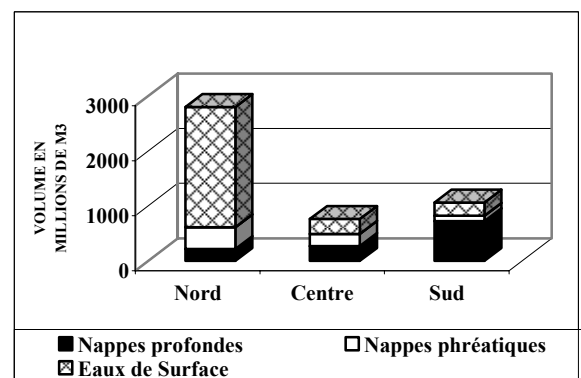


Figure 6 – Répartition des ressources en eau par régions

Les ressources en eau sont largement exploitées. Le taux d'exploitation pour l'ensemble de la ressource et pour les eaux de surface est de 88 %. Il est de 79 % pour les nappes phréatiques et de 105% pour les nappes profondes. Il atteint 153 % dans le gouvernorat de Kébili (figure 7). L'eau est très convoitée. L'agriculture consomme 83%, l'usage domestique 14% et l'industrie 3%. Les ressources non conventionnelles sont encore très faibles (12,332 millions de m³ produits par dessalement et un volume d'eau épurée de 120 millions de m³). La qualité des eaux n'est pas toujours satisfaisante. Les eaux à faible salinité (salinité inférieure à 1,5 g/l) sont situées essentiellement dans le nord (91,9%). Elles sont faiblement représentées dans le centre (7,8%) et presque inexistantes dans le sud (0,3%). 58% du volume exploité d'eau souterraine a un résidu sec supérieur à 1,5 g/l. La pollution urbaine et agricole des eaux accentue la dégradation de la qualité de l'eau de surface et des nappes phréatiques.

Les caractéristiques de la ressource, à côté de l'accroissement de la population et surtout de la population urbaine et de l'évolution des secteurs économiques grands consommateurs d'eau et la faible capacité d'adaptation du pays sont autant de facteurs de la fragilité de cette ressource face aux changements climatiques.

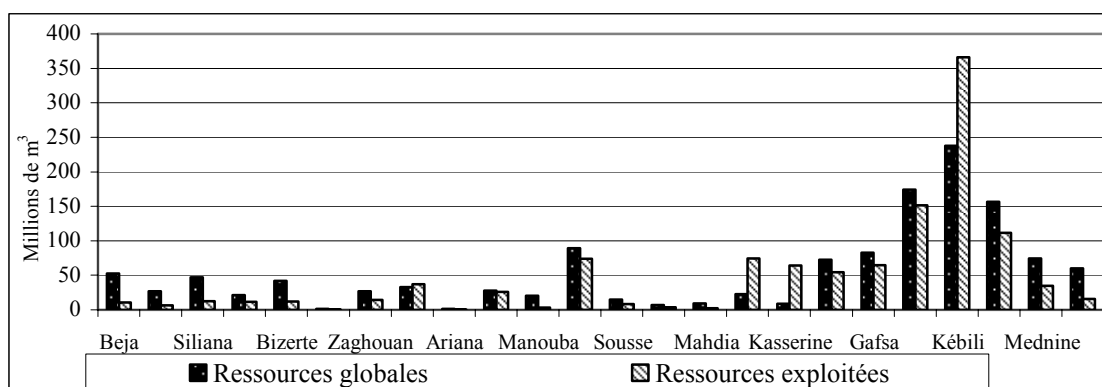


Figure 7 – Exploitation des nappes profondes en 2003 par gouvernorat

2. Impacts potentiels des Changements Climatiques sur les ressources en eau et risques associés

Les changements climatiques se traduiront par l'augmentation de la température, de l'évaporation, par la diminution des précipitations et/ou la perturbation du régime pluviométrique et ils détermineront surtout une extension du domaine aride vers le nord. La progression des conditions sahariennes sur la Tunisie se manifestera par la dégradation de la ressource de point de vue qualité et quantité, suite aux modifications des apports climatiques en eau, à l'augmentation des besoins et de la pression anthropique. Dans le cadre de la variabilité climatique actuelle, la Tunisie connaît des années dominées par les influences tropicales arides et des années à caractère méditerranéen. L'analyse de la situation lors des années dominées par les influences sahariennes dans le climat actuel peut donner une idée assez concrète sur ce qui pourrait se passer avec les changements climatiques.

2.1. La dégradation de la ressource

Les figures 8 et 9 donnent la variation de la pluie, de l'évaporation et de l'apport d'eau au niveau du barrage de Sidi Salem (le plus grand barrage de la Tunisie du nord) et du barrage de Sidi Saâd (le plus grand barrage de la Tunisie centrale) pour la période 1981-2001. Il est clair, sur ces deux graphiques que lors des années sèches, la baisse de la pluie, corrélée avec la hausse de l'évaporation occasionne une chute très nette de la ressource en eau de surface. Le tableau 1 présente l'évolution des eaux superficielles à l'horizon 2100 selon 3 scénarios de déficit.

Tableau I – Evolution des ressources potentielles en eau de surface (en millions de m³) à l'horizon 2100 selon Trois scénarios de déficit

	Nord	Centre	Sud	Total
Situation actuelle de référence	2 190	320	190	2 700
Déficit de 5%	2 080	305	180	2 565
Déficit de 10%	1 970	290	170	2 430
Déficit de 20%	1 750	255	150	2 155

Source : ministère de l'agriculture, 2005.

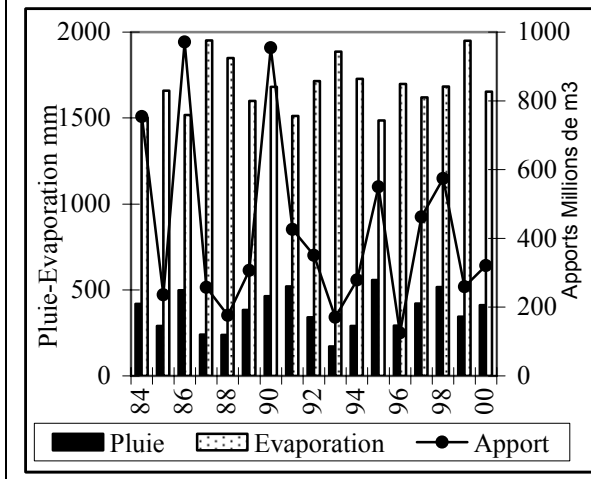


Figure 8 – Répartition interannuelle des pluies, de l'évaporation et des apports au barrage Sidi Salem

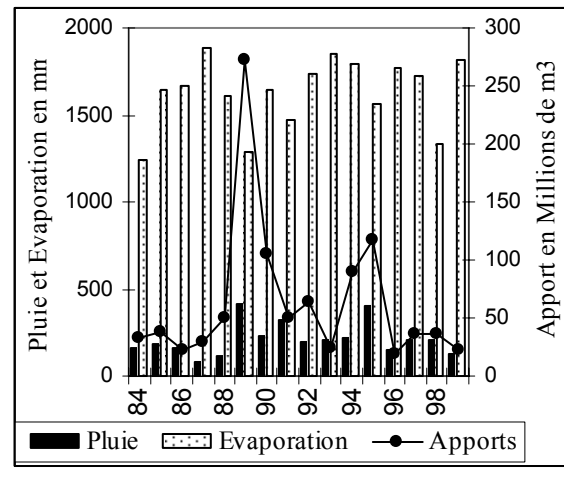


Figure 9 – Répartition interannuelle des pluies, de l'évaporation et des apports au barrage Sidi Saad

Source Hénia L. Benzarti Z. et Ben Boubaker H., 2003

Les changements climatiques toucheront aussi les eaux souterraines. La diminution des apports superficiels affectera la recharge des nappes et sera à l'origine de leur surexploitation. Celle-ci entraînera une dégradation de leur qualité. La dégradation de la ressource en eau aura certes des conséquences sur le plan économique et social.

2.2. Des risques socio-économiques

Les changements climatiques se traduiront par une diminution de la ressource en eau par tête d'habitant (figure 10). En 2004 avec une population de 9,9 millions d'habitants, cette dotation était de 471 m³/an/hab. Elle sera, selon les projections du ministère de l'agriculture (ministère de l'agriculture, 2005), de 360 m³/an/hab. à l'horizon 2030. La diminution de la ressource engendrera des conflits sectoriels, des conflits locaux et régionaux et des pénuries.

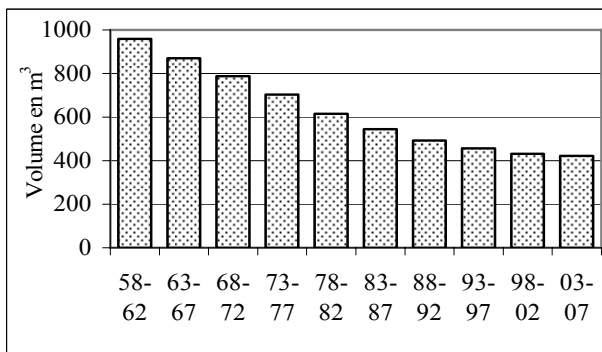


Figure 10 – Evolution des ressources en eau en Tunisie : Volume par tête d'habitant par an (moyenne sur 4 ans)

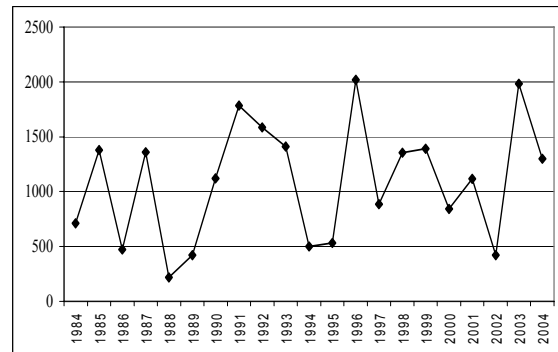


Figure 11 : Production de blé (Millions de tonnes)

L'agriculture sera le premier secteur très affecté étant donné qu'elle est la plus grande consommatrice d'eau, que son développement est étroitement lié à la disponibilité de la ressource et qu'elle occupe une place importante sur le plan socio-économique. La dégradation de la ressource et l'augmentation des besoins dans un climat plus chaud se traduiront par une diminution de la production agricole. Les figures 11 et 12 montrent la chute de cette production lors des années sèches telles que 1988, 1994, 1995, 1997, et 2002.

La diminution de la production agricole engendrera l'augmentation des prix. (Figure 13)

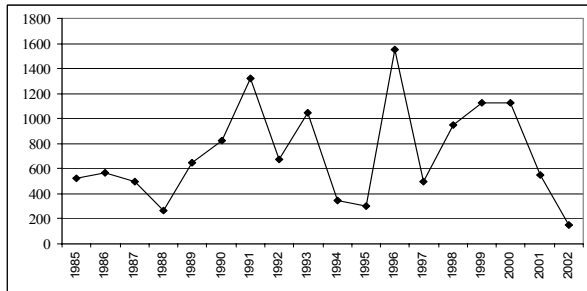


Figure 12 – Production d'olives à huile (Millions de tonnes)

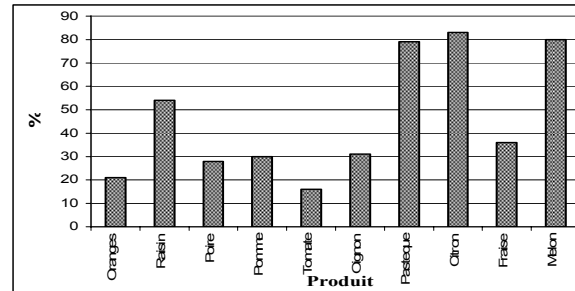


Figure 13 – Augmentation des prix des produits agricoles sur le marché de gros Tunis entre 1987 et 1988

Conclusion

Les ressources en eau de la Tunisie sont très vulnérables aux changements climatiques. Dans la situation actuelle, ces ressources sont déjà très fragiles. Leur évolution future et les risques qui en découlent seront tributaires des effets interactifs et rétroactifs des changements climatiques, de la variabilité naturelle du climat et des facteurs anthropiques. La mise en place d'une stratégie d'adaptation au réchauffement global du climat s'impose pour la Tunisie. Notons qu'au cours de la première moitié du 20^e siècle, les années de sécheresse étaient des années de pénurie d'eau, de famine, d'épidémie et d'insécurité sociale (Hénia L., 2001). Au cours de la deuxième moitié du 20^e siècle, les sécheresses n'ont pas engendré de telles calamités grâce à une succession de mesures stratégiques pour la gestion de l'eau.

Bibliographie

- BEN BOUBAKER H., BENZARTI Z. ET HENIA L., 2001: Les ressources en eau de la Tunisie, contraintes du climat et pression anthropique. *Eau, Environnement et milieux méditerranéens*. ENS éditions, 38-52.
- HENIA L., 2001 : Les grandes sécheresses en Tunisie au cours de la dernière période séculaire. *Eau, Environnement et milieux méditerranéens*. ENS éditions. 25-36.
- HENIA L., 1993 : *Climat et bilans de l'eau en Tunisie, essai de régionalisation climatique par les bilans hydriques*. Publications de l'Université de Tunis. 391 p.
- IPCC, 2001: Climate change 2001. *The scientific basis third assesment report of the intergovernmental panel on climate change*. Cambridge University Press 881p.
- MINISTERE DE L'AGRICULTURE, 2005 : Changements climatiques : *Effets sur l'économie tunisienne et stratégie d'adaptation pour le secteur agricole et les ressources naturelles*. Rapport 1^{er} étape, 66 p.
- HENIA L., BENZARTI Z., BEN BOUBAKER H., 2003 : Climat et bilans hydriques des barrages en Tunisie. *Actes du colloque de Varsovie*. 5p.

L'adaptation au Changement Climatique en France Evaluation des vulnérabilités et stratégie

Régis Juvanon du Vachat

Météo-France, Paris, France
Regis.Juvanon-du-Vachat@meteo.fr

Résumé : L'Adaptation au changement climatique est une étape nécessaire dans le cadre de la Convention Climat (Rio, 1992). Du fait de l'inertie du système climatique de la planète, même si l'on réduit les émissions de gaz à effet de serre (Protocole de Kyoto, 1997) les changements climatiques continueront à se produire pendant longtemps (siècles à millénaires). De là vient la nécessité de s'adapter à ceux-ci, tout en cherchant à atténuer les émissions de gaz à effet de serre (Mitigation). Après avoir identifié les impacts et vulnérabilités à l'échelle globale et régionale cet exposé présente la stratégie d'adaptation de la France développée par l'ONERC, tout en la situant dans le contexte européen et international (Convention Climat).

Mots-clés : Changement climatique, Impacts, Vulnérabilités, Adaptation, ONERC.

Introduction « Qu'est-ce que l'adaptation ? »

Au cours des 15 dernières années le Groupe Intergouvernemental d'experts sur l'Evolution du Climat (GIEC) et la Convention Climat (Rio, 1992) ont reconnu l'existence d'un Changement Climatique (CC) dû à l'émission de Gaz à Effet de Serre (GES) et la nécessité d'y faire face, y compris de manière quantitative (Protocole de Kyoto, 1997). La lutte contre ces dérives climatiques néfastes s'effectue à travers les engagements de chaque pays et la France est présente dans ce dispositif avec son plan climat présenté en juillet 2004 et évalué à l'automne 2005 lors du « Rendez-Vous Climat » (voir site de la MIES, Mission Interministérielle de l'Effet de Serre, www.effet-de-serre.gouv.fr). Dans ce cadre général la lutte contre le CC comporte selon le GIEC deux aspects : l'Adaptation et la Mitigation (ou Atténuation). Ce sont deux composantes qu'il faut distinguer pour bien préciser les choses, même si en pratique elles sont associées étroitement et parfois confondues !

La mitigation est la réduction des émissions de GES par un moyen quelconque (technique, économique, politique). L'adaptation peut être vue comme la simple adaptation passive aux CC inéluctables. De façon physique, même si on arrête les émissions de GES d'origine anthropique, du fait de l'inertie du système climatique et de la durée de vie des GES dans l'atmosphère (pour le CO₂ : 120 ans) les concentrations continuent d'augmenter ainsi que la

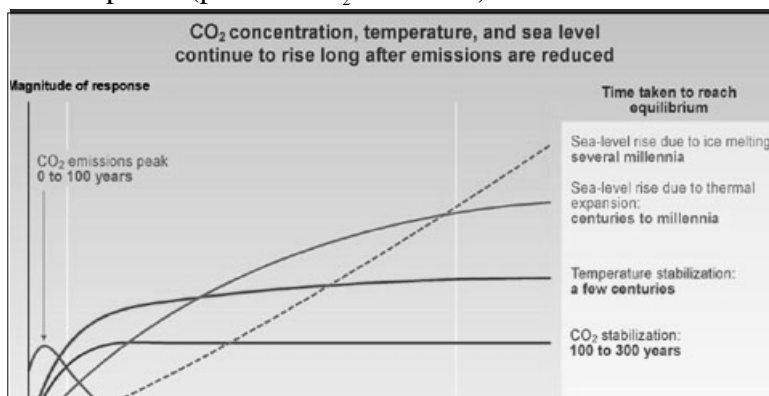


Figure 1. Après réduction des émissions de CO₂ et stabilisation des concentrations atmosphériques, la température de l'air en surface continue d'augmenter pendant un siècle ou plus (3^e rapport d'évaluation du GIEC, IPCC 2003, p. 18).

température et le niveau des mers avec une échelle de temps caractéristique. La figure 1 extraite du 3^e rapport du GIEC en donne une illustration saisissante.

Cette Figure montre que si on arrête les émissions de CO₂ dans 50 ans, la concentration en CO₂ ne se stabilise qu'en 100 à 200 ans et la température continue à croître, mettant quelques siècles à se stabiliser, tandis que l'élévation du niveau des mers se poursuit sous l'effet

conjugué de la dilatation thermique (siècles à millénaire) et de la fonte des glaces (quelques millénaires). Ceci explique la nécessité de s'adapter au CC pendant cette période, même en ayant pratiqué une réduction drastique des émissions de GES (mitigation).

D'un point économique aussi, il faut conjuguer simultanément Adaptation et Mitigation. En effet plus on atténue et moins on a besoin de s'adapter, même si le coût initial est important et décroît avec le temps. En conclusion, il faut garder une vision équilibrée de ces deux actions et les réaliser dans un contexte cohérent. Enfin retenons qu'il s'agit de concepts à une échelle globale, qui ne s'appliquent pas nécessairement à une échelle régionale, voire locale, pour la raison que ce sont des modèles physiques globaux (simplifiés) qui sont utilisés pour produire ces graphes.

I. Impacts et vulnérabilités à l'échelle globale et régionale (Conférence d'Exeter)

Il s'agit là du thème principal du groupe II du GIEC pour lequel la matière a été sensiblement augmentée du 3^e au 4^e rapport. Même si celui-ci ne sortira qu'en 2007, on en a une idée à travers le colloque d'Exeter en février 2005 sous le titre « Comment éviter un changement climatique dangereux ? ». Il s'est tenu en préparation de la réunion du G8 à la demande du Premier ministre britannique T. Blair et les communications et un résumé de la conférence se trouvent sur le site www.stabilisation2005.com ou dans l'ouvrage de Schellnhuber (2006). Le thème « impacts et vulnérabilités majeures » était un des thèmes de cette conférence, pour identifier jusqu'où on peut laisser s'élever la température moyenne globale et surtout s'il n'y avait pas des points de non-retour, où le système climatique pourrait basculer dans un état catastrophique (disparition du Gulf Stream, fonte de l'Arctique ou du Groenland). Puis on en déduit le niveau de stabilisation des émissions de GES souhaitable pour éviter ces catastrophes climatiques.

Un autre élément clef de cette conférence a été la recension de nombreuses études d'impacts du CC sur les écosystèmes et la biodiversité. Pour R. Leemans (Wageningen, Pays-Bas), il est évident que les écosystèmes changent si l'on en juge à la littérature concernée (plus de 1000 articles, alors qu'il y en avait 21 lors du 3^e rapport GIEC). Il décrit ainsi des effets phénologiques et des déplacements d'espèces concernant oiseaux, insectes, pathogènes, lichens et arbres en réponse au CC observé (Leemans et Eickout, 2004). Il indique que les changements peuvent être plus importants suite à des variations extrêmes de température que suite à l'évolution moyenne. Il propose de limiter cette évolution de la température globale à 0,05 °C par décennie avec une limite globale de 1,5 °C par rapport à l'ère pré-industrielle. Pour J. Lanchberry (Royal Society for the Protection of Birds), compte tenu des effets observés sur les écosystèmes et de leur difficulté à s'adapter, le niveau de concentration en GES est déjà trop haut. On peut observer des altérations, voire disparitions d'espèces dues simplement à des changements d'une espèce clé. Il cite l'exemple des oiseaux de la mer du Nord qui se nourrissent d'une anguille, dont la diminution est liée au manque de plancton qui lui-même résulte du réchauffement des eaux superficielles. En conclusion il est difficile de fixer un seuil (de température par ex.) unique pour tous les écosystèmes, sans compter les interactions des différentes espèces entre elles.

W. Hare (Potsdam Institut für Climate, 2003) fait une étude approfondie des impacts sur les écosystèmes, la production de nourriture, les ressources en eau, et les systèmes socio-économiques à partir des articles scientifiques publiés. Il établit une échelle de risque à 5 degrés (non significatif, faible, modéré, sérieux, sévère) suivant le niveau de dommages qu'il met en relation avec une élévation de température globale. Des diagrammes de couleurs (symbolisant la gravité) sont établis pour les différents écosystèmes étudiés. Ce sont les récifs coralliens, la diversité végétale en Europe et en Australie, les forêts tropicales du Queensland, l'Amazonie, les écosystèmes alpins en Europe, la toundra arctique, les forêts boréales en

Chine. Il fait de même pour différentes espèces animales (papillons, saumons, gibier d'eau, lemming arctique et espèces en danger de différentes régions) enfin s'intéresse aux zones côtières et humides (côte méditerranéenne, côte baltique, mangroves). On trouvera les figures dans Juvanon du Vachat (2006) et les références précises de ces études dans Hare (2003) ou Schellnhuber (2006). On n'obtient pratiquement pas d'effet en dessous de 1°C, un certain impact entre 1 et 2°C, cette limite pouvant aller jusqu'à 3°C et de sérieux problèmes en général au-delà de 3°C. C'est en partie de ce genre d'études que vient l'objectif de l'Union européenne de limitation à 2°C de réchauffement maximum à partir de l'ère pré-industrielle.

2. L'Adaptation dans la Convention Climat : de Rio (1992) à Buenos-Aires (2004)

Rappelons tout d'abord l'Article 2 de la Convention Climat qui précise que l'objectif ultime de la Convention est de « stabiliser les concentrations de GES dans l'atmosphère à un niveau qui empêche toute perturbation anthropique dangereuse du système climatique. Il conviendra d'atteindre ce niveau dans un délai suffisant pour que les écosystèmes puissent s'adapter naturellement aux CC, que la production alimentaire ne soit pas menacée et que le développement économique puisse se poursuivre de manière durable. » Voici donc comment se présente le concept d'adaptation dans la Convention Climat. Pour simplifier disons que les différentes conférences des parties (COP) qui ont suivi Rio se sont davantage intéressées à la réduction des émissions jusqu'à Kyoto (COP 5, 1997) qui constitue un traité international en la matière. Pour l'adaptation qui a un caractère plus local, il n'existe pas de traité analogue et l'on fait appel aux initiatives de chaque pays. Cependant, petit à petit ce sujet a pris de l'importance du fait que les pays en développement (Afrique, par exemple) observaient les conséquences des CC (intervention à La Haye en nov. 2000), ce qui a conduit à des engagements financiers de la Convention (Bonn juillet 2001, création du fonds d'adaptation). On doit souligner en même temps que cette préoccupation était aussi partagée par les pays du Nord également touchés dans une certaine mesure (ex. canicule 2003 en France et la catastrophe sanitaire sans précédent depuis la guerre !). C'est d'ailleurs à cette époque, en 2001 que l'ONERC apparaît dans le dispositif français. On notera enfin au niveau de la Convention Climat un tournant en 2004 à Buenos-Aires où s'est tenue la 10^e Conférence des Parties (COP10) qui s'est engagée dans un programme de travail de 5 ans sur l'Adaptation, qui devient un enjeu majeur des négociations. Une session plénière a eu lieu sur ce thème, ainsi qu'un évènement parallèle, tous deux riches en informations et débats. O. Pilifosova a présenté à cette occasion le Compendium sur l'Adaptation développé par le secrétariat (cf. le site de la Convention Climat, www.unfccc.int), qui concrétise un travail de 2 à 3 ans avec des experts, et qui représente un effort d'exhaustivité pour s'appliquer à différents secteurs économiques, en plus d'une méthodologie !

Lors de cette conférence à Buenos-Aires on a vu une évolution du concept d'adaptation qui de général (« top-down ») en vient à une méthode pratique, locale qui ne comporte pas forcément de facteur climatique sur lequel on agit pour réaliser l'adaptation (R. Klein, 2004).

On peut noter aussi une activité de recherche importante sur la modélisation climatique, l'évaluation des impacts et l'étude des événements extrêmes, dans le cadre du 6^e PCRD de la Commission Européenne (programmes PRUDENCE et ENSEMBLES). Il s'agit là de travaux à partir de modélisation dynamique ou statistique (progr. STARDEX) qui permet aussi la compréhension et la gestion de l'incertitude, en particulier au niveau régional et également l'étude des extrêmes climatiques. L'intégration de décideurs dans ces programmes paraît importante pour la gestion des conséquences et donne lieu à des forums de discussion (progr. MICE) ou à des présentations originales (Atlas de cartes d'impacts informatisés, progr. ATEAM). En même temps l'Agence Européenne de l'Environnement fait paraître le rapport sur les impacts du CC en Europe, où elle met en évidence l'évolution du climat lors des

25 dernières années (1976-1999), grâce à un certain nombre d'indicateurs de différents milieux (atmosphère, glaciers, écosystèmes marins, écosystèmes terrestres, fleuves,).

3. L'Observatoire National des Effets du Réchauffement Climatique (ONERC)

3.1. Présentation

En France, le Parlement a adopté en 2001 une loi conférant à la lutte contre l'effet de serre et à la prévention des risques liés au réchauffement climatique la qualité de priorité nationale. Cette loi crée l'Observatoire national sur les effets du réchauffement climatique en France métropolitaine et dans les départements et territoires d'outre-mer (ONERC), qui matérialise la volonté du gouvernement de prendre en compte les questions liées aux effets du changement climatique. L'ONERC est devenu opérationnel en 2003, après la promulgation de son décret de création et son transfert des services du Premier ministre au Ministère de l'Ecologie.

La mission de l'ONERC est de collecter et diffuser les informations, études et recherches sur les risques liés au réchauffement climatique et aux phénomènes climatiques extrêmes. Il peut également formuler des recommandations sur les mesures de prévention et d'adaptation susceptibles de limiter les risques liés au changement climatique. L'ONERC a remis au premier ministre et au Parlement en juin 2005 un rapport (ONERC, 2005) présentant les principales conséquences du réchauffement climatique en France et contenant des recommandations pour l'adaptation. Voici en résumé les recommandations principales :

Parfaire le système d'évaluation, de suivi et de prévision des impacts du CC (indicateurs spécifiques, outils disponibles pour définir des scénarios sur la France) ; Evaluer les dommages associés aux événements extrêmes (cf. canicule 2003) et plus généralement cartographier la vulnérabilité aux risques associés au CC ; Intégrer l'Adaptation au CC dans la planification à tous les niveaux de décision (en particulier les Collectivités locales) en assurant la cohérence avec la Mitigation (Atténuation).

Enfin une stratégie d'adaptation a été discutée dans un groupe de travail représentant les différents ministères et les secteurs économiques concernés, qui doit être avalisée par le gouvernement. Ce document stratégique identifie quatre finalités : sécurité et santé publique ; réduction des inégalités sociales devant le risque ; optimum coûts-avantages ; préservation du patrimoine naturel. A partir de là il propose des axes stratégiques d'action.

Par ailleurs les colloques organisés par l'ONERC (juillet 2003 et septembre 2004) ont révélé la nature pluridisciplinaire de l'adaptation. Pour cette raison on se propose de travailler dans des approches transversales (*l'eau, les risques, la santé, la biodiversité*), qui entretiennent des relations avec les secteurs économiques, sociaux et environnementaux. Des éclairages seront aussi apportés sur les importantes activités économiques suivantes : *l'agriculture, l'énergie & l'industrie, les transports, le bâtiment & l'habitat, le tourisme*. Enfin, l'adaptation doit aussi se penser de façon intégrée, en considérant des « milieux » : *la ville, le littoral et la mer, la montagne, la forêt*, qui ont été sélectionnés en raison de leur vulnérabilité particulière.

3.2. Observations

Le réchauffement constaté en France métropolitaine au cours du XX^e siècle est d'environ 50 % plus important que le réchauffement moyen sur le Globe : la température moyenne annuelle a augmenté de 0,9°C chez nous et de 0,6°C sur le Globe. Ce réchauffement moyen est accompagné d'une augmentation des précipitations hivernales et automnales (entre 5 et 35 %) et d'une baisse des précipitations estivales. Si cette tendance se poursuivait, ceci se traduirait par un réchauffement de 3°C en France (2°C, globe) ou dans le cas le plus pessimiste : 9°C en France (6°C, globe). De plus, en France, le réchauffement estival sera nettement plus marqué que le réchauffement hivernal. Cela confirme notamment que des épisodes caniculaires du type de 2003 se représenteront inévitablement. Météo-France a par

ailleurs entrepris une étude détaillée de l'évolution des températures depuis 1950 dans les DOM-TOM. Sur la période 1976-2003, le réchauffement moyen est partout de l'ordre de 0,9°C, hormis pour la Réunion où il est plus faible.

La totalité des glaciers de montagne en France sont en recul important, directement attribuable à l'augmentation de température. Les rythmes naturels sont déjà fortement modifiés. Par exemple, il est constaté que les dates de vendanges ont avancé de près de trois semaines en 50 ans. La croissance des peuplements forestiers a également augmenté de 30% en un siècle. Nombre de déplacements vers le nord de certaines espèces animales ont également été observés, y compris dans les océans. Enfin on n'observe pas d'augmentation de la fréquence des tempêtes en Métropole, ni de celle des cyclones tropicaux dans les DOM-TOM. Ce qui ne l'exclut pas pour autant à l'avenir.

3.3. Incidences prévues

Le réchauffement provoquerait le recul du manteau neigeux dans les Alpes et les Pyrénées, avec des conséquences socio-économiques importantes, comme la diminution des activités touristiques liées aux loisirs de la neige. L'accélération de la fonte des neiges et glaciers au printemps augmenterait les risques d'avalanches et de glissements de terrain en montagne et de crues intenses dans les vallées du Rhône et de la Garonne.

L'intensification du cycle hydrologique augmenterait le risque d'inondations en hiver et au printemps. Ces perturbations s'accompagneront sans doute dans certaines configurations de crues plus fréquentes et plus intenses (cf. Somme 2001). Les phénomènes de crues récentes ont d'ores et déjà conduit à renforcer la coordination entre les services de Météo-France et ceux d'annonce des crues pour mieux cerner la prévision des phénomènes (création du SCHAPI). Les schémas d'aménagement et de gestion des eaux (SAGE), lorsqu'ils existent, devront tenir compte de cette « nouvelle donne climatique » pour préserver cette ressource.

La question de la santé suite à l'épisode caniculaire de 2003 a mis en évidence une lacune dans la gestion d'une crise sanitaire majeure (Ménard, 2006). Outre ses effets directs sur la santé de la population, la canicule de l'été 2003 a mis en évidence la sensibilité des systèmes techniques (production et distribution d'électricité, transports, télécommunications,...) aux événements extrêmes dès que certains seuils sont franchis.

L'adaptation du secteur agricole et forestier est largement traitée par ailleurs (Seguin, 2003). On note une adaptation assez naturelle dans la mesure où ce secteur suit l'évolution de la nature, sauf si celle-ci est trop brutale (cf. les colloques sur les forêts suite à la canicule 2003).

3.4. Scénarios sur la France

En conclusion, on présente les scénarios climatiques sur la France (programme IMFREX sur les événements extrêmes du Ministère de l'écologie). Ils sont obtenus par simulations numériques des deux modèles français (IPSL et Météo-France) en tenant compte des scénarios socio-économiques régionaux A2 (économique) et B2 (environnemental).

Suivant le scénario B2, l'augmentation de température moyenne en France serait de l'ordre de 2,5°C plus chaude sur la période 2070-2099 par rapport à la période 1960-1989 (référence). Le réchauffement serait plus important en été qu'en hiver. Les précipitations seraient un peu plus importantes en hiver, mais seraient nettement diminuées en été. Sur l'ensemble de l'année les précipitations diminueraient, mais de quelques pour cent seulement.

Suivant le scénario A2, les changements climatiques seraient nettement plus marqués. Le réchauffement serait en moyenne annuelle plus important de 1°C que pour le scénario B2, cette différence étant plus marquée en été qu'en hiver. Les précipitations seraient un peu plus fortement augmentées en hiver, mais surtout plus fortement diminuées en été.

Les changements de précipitations montrent aussi d'importantes différences à l'échelle des différentes régions de France avec une tendance commune à un assèchement estival plus marqué dans le sud du pays. Des écarts de 40% sont possibles d'une région à une autre.

Concernant les événements extrêmes, il est très probable que les vagues de chaleurs estivales seront plus fréquentes, plus longues et plus intenses. On les caractérise par le nombre de jours où la température estivale dépasse 35°C. Pour la période 1960-1989, ce nombre n'excède pas en moyenne 1 jour par été sur la France (localement 4 jours dans le Sud-Est). Pour le scénario A2, la moyenne sur la France du nombre de jours caniculaires passerait de 1 à 14 jours. Pour le scénario B2, avec le même modèle, ce nombre passerait de 1 à environ 7 jours. On obtient également des résultats pour la sécheresse et les précipitations.

Conclusion – Stratégie et Mobilisation de l'ONERC

L'Adaptation au changement climatique a été définie et présentée dans le cadre du GIEC et de la Convention Climat. Un résumé des actions de l'ONERC en France comprend les observations, les incidences prévues, les scénarios et de là la stratégie qui en découle.

Une réflexion a été entreprise à l'ONERC sur la stratégie propre à mobiliser les acteurs de l'adaptation, notamment les Collectivités locales (Colloque 2004, voir le site onerc.gouv.fr). On a noté l'importance majeure des événements extrêmes (Colloque 2003) dans une telle mobilisation. La communauté des géographes et en particulier l'AIC représente une expertise irremplaçable dans cette identification des impacts et des vulnérabilités des scénarios climatiques futurs pour définir une telle stratégie.

Bibliographie

- HARE W., 2003. Assessment of knowledge on impacts of climate change • Contribution to the specification of Article 2 of the UNFCCC. Report to the German Advisory Council on Global Change (WBGU), Report 94.
- IPCC, 2003. *Bilan 2001 des Changements climatiques - Rapport de synthèse. Contribution des Groupes de travail I, II et III au 3^e Rapport d'évaluation du GIEC*. Editeur R. Watson *et al.*, Grid-Arendal, Norvège, 205 p.
- JUVANON DU VACHAT R., 2006. Impacts et vulnérabilités du changement climatique futur. Conférence d'Exeter (1-3 février 2005). *La Lettre du Changement Global*, à paraître.
- KLEIN R., 2004. Approaches, methods and tools for climate change impact, vulnerability and adaptation assessment. Keynote lecture to the workshop on Impacts, vulnerability and adaptation (COP10, Buenos-Aires).
- LEEMANS R. AND B. EICKOUT, 2004. Another reason for concern : regional and global impacts on ecosystems for different levels of climate change. *Global Environmental Change*, **14(3)**, 219-228.
- MENARD J., 2006. La vague de chaleur d'août 2003 : les mécanismes d'une crise de santé publique. In « L'homme face au climat », E. Bard (Ed. O. Jacob).
- ONERC, 2005. *Un climat à la dérive : comment s'adapter ?* Rapport au Premier ministre et au Parlement. La Documentation française, 109 p.
- SHELLNHUBER H. J. , W. CRAMER, N. NAKICENOVIC, T. WIGLEY AND G. YOHE, 2006. *Avoiding dangerous climate change*. Cambridge University Press Editions.
- SEGUIN B., 2003. Adaptation des systèmes de production agricole au changement climatique. *CR Geoscience*, **335**, 569-575.

Le réchauffement récent attesté par les impacts observés sur les écosystèmes

Bernard Seguin

INRA unité Agroclim, site Agropa
Avignon, France
seguin@avignon.inra.fr

Résumé : La confrontation des scénarios climatiques pour le XXI^e siècle et des observations récentes renforce de plus en plus notablement la conviction sur l'attribution de ces changements, au-delà des facteurs naturels, à l'accroissement de l'effet de serre par l'action anthropique. La température moyenne de surface a augmenté de 0,6°C (avec une incertitude en plus ou en moins de 0,2°C) depuis 1860. Le XX^e siècle a probablement été le siècle le plus chaud depuis 1 000 ans et la décennie 1990 a connu le réchauffement le plus important de ce siècle. Les données purement climatiques sont corroborées par des observations sur des indicateurs qui en dérivent directement : diminution de la surface de couverture neigeuse et des glaciers de montagne ou de la glace de mer, élévation du niveau de la mer, etc.

Par ailleurs, même s'il est généralement très délicat d'isoler l'action éventuelle du réchauffement global de celui d'un grand nombre d'autres facteurs, il est possible d'observer des impacts sur les écosystèmes cultivés ou naturels, en particulier au niveau de leur phénologie (pour la France, dates de floraison des arbres fruitiers, de vendange et de semis du maïs) mais aussi, dans certains cas, de leur productivité (forêts). Ils attestent de la réalité d'un climat actuel significativement différent de celui des années 1940-1970 et très vraisemblablement en cours d'évolution sous l'action de l'augmentation de la concentration des GES dans l'atmosphère.

Mots-clés : climat, changement climatique, impact, écosystème

Key Words: climate, climatic change, global warming, impact, ecosystem

Introduction

Les interrogations sur l'influence possible des activités humaines sur le climat de la planète sont apparues dans les années 1970, en lien avec les observations sur l'augmentation de la concentration en dioxyde de carbone CO₂, dont le niveau actuel avoisine les 370 ppm, contre 260 à l'époque préindustrielle. Pour la fin du siècle, les modèles prévoient des concentrations atmosphériques en CO₂ situées entre 540 et 970 ppm. L'accroissement moyen de la température de surface est estimé devoir être de 1,5 à 6°C de 1990 à 2100. Cette augmentation serait sans précédent dans les 10 000 dernières années. Il est presque certain que toutes les surfaces continentales se réchaufferont plus rapidement que la moyenne, particulièrement celles situées à haute latitude en saison froide. Les prédictions sur la pluviométrie sont un peu plus incertaines, compte tenu de la complexité du cycle de l'eau, mais elles font état en général d'une légère augmentation de la pluviométrie, avec une tendance à la diminution de la pluviométrie estivale dans les zones tempérées de moyenne latitude, qui serait plus marquée autour du pourtour méditerranéen. Par ailleurs, en dehors de ces variations de climat moyen, il est vraisemblable que le changement climatique s'accompagne d'un accroissement de la variabilité et des extrêmes.

I. Le changement climatique : les prédictions pour le XXI^e siècle

L'effet de serre est un phénomène naturel, qui résulte de la présence dans l'atmosphère de gaz absorbant le rayonnement infrarouge thermique émis par les surfaces terrestres, et sans lequel la température moyenne du globe s'établirait aux alentours de -18°C au lieu de +15°C. C'est l'observation, au début des années 70, d'une augmentation notable de la concentration de certains de ces gaz à effet de serre (GES), en lien évident avec l'activité anthropique, qui a conduit à envisager l'éventualité d'un changement climatique par le renforcement induit de cet effet de serre. Au premier rang de ces gaz figure le dioxyde de carbone CO₂, dont le niveau actuel avoisine les 370 ppm (parties par million), contre 260 à l'époque préindustrielle, et qui devrait atteindre de 450 à 1 000 ppm à la fin du siècle, suivant l'évolution des politiques

énergétiques. Depuis la prise de conscience de cette influence de l'homme sur le climat global (qui n'est d'ailleurs qu'une des composantes de ce qu'on dénomme changement global), les prévisions des spécialistes du climat se sont progressivement à la fois affinées et affirmées, au travers des rapports successifs du Groupe Intergouvernemental d'Experts sur le Climat, GIEC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*, IPCC, en anglais).

A la fin du siècle, les modèles prévoient des concentrations atmosphériques en CO₂ situées entre 540 et 970 ppm, à comparer avec une concentration avant la révolution industrielle de 280 ppm et avec une concentration actuelle d'environ 367 ppm. L'accroissement moyen de la température de surface est estimé devoir être de 1,5 à 6°C de 1990 à 2100. Cette augmentation serait sans précédent dans les 10 000 dernières années. Il est presque certain que toutes les surfaces continentales se réchaufferont plus rapidement que la moyenne, particulièrement celles situées à haute latitude en saison froide. Une élévation du niveau des mers de 0,14 à 0,80 m est prévue de 1990 à 2100, ce qui est deux à quatre fois le taux observé pendant le XX^e siècle. En revanche, une perte majeure de glace de l'Antarctique et une élévation accélérée du niveau des mers sont maintenant jugées comme très peu probables au XXI^e siècle.

Une comparaison des scénarios les plus récents d'évolution de la pluviométrie saisonnière dans 32 régions du monde faite par le groupe II de l'IPCC montre une tendance à l'augmentation pour l'Europe du nord (0 à +3% par décennie) au printemps, à l'automne et en hiver. En revanche, pour la zone Europe du Sud et Afrique du Nord, les modèles prédisent une réduction de la pluviométrie estivale (de -0,2 à -6% par décennie), qui pourrait également intervenir en Europe du Nord (de -1,8 à +0,8% par décennie). Une tendance similaire à un assèchement estival se retrouve dans les simulations concernant d'autres régions de l'hémisphère Nord (Amérique du nord, Chine, Méditerranée), même si cette tendance est loin de constituer une certitude.

Les conclusions de l'IPCC concernant les tendances observées et prévues pour différents événements climatiques extrêmes peuvent être classées selon leur niveau de probabilité. On retiendra parmi les conclusions très probables (à plus de 95%) : une augmentation des températures maximales et de la fréquence des jours chauds, une augmentation des températures minimales et une diminution de la fréquence des jours froids (ou encore des gelées). Les conclusions probables (probabilité supérieure à 2/3) concernent une diminution de l'amplitude thermique journalière, des précipitations plus fréquentes et plus intenses, des vagues de chaleurs plus fréquentes et, inversement, des vagues de froid moins fréquentes, une augmentation des épisodes de fortes pluies hivernales et, enfin, une augmentation de la fréquence des sécheresses estivales dans les régions continentales situées à des latitudes intermédiaires. Enfin, la vitesse maximale du vent, ainsi que l'intensité des précipitations, devraient augmenter lors des cyclones tropicaux.

2. Le changement climatique : les évolutions récentes à l'échelle globale

L'analyse de séries historiques provenant de milliers de stations réparties sur l'ensemble du globe a nécessité la mise en œuvre de procédures complexes d'homogénéisation (pour prendre en compte les problèmes causés par les évolutions techniques des stations et des capteurs, ainsi que des changements de site ou d'environnement de ces sites). C'est donc seulement depuis quelques années qu'il a été possible d'établir sans ambiguïté les éléments suivants (voir le dernier rapport de l'IPCC en 2001, repris par Salinger 2005)

– pour la température, un réchauffement de l'ordre de 0,6 °C depuis 1860, la date la plus ancienne pour laquelle des données suffisantes existent à l'échelle du globe. Le réchauffement du XX^e siècle est probablement le plus important de ceux constatés depuis les dernières mille années, et la dernière décennie est la plus chaude de toutes celles considérées : 9 des années

les plus chaudes se situent entre 1995 et 2004 (la plus chaude étant 1998, avec 0,58°C au dessus de la moyenne 1961-1990), avec la seule année 1996 remplacée par 1990 dans ce classement (Jones et Moberg 2003). Deux périodes de réchauffement apparaissent à partir de ces travaux: de 1910 à 1945, avec une augmentation de 0,14 °C, puis 0,17°C pour 1976-1999.

Au niveau de la distribution spatiale, la première phase a vu un réchauffement plus marqué de l'hémisphère Nord, contrairement à la phase suivante. Par contre, depuis 1976, le réchauffement est le plus net aux latitudes moyennes de l'hémisphère Nord, et sur les surfaces continentales, qui se réchauffent plus que les surfaces océaniques. Il faut également noter que – pour les précipitations, la tendance est moins claire : les mêmes sources indiquent une tendance à la hausse de la pluviométrie annuelle à l'échelle globale, cependant très modérée (2 %) et surtout très variable dans le temps et l'espace : elle peut atteindre 7 à 12 % dans les latitudes élevées de l'hémisphère Nord, surtout à l'automne et en hiver pour les régions boréales. La pluie a diminué sur la plupart des terres intertropicales (-0,3 % par décennie), quoiqu'il y ait une reprise durant les dernières années. Il est probable qu'une augmentation de la fréquence des événements de précipitations extrêmes s'est produite dans les latitudes moyennes et hautes de l'hémisphère Nord. Les épisodes chauds du phénomène *El Niño* ont été plus fréquents, plus durables et plus intenses depuis le milieu des années 1970.

En Europe, les observations sont plus contrastées (EEA, 2004) : elles font état d'un accroissement pouvant aller de 10 à 40 % sur le siècle passé pour les régions du nord, en particulier en hiver, et d'une baisse significative (jusqu'à 20 %) de la pluviométrie en zone méditerranéenne (jusqu'à 20 %, dont 10 % en période estivale) ;

– au niveau des autres facteurs, il a surtout été détecté une baisse (de 4 à 6 %) du rayonnement solaire global sur la période 1950-1990 (Roderick et Farquahr, 2002), mais cette tendance paraît s'inverser pour une augmentation sur les 15 dernières années (Wild *et al.*, 2005).

Ces évolutions des facteurs climatiques s'accompagnent d'observations sur celles de la cryosphère et des océans. La surface de la couverture neigeuse a diminué d'environ 10 % depuis la fin des années 1960 et la période de glaciation des lacs et des rivières a été réduite de deux semaines dans l'hémisphère Nord durant le XX^e siècle. Il y a eu un retrait général des glaciers de montagne dans les régions non polaires durant le XX^e siècle. La superficie de la glace de mer a diminué de 10 à 15% dans l'hémisphère Nord depuis les années 1950. Une diminution de l'épaisseur de la glace de 40% en Arctique s'est probablement produite à la fin de l'été pendant les dernières décennies, ce déclin étant beaucoup plus prononcé en hiver. Les données sur les marées montrent que le niveau moyen des mers s'est élevé de 10 à 20 cm pendant le XX^e siècle. Il est très probable que cela est dû au moins en partie à l'expansion thermique de l'eau de mer et à la perte de glace associée au réchauffement. Ce rythme de variation du niveau d'élévation des mers a été environ dix fois plus important que pendant les derniers 3 000 ans.

La confrontation de ces observations récentes et des prévisions des scénarios climatiques renforce de plus en plus notablement la conviction sur l'attribution de ces changements, au-delà des facteurs naturels, à l'accroissement de l'effet de serre par l'action anthropique. La température moyenne de surface a augmenté de 0,6°C (avec une incertitude en plus ou en moins de 0,2°C) depuis 1860, la première date pour laquelle on dispose de données météorologiques suffisantes pour des estimations globales. Le XX^e siècle a probablement été le siècle le plus chaud depuis 1 000 ans et la décennie 1990 a connu le réchauffement le plus important de ce siècle. Les données purement climatiques sont corroborées par des observations sur des indicateurs qui en dérivent directement : diminution de la surface de couverture neigeuse et des glaciers de montagne ou de la glace de mer, élévation du niveau de la mer, etc.

3. Le changement climatique récent en France

Pour le territoire français, ces grandes lignes se retrouvent, avec des nuances (Moisselin *et al.*, 2002). Pour la température, on observe un réchauffement plus marqué en moyenne, de l'ordre de 0,9°C, en particulier dans le nord et l'ouest pour les minimales et le sud pour les maximales.

Pour les pluies, les séries homogénéisées de précipitations dessinent une pluviométrie plutôt en hausse sur le XX^e siècle et un changement de sa répartition saisonnière : moins de précipitations en été et davantage en hiver. Des contrastes nord-sud apparaissent : on trouve quelques cumuls annuels de précipitation en baisse sur le sud du territoire français. L'étude de l'indice de sécheresse « De Martonne » montre des noyaux de sécheresse accrue sur les régions les plus méridionales. Au nord du territoire, au contraire, l'augmentation conjuguée des précipitations et des températures conduit à un climat plus humide, ce qui traduit une accélération du cycle de l'eau.

Au niveau de l'insolation apparaît une tendance nette à une diminution dans le nord (-11%) et une augmentation dans le sud (+7%) (Moisselin *et al.*, 2003).

Quant aux événements extrêmes, si l'on a pu noter un peu partout dans le monde et dans le cas de la France en particulier des épisodes récents ayant eu des conséquences dramatiques (tempête de décembre 1999, plusieurs épisodes cévenols automnaux intenses, sécheresses fréquentes depuis 1976, avec la répétition de 2003, 2004 et 2005), il est encore difficile pour les climatologues de conclure à une tendance significative, malgré l'impact de plus en plus marqué, en particulier pour les compagnies d'assurance, qui est dû pour partie à une amplification par les évolutions des modes d'occupation des sols et des modes de vie en général.

4. Les impacts observés sur les écosystèmes terrestres

Comme le climat, et en partie à cause de lui, les écosystèmes terrestres, qu'ils soient naturels ou cultivés, conjuguent une variabilité à différentes échelles temporelles et une évolution à long terme qui traduit un déplacement de l'état d'équilibre qui permet de le considérer comme stationnaire sur une période donnée. L'attribution d'un changement écologique à ce réchauffement climatique récent n'est pas une question scientifique facile, d'une part parce que de nombreux facteurs autres que le climat agissent sur les réponses de différents systèmes ou secteurs (en premier lieu les facteurs anthropiques allant de l'économie à l'utilisation de la surface ou la modification du type d'occupation, en passant par les pollutions diverses dans l'atmosphère, les eaux et les sols), d'autre part parce que les impacts éventuels ne se répercutent pas forcément en réponse immédiate au forçage climatique, et qu'un temps de latence de durée variable caractérise l'inertie de différents systèmes. Il est donc logique que ces impacts soient seulement réellement identifiés depuis peu, avec quelques années de recul par rapport à la mise en évidence effective du réchauffement qui date seulement de la fin des années 1990. Il faut aussi que des chercheurs de diverses disciplines soient mobilisés pour analyser une tendance éventuelle à travers leurs propres données, ce qui se fait progressivement actuellement.

Au niveau global, les impacts observés étaient ainsi pratiquement absents des deux premiers rapports du GIEC, et sont apparus en tant qu'information significative seulement pour le 3^e rapport (IPCC, 2001). L'analyse effectuée alors, à partir de 2 500 articles publiés, portait uniquement sur les relations avec la température, en recherchant trois critères qui devaient être satisfaits simultanément : un changement observé sur au moins dix années, pouvant être corrélé de manière déterministe à un changement de température, et un changement simultané de température. Deux grandes catégories ont ainsi été mises en évidence : 44 études sur les plantes et les animaux, couvrant 600 espèces, dont 90 % (plus de 550) ont montré des signes de changement, parmi lesquelles 80 % (plus de 450) allaient dans le sens attendu. Et 16 études

sur les glaciers, la couverture neigeuse et la glace sur les lacs ou les fleuves portant sur 150 sites : environ 100 sites (67 %) montraient une évolution, dont 99 dans la direction attendue.

Les travaux préparatoires à la publication du 4^e rapport du GIEC (prévue pour 2007) ont permis d'actualiser ces données globales (qui portent le nom de méta-analyses) : 13 études pour les changements dans la cryosphère, 22 pour l'hydrologie et les ressources en eau, 30 sur les processus côtiers, 37 sur les systèmes biologiques marins et d'eau douce, 156 sur les systèmes biologiques terrestres, et 32 sur l'agriculture et la forêt (soit 258 au total, à comparer aux 60 études mentionnées ci-dessus dans le 3^e rapport).

En nous limitant aux écosystèmes continentaux, les effets observés peuvent être résumés ainsi :

- pour la cryosphère, une fonte accélérée qui se traduit par un recul généralisé des glaciers, une augmentation du ruissellement et des débits dans les zones glaciaires ou nivales, ainsi que des avalanches de glaces et de rochers, le déplacement des mammifères dans l'Arctique et de la faune de l'Antarctique, la fonte du permafrost dans les hautes latitudes, le déplacement vers le haut de stations de ski, etc. ;
- pour l'hydrologie et les ressources en eau, l'accroissement des sécheresses en zone aride et semi-aride, les inondations et les glissements de terrain pendant la saison chaude en zones montagneuses ;
- pour les eaux douces, fleuves et rivières se réchauffent, avec des conséquences bien établies sur la stratification thermique et la composition chimique, l'abondance et la productivité, la composition des communautés, la phénologie, la distribution et la migration des espèces végétales et animales ;
- pour les systèmes biologiques terrestres, des réponses bien établies dans l'hémisphère Nord avec une avancée généralisée de la phénologie au printemps, et une saison de végétation plus longue. La population de certaines espèces a diminué ou même disparu, et des mouvements vers le nord ou des altitudes plus élevées ont été observés ;
- pour l'agriculture et la forêt, une avancée similaire de la phénologie en Europe et en Amérique du nord, avec une saison de végétation sans gel allongée (en partie sans doute à l'origine de l'augmentation de la productivité forestière, de l'ordre de 30 à 40 %, maintenant confirmée par des observations satellitaires. En dehors de l'observation d'une avancée systématique des dates de floraison des arbres fruitiers, l'illustration la plus nette se situe en viticulture, particulièrement sensible à ce réchauffement : l'ensemble des régions viticoles de ces mêmes zones montre une avancée des stades phénologiques, qui se répercute sur les dates de vendange, ainsi qu'une augmentation de la teneur en sucre et du degré alcoolique qui conduit, pour les vingt dernières années, à des vins généralement de haute qualité. Pour la forêt, on a observé également une avancée des dates de débournement de l'ordre de 5 à 8 jours sur l'Eurasie, une migration vers le nord de la limite forêt-toundra et une augmentation des feux de forêt au Canada, ainsi qu'une extension de certains insectes aux USA

Au niveau européen, le récent état des lieux effectué par l'Agence européenne de l'environnement (EEA, 2004) retient les tendances constatées sur une sélection d'indicateurs qui recoupe les systèmes et secteurs considérés par le GIEC : retrait des glaciers pour 8 sur 9 des régions concernées (avec un recul d'ensemble évalué à 1/3 de la surface et 1/2 de la masse entre 1850 et 1980, et 20 à 30% de perte supplémentaire depuis cette période, dont 10% pour le seul été 2003), diminution de la période de couverture neigeuse (entre 45 et 75 °N de 8,8 jours par décennie entre 1971 et 1994), augmentation de la saison de végétation de 10 jours entre 1962 et 1995 et de la productivité de la végétation de 12 %, migration vers le

nord et vers le haut de plantes (diversité enrichie de l'Europe du nord-ouest et en montagne pour 21 de 30 sommets alpins), accroissement du taux de survie de populations d'oiseaux hivernant en Europe, etc.

Au niveau français, si les agriculteurs (et les éleveurs) font état d'une modification des calendriers culturaux qui pourrait être liée à cette particularité climatique, d'ailleurs confirmés par des analyses récentes sur les dispositifs expérimentaux de l'INRA (pratiquement un mois d'avance depuis 1970 sur les dates de semis du maïs pour quatre sites couvrant l'ensemble du territoire, voir Seguin et al 2005), il n'a pas encore été possible de l'apprécier de manière objective, pas plus que d'évaluer son poids éventuel dans l'évolution récente des rendements. Par contre, l'analyse des données phénologiques (dates d'apparition des stades de développement) sur les arbres fruitiers et la vigne, cultures *a priori* beaucoup moins dépendantes sur ce point des décisions culturales, a permis de mettre en évidence des avancements significatifs de stades tels que la floraison des arbres fruitiers (une dizaine de jours en trente ans sur des pommiers dans le sud-est, Seguin *et al.*, 2004) ou la date de vendange pour la vigne (presque un mois dans la même région au cours des cinquante dernières années, Ganichot, 2002). Pour la vigne, l'augmentation de température moyenne s'est traduite par des conditions globalement plus favorables et avec moins de variabilité inter-annuelle pour tous les vignobles français, avec une augmentation de teneur en alcool (de 1 à 2 degrés suivant les régions) et une diminution de l'acidité. La même avancée phénologique est également détectable pour les forêts, qui ont par ailleurs notablement augmenté leur productivité depuis le début du siècle (de l'ordre de 30 à 40 %), sans qu'il soit encore possible de l'attribuer à un effet déjà marquant de l'augmentation du gaz carbonique, du réchauffement ou d'une fertilisation par l'azote contenu dans les pluies.

Ces évolutions moyennes ont été accompagnées, ces dernières années, d'épisodes extrêmes (canicule/sécheresse de 2003, sécheresse de 2005), dont les impacts sur les cultures annuelles et les prairies ont été évalués par les simulations à partir du modèle STICS d'un échantillon de cultures et sites sur l'ensemble du territoire (Huard *et al.*, 2005), voir le site (<www.avignon.inra.fr/veille_agroclimatique>).

Au niveau des insectes et maladies, il apparaît encore peu de signes indiscutables que l'on pourrait relier directement au changement climatique : extension vers le nord et en altitude de la chenille processionnaire du pin et observations sur le cycle du carpocapse qui a vu l'apparition d'une troisième génération ; à l'inverse, extinction du phomopsis du tournesol dans le Sud-Ouest après la canicule de 2003. Il faut également prendre en compte la possibilité de mouvements géographiques qui amènent certaines maladies ou ravageurs, véhiculés par les moyens modernes de transport, à s'installer dans des régions où les conditions climatiques le leur permettront. D'où les interrogations actuelles sur des maladies émergentes dans le monde animal (fièvre du Nil sur les chevaux en Camargue), mais aussi végétal : une mouche blanche (*Bemisia tabaci*) originaire des régions subtropicales a été repérée depuis une dizaine d'années en Europe, et menace actuellement les cultures sous serre du sud du continent.

Ces différentes observations proviennent, pour l'essentiel, des travaux de l'INRA dans les domaines de l'agriculture et de la forêt. Pour une vision plus large sur les milieux naturels, elles peuvent être complétées par celles rassemblées dans l'ouvrage de Dubois et Lefèvre (2003) et le livret édité par le RAC-F (2005).

Conclusion : le réchauffement et l'effet de serre

Les observations récentes attestent, au minimum, d'un réchauffement significatif depuis 1860 au niveau global, avec une accentuation marquée depuis les années 1980. Il est évidemment variable à la fois dans le temps et dans l'espace, mais la tendance générale paraît indiscutable

et bien établie par les impacts directs ou indirects sur les milieux naturels et certaines activités humaines. Il est maintenant fortement probable qu'il soit causé par l'augmentation de l'effet de serre évalué dans les modèles climatiques, comme devrait l'établir encore plus clairement le prochain rapport du GIEC prévu pour 2007. L'impérieuse nécessité de limiter l'ampleur de la perturbation engendrée par l'augmentation des GES apparaît de plus en plus clairement.

Bibliographie

- ACOT P., 2003 : *Histoire du climat*, Perrin, 309p.
- DUBOIS P.J, LEFEVRE P., 2003 : *Un nouveau climat. Les enjeux du réchauffement climatique*, La Martinière, 255p.
- EEA, 2004: *Impacts of Europe changing climate. An indicator-based assessment*, EEA report n°2/2004, 107 pp.
- GANICHOT B. 2002 : *Evolution de la date des vendanges dans les Côtes du Rhône méridionales*, Actes des 6^e rencontres rhodaniennes, Institut Rhodanien, Orange, 38-41.
- HOUGHTON J.T, CALLANDER B.A, VARNEY S.K., 1992 : *Climate change 1992, The supplementary report to the IPCC scientific assessment*, IPCC Scientific Assessment Working Group, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 200 p.
- HUARD F., BRISSON N., CLASTRE P., GUINOT J.P., RUGET F., SEGUIN B. 2005 : *La veille agroclimatique en France: un exemple d'exploitation opérationnelle d'un modèle de culture*. XVIII^e colloque international de climatologie, Gênes (Italie), 7-11 sept 2005, actes édités par l'AIC, 261-262.
- IPCC 2001 : *Climate change 2001: impacts, adaptation and vulnerability, Contribution of Working Group II to the third assessment report of IPCC*, Cambridge University Press, Cambridge.
- JONES P.D., MOBERG A. 2003: Hemispheric and large-scale surface air temperature variations: An extensive revision and an update to 2001, *Journal of Climate*, 16, 206-223.
- LE ROY LADURIE 1983 : *Histoire du climat depuis l'an mil*, Collection champs, Flammarion, deux volumes (tome I : 287 p., tome II : 254 p.).
- MOISSELIN, J.M., SCHNEIDER M., CANELAS M., MESTRE C.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.
- MOISSELIN, J.M., CANELAS M., SCHNEIDER M., DUBUISSON B. 2003 : *Les longues séries de référence pour l'étude des changements climatiques*, Actes des journées AMA édités par Météo-France, Toulouse, 95-98.
- RAC-F (2005) : *Changement climatique : la nature menacée en France*, Brochure éditée collectivement avec FNE, WWF, LPO, Greenpeace, 24 pp.
- RODERICK M.L., FARQUAHR, G.D., 2002 : The cause of decreased pan evaporation over the past 50 years, *Science*, 298, 1410-1411.
- SALINGER J.M., 2005 : Climate variability and change : past, present and future- an overview, *Climatic change*, 70, 9-29.
- SEGUIN B., DOMERGUE M., GARCIA DE COTAZAR, I., BRISSON N., RIPOCHE D. 2004 : Le réchauffement climatique récent : impact sur les arbres fruitiers et la vigne, *Lettre pigb-pmrc France Changement global*, 16, 50-54.
- SEGUIN B., BRISSON N., LOUSTAU D., DUPOUEY J.L. 2005 : *Impact du changement climatique sur l'agriculture et la forêt*. In 'L'homme face au climat', actes du symposium du Collège de France, Paris, 12-13 oct. 2004, Odile Jacob, 177-203.
- WILD D. et al 2005: From dimming to brightening: decadal changes in solar radiation at earth's surface, *Science*, 308, 847-850.

Résumés des communications

Evénements climatiques Caractérisation de la Sécheresse dans la Région d'Oran

Belaid Abderrahmani¹, M. Abbou², A. Dobby³, Nouredine Hassini⁴

1 Institut Hydrométéorologique de Formation et de Recherche IHFR, Oran, Algérie
abderrahmani.belaid@caramail.com

2 Département d'agronomie, Université de Mostaganem, Mostaganem
abboum@caramail.com

3 Département de mécanique, Université de Ouargla
adobby@yahoo.fr

4 Faculté des Sciences, Université d'Es-Sénia, BP 1524 Oran, Algérie
n.hassini@caramail.com

Résumé : *L'analyse des données quotidiennes de précipitation permet d'obtenir de précieuses informations relatives aux événements agro-climatiques tels que les séquences sèches ; le début des pluies, les longueurs des saisons pluvieuses etc. Dans cette étude nous utiliserons les données quotidiennes de pluie recueillies dans la région d'Oran qui, de par sa situation géographique, est une région à climat semi-aride. La saison pluvieuse relativement courte (140 jours de pluie par an en moyenne) et l'irrégularité des précipitations qu'on y observe accentuent les risques de sécheresse qui survient généralement en phase sensible des cultures. A défaut de maîtriser cet aléa climatique, on utilisera un palliatif consistant, à partir de l'analyse des pluies quotidiennes de dix années agricoles consécutives, en une estimation des durées des séquences sèches maximales en phase de floraison du blé. La caractérisation de la sécheresse consiste également à estimer, à l'aide du modèle de Markov, les probabilités d'occurrence d'un épisode sec de durée déterminée, susceptible de survenir en phase de floraison. La connaissance opportune d'une telle information permettra de déterminer une date optimale de semis susceptible d'assurer un meilleur « itinéraire technique » à la plante et de la préserver des incidences néfastes d'une éventuelle sécheresse.*

Mots-clés : Evénements Climatiques, Sécheresse, semis, floraison

Abstract: *The analysis of the daily data of precipitation makes it possible to obtain invaluable information relating to the agro-climatic events such as the dry sequences; the beginning of the rains, lengths of rainy seasons etc. In this study we will use the daily data of rain collected in the area of Oran which, from its geographical situation, is a semi-arid climate area. The relatively short rainy season (140 days of rain per annum on average) and the irregularity of precipitations that one observes there accentuate the risks of dryness which generally occurs in significant phase of the cultures. Failing to control this climatic risk, one will use a consistent palliative, starting from the analysis of ten years the daily rains agricultural consecutive, in an estimate of the durations of the maximum dry sequences in phase of flowering of corn. The characterization of the dryness also consists in estimating, using the model of Markov, the probabilities of occurrence of a dry episode of determined duration, likely to occur in phase of flowering. The convenient knowledge of such information will make it possible to determine an optimal date of sowing likely to ensure a better «technical route» the plant and to preserve it harmful incidences of a possible dryness.*

Key Words: Climatic Events, Dryness, seeding, flowering

Introduction

Les applications des données de précipitations en climatologie et agro climatologie sont nombreuses. Elles dépendent notamment de l'échelle de temps utilisée.

Si les données annuelles peuvent être utilisées pour apprécier la tendance climatique (sécheresse par exemple), leur analyse, à l'échelle de temps inférieure, (décadaire et quotidienne), révèle un nombre insoupçonné d'informations climatologiques directement exploitables en agriculture : suivi régulier du bilan hydrique ; caractérisation d'un certain nombre d'événements climatiques tels que le début de la saison des pluies, l'occurrence d'épisodes secs, la fin des pluies, etc.

I. Données et méthode

La variabilité spatio-temporelle des précipitations au cours de la période 1961-1990 montre un déficit hydrique important en région ouest (figure 1), accentuant ainsi le risque d'une sécheresse prolongée.

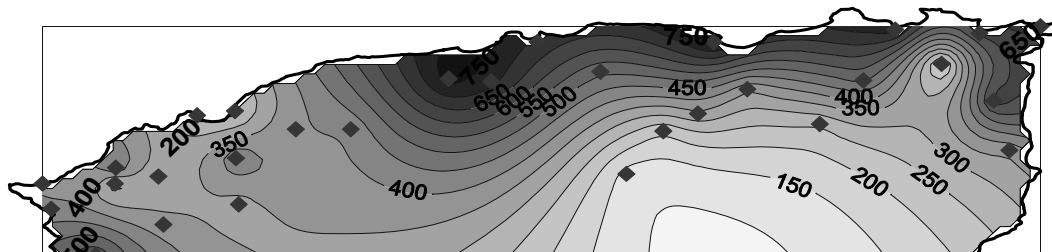


Figure 1 – distribution annuelle moyenne des précipitations (1961-1990)

L'objectif assigné à la présente étude est de déterminer une date optimale de semis susceptible d'assurer un « itinéraire » technique favorable au développement du blé et de minimiser le risque d'occurrence d'une sécheresse en phase de floraison.

On utilisera les données de pluies quotidiennes de la station d'Oran Es-Sénia et couvrant la période 1994-2004.

On se servira, pour l'estimation de la probabilité d'occurrence d'une séquence sèche de longueur donnée, du modèle de Markov d'ordre 1 et du logiciel de traitement des données Instat+, bien adapté au calcul d'évènements climatiques.

2. Application

2.1. Dates de semis utiles

Nous avons retenu, à priori, six dates de semis hypothétiques allant du 1^{er} octobre au 15 décembre couvrant une période de semis utiles du plus précoce au plus tardif.

Compte tenu de la climatologie locale et du fait que les premières pluies surviennent habituellement en période d'automne, ces dates coïncident également avec le début de la saison des pluies.

La simulation de chaque date ainsi considérée, génère un ensemble d'évènements climatiques (occurrence de pluie) pour chaque année agricole (tableau 1).

La colonne 'Jour' indique la correspondance entre la date et le jour de l'année compté à partir du 1^{er} septembre.

Années	Dates de semis choisies											
	1 ^{er} octobre		15 octobre		30 octobre		15 novembre		30 novembre		15 décembre	
	Jour	Date	Jour	Date	Jour	Date	Jour	Date	Jour	Date	Jour	Date
94/95	31	01oct	45	15oct	73	12nov	113	22dec	113	22dec	113	22dec
95/96	41	11oct	84	23nov	84	23nov	84	23nov	92	01dec	107	16dec
96/97	99	08déc	99	08déc	99	08dec	99	08dec	99	08dec	115	24dec
97/98	59	29oct	59	29oct	60	30oct	82	21nov	95	04dec	121	30dec
98/99	37	07oct	84	23nov	84	23nov	84	23nov	91	30nov	123	01jan
99/00	37	07oct	55	25oct	73	12nov	76	15nov	107	16dec	107	16dec
00/01	31	01oct	53	23oct	75	14nov	76	15nov	117	26dec	117	26dec
01/02	39	09oct	70	09nov	70	09nov	76	15nov	114	23dec	114	23dec
02/03	39	09oct	76	15nov	76	15nov	76	15nov	131	09jan	131	09jan
03/04	55	25oct	55	25oct	73	12nov	78	17nov	92	01dec	142	20jan

Tableau 1 – Dates de début des pluies correspondant aux dates de semis retenues

Pour vérifier si les dates choisies sont significativement différentes, on applique le test de Student aux événements climatiques déterminés, à savoir les débuts de saison des pluies. Les valeurs calculées du test T de Student, au seuil de 0.05, sont consignées dans le tableau 2 ci-dessous, la valeur critique étant de 1.73 pour un nombre de degrés de liberté équivalant à 18.

	Dates de semis choisies					
	1 ^{er} octobre	15 octobre	30 octobre	15 novembre	30 novembre	15 décembre
1 ^{er} octobre	0	2.49	4.29	4.97	7.51	9.84
15 octobre	2.49	0	1.51	2.44	5.33	7.87
30 octobre	4.29	1.51	0	1.43	5.34	9.19
15 novembre	4.97	2.44	1.43	0	3.59	6.67
30 novembre	7.51	5.33	5.34	3.59	0	2.54
15 décembre	9.84	7.87	9.19	6.67	2.54	0

Tableau 2 – Valeurs calculées du test T de Student

Ce tableau montre qu'il n'y a pas de différence significative entre les dates « 1er octobre » et « 15 octobre ». Ceci permet de considérer indifféremment dans la suite de l'exposé l'une ou l'autre de ces deux dates

2.2. Dates moyennes de floraison

La date moyenne de la floraison est difficile à déterminer du fait que la durée de la phase semis–floraison varie d'une année à l'autre, par suite de conditions climatiques différentes. Pour lever cette difficulté, on retiendra une valeur de cumul de températures de 1500 degrés-jours à base 0 °C, effectué à partir du 1^{er} septembre.

Compte tenu de ces considérations, on obtient les dates moyennes de floraison (tableau 3) :

Jour de l'année	Date de semis	Cumul de températures à partir du 1 ^{er} septembre (degrés jours)	Cumul de températures de la phase semis-floraison	Date de floraison	N° de jour dans l'année
31	01oct	720	1500	4 janvier	126
60	30oct	1301	1500	21 février	174
76	15nov	1572	1500	13 mars	195
91	30nov	1784	1500	27 février	209
106	15dec	1975	1500	8 avril	221

Tableau 3 – Dates de semis et dates de floraison correspondantes

2.3. Séquences sèches

On définit un jour sec (du point de vue climatologique) comme étant un jour ayant reçu une pluie inférieure ou égale à 0.1 mm en 24 heures.

En agro climatologie, il est possible de déterminer, à partir de l'analyse des données quotidiennes de pluie, la durée de la plus longue séquence sèche pendant une période donnée, en particulier en période de floraison.

Une sécheresse prolongée provoque une élévation de la température et par suite la coulure des fleurs qui se traduira ultérieurement par une baisse de rendements.

Les durées des plus longues séquences sèches décomptées à partir des dates de floraison correspondant à chaque date de semis sont consignées dans le tableau 4 ci-dessous et représentées graphiquement, à titre d'exemple, sur la figure 2 (a) pour la date de semis au 1^{er} octobre et sur la figure 2 (b) pour une date de semis au 30 novembre.

Année	Dates de floraison				
	4 janvier	21 février	13 mars	27 février	8 avril
94/95	15	3	20	5	10
95/96	3	7	16	7	13
96/97	9	20	20	20	5
97/98	9	19	13	13	9
98/99	6	9	7	9	20
99/00	15	20	18	16	18
00/01	4	7	20	11	11
01/02	10	12	11	6	15
02/03	5	12	6	18	6
03/04	15	8	13	11	9
Moy.	9.1	11.7	14.4	11.6	11.6
Ecart-Type	4.6	6.0	5.2	5.1	4.9

Tableau 4 – Durées des séquences sèches maximales à partir de la floraison

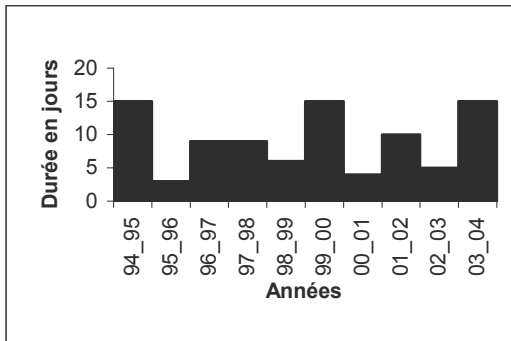


Figure 2a : Durée des séquences sèches en période de floraison (date de semis 1^{er} octobre)

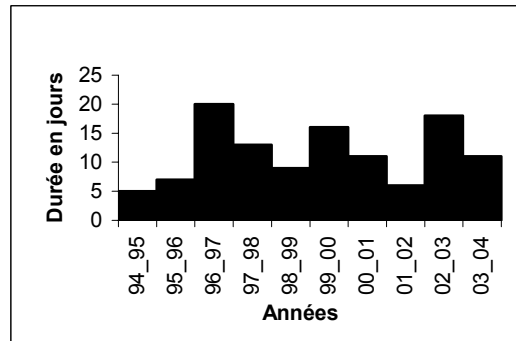


Figure 2b : Durée des séquences sèches en période de floraison (date de semis: 30 novembre)

2.4. Détermination d'une date de semis optimale

Même si les dates de semis préconisées sont a priori justifiées dès lors qu'elles coïncident avec le début de la saison des pluies, la variabilité du climat et la répartition dans le temps des pluies peuvent engendrer des épisodes secs défavorables au développement de la culture surtout si ceux-ci surviennent en phase de floraison.

Dans ce qui suit, et à partir des résultats de simulation, on validera une date de semis préconisée en considérant le risque encouru en phase de floraison.

Cette validation repose sur le principe de la minimisation du risque climatique comme la sécheresse ; une séquence sèche de 7 à 10 jours est largement suffisante pour provoquer des dégâts physiologiques importants telle que la coulure des fleurs.

L'ajustement des données de pluie quotidiennes par le modèle de Markov nous a permis de calculer les probabilités d'occurrences de séquences sèches de 7, 9 et 11 jours, à partir du stade de floraison correspondant à chacune des dates de semis choisies.

Les figures 3a et 3b ci-dessous expriment deux cas de probabilités associées.

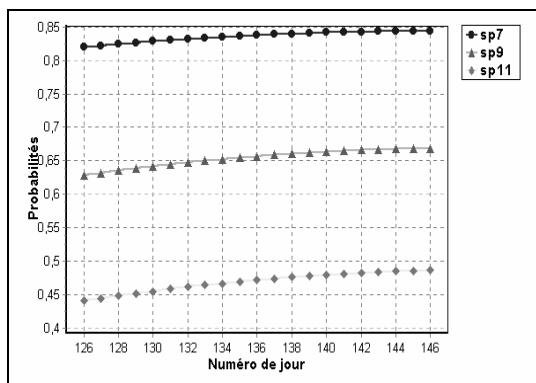


Figure 3a : Probabilités d'occurrence de séquences sèches de 7, 9 et 11 jours à compter du 4 janvier (date de semis : 1 octobre)

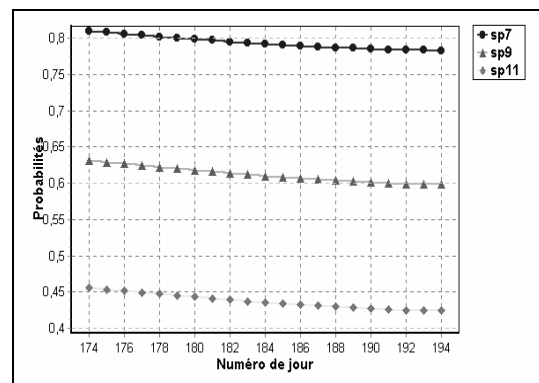


Figure 3.b : Probabilités d'occurrence de séquences sèches de 7, 9 et 11 jours à compter du 21 février (date de semis : 30 octobre)

3. Interprétation

Le tableau 4 montre qu'il est préférable de procéder à un semis précoce (durant le mois d'octobre) ou à un semis tardif entre le 30 novembre et le 15 décembre. Un semis effectué en période intermédiaire pourrait astreindre la culture à un itinéraire peu favorable à son développement (risque élevé de sécheresse en phase de floraison).

La comparaison des graphes en figures 3.a et 3.b montre cependant que le risque d'occurrence d'une période de sécheresse de 9 jours est comparativement plus faible pour la date du 30 octobre, la diminution graduelle du risque est due au fait qu'une large proportion des précipitations survient durant les mois de février et mars.

De ce fait, on retiendra cette date comme date optimale de semis.

Conclusion

La détermination d'une date optimale de semis consiste à définir, à priori, un itinéraire biologique particulier comprenant plus d'épisodes favorables pour réduire les incidences négatives de l'environnement sur la culture et améliorer son rendement.

Cependant la variabilité du climat en zones arides qui se caractérise par une répartition aléatoire des pluies dans le temps, l'adaptation ou la sensibilité de la plante constituent autant de difficultés dans la détermination d'une période propice aux semis.

Compte tenu de ces difficultés, la date de semis déterminée par cette approche, tout en étant utile à la préparation de la campagne agricole, demeure insuffisante pour assurer un meilleur rendement des céréales en régime sec.

Bibliographie

- ARNON I., 1972: *Crop production in dry region*. In Plant science monograph.Ed.Nicholas Polonin, pp: 201-216
- BAIER W., 1977: *Introduction to review of Crop Weather Models.Detailed agenda, W.M.O, expert meeting on crop weather models.Otawwa, Canada*
- BROCHET P., GERBIER N. ET REMOIS P., 1977: *Etude agrométéorologique du blé tendre d'hiver.Monographie N° 101, D.M.N, France*
- BRUNS M.A. et CROY L.I., 1983: *Key developmental stages of winter wheat.Triticum Aestivum1. Econmic Botany, 37(4) 410-417*
- CORRE M.N., 1982 : *Contribution à l'étude de l'ifluence des facteurs climatiques sur le développement du blé d'hiver (Triticum aestivum) en conditions naturelles*. Diplôme d'études approfondies des sciences agronomiques à ENSA, Montpellier, France
- DAY W., 1985 : *Wheat growth and modelling:an introduction..In wheat growth and modelling.W.Day and R.K. Atkin,(eds).NATO ASI Series.Serie A:Life Sciences.Vol 86.Plenum Press, New York, p. 1-5*
- EL MOURID M., 1988: *Modélisation de la productivité du blé en zone semi-aride : SIMTAG. Rapport d'activité (87/88)RA-MIAC, Settat. Maroc*
- FISHER R.A., 1973 : *Effect of water stress at various stages of development on yield process in wheat*. In: Plant Responses to climatic factors.Ed Stalyer et al, 233-241.UNESCO, Paris
- LEVIT J., 1972 : *Responses of plants to environmental stress*. Academic Press.New York, London, San Fransisco

Impact de la variabilité climatique sur les apports liquides Cas du bassin versant de l'oued Mina (Nord-Ouest de l'Algérie)

Mohamed Achite¹, M. Meddi²

1 Université des sciences et de la technologie d'Oran,
Faculté de Génie Civil et d'architecture,
Département d'hydraulique, Oran, Algérie
achite_meddz@yahoo.fr

2 Laboratoire Eau, Roche et Plante -
Centre Universitaire de Khemis Miliana – 44225 Khemis Miliana
mmeddi@yahoo.fr

Résumé : *L'impact de la variabilité des facteurs climatiques et leurs conséquences sur les ressources en eau devient une question préoccupante pour les gestionnaires dans de nombreuses régions de l'Algérie; notamment les régions ouest du pays.*

L'analyse des données des précipitations, de températures et de l'évapotranspirations du bassin versant de l'oued Mina (sur trois décennies d'observation, 1970 – 2000), a permis de faire ressortir d'une part la tendance du régime pluviométrique où une décroissance a été constaté, durant la décennie 1970-1980, et d'autre part la réponse hydrologique à cette évolution.

Mots-clés : facteurs hydroclimatiques, ressources en eau superficielle, Bassin de l'Oued Mina, Algérie

Introduction

La gestion économique de l'eau n'est possible que sur la base d'un concept d'évaluation hydrologiquement fondé. L'estimation de la ressource hydrique superficielle reste problématique pour les cours d'eau méditerranéens, dont l'écoulement est engendré par les précipitations qui sont réparties très irrégulièrement dans le temps et dans l'espace.

La sécheresse qui frappe l'Algérie depuis quelques années, surtout dans la partie Ouest du pays, a ravivé le problème de l'utilisation rationnelle des eaux de surface. Pour une gestion intégrée et une utilisation rationnelle des ressources en eau, nous avons pensé utile de décrire même les fluctuations climatiques de la région du bassin versant de l'Oued Mina, sur une période d'étude de 30 ans (1970/71– 1999/2000). Pour ce faire, la méthode de l'Analyse en Composantes Principales (A.C.P) sera utilisée pour optimiser les données pluviométriques annuelles et pour reconstituer les données manquantes indispensables pour mener à bien ce travail.

I. Matériel et méthodes

I.1. Milieu physique

Le bassin versant de l'Oued Mina fait partie du plus grand bassin versant de l'Algérie du nord à savoir l'Oued Chellif (*figure 1*). Il se trouve à environ 300 km à l'Ouest d'Alger, entre 0° 20' et 1° 10' de longitude Est et entre 34° 40' et 35° 40' de l'attitude Nord. Il draine une superficie de 4900 km² jusqu'au barrage Sidi M'Hamed Ben Aouda. L'oued Mina compte parmi les principaux affluents de l'Oued Cheliff. Il parcourt une distance de 135 km environ entre les barrages de Bakhada et de Sidi M'hamed Ben Aouda, avec une orientation Sud-Est, Nord-Ouest.

Le climat de la région est de type semi-aride méditerranéen (pluies en hiver, sécheresse en été), avec une précipitation moyenne annuelle estimée à 305 mm (Achite, 1999). La majorité des précipitations se concentre entre novembre et mars.

I.2. Collecte et mise en forme des données

I.2.1. Réseau pluviométrique

Parmi toutes les stations pluviométrique disponibles, nous avons retenu uniquement celles qui présentaient une période de mesure longue et commune, soit de 1970 à 2000 (tableau 1 et figure 1).

N°	Station	X (km)	Y (km)	Z (m)
S1	Rahua	347,85	249,15	650
S2	Kef-Mehboula	331,60	224,25	475
S3	Frenda	348,60	197,00	990
S4	Ain El Haddid	334,50	197,00	829
S5	Mechra safa	351,00	233,20	655
S6	Djilali Benamar	232,50	239,90	300
S7	Ain Kermes	354,55	179,85	1162
S8	Rosfa	330,60	179,50	960
S9	Tiricine	303,90	180,50	1070
S10	Sidi Youcef	305,60	169,10	1100
S11	Ain Hamara	316,45	233,12	288
S12	Takmaret	316,40	203,10	655
S13	Oued El Abtal	318,05	261,70	354
S14	Sidi A.E.K Djilali	309,00	244,50	225
S15	El Hachem	299,50	233,10	417
S16	Sidi M'Hamed Ben Aouda	308,85	255,18	145

X : Longitude en km, Y : Latitude en km et Z : Altitude

Tableau I – Stations pluviométriques du bassin versant de l'Oued Mina

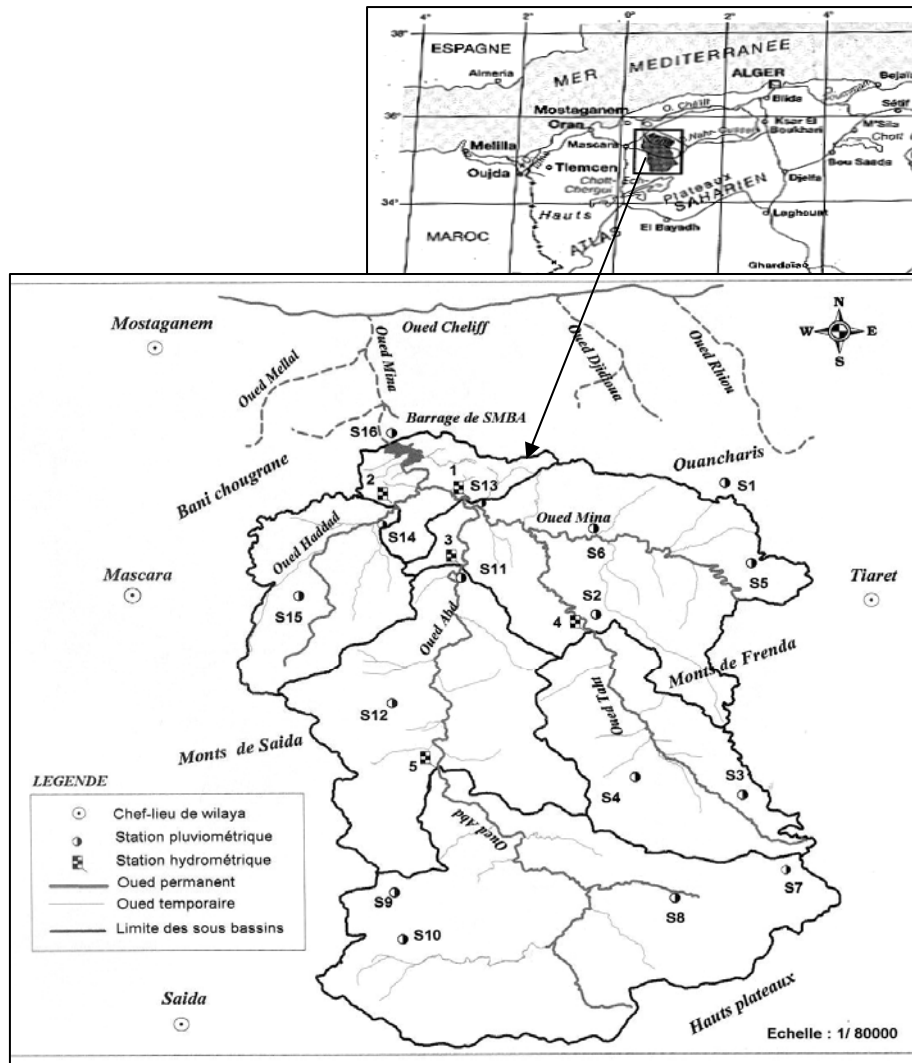


Figure 1 – Implantation des postes pluviométriques dans le bassin versant de la Mina

1.2.2. Réseau hydrométrique

Le bassin versant de l’Oued Mina est muni de cinq stations hydrométriques (figure 1), réparties sur l’ensemble du bassin. Nous nous intéressons dans cette étude qu’à la station de Oued Abtal (1) et de Sidi AEK Djillali (2). Ces deux stations contrôlent les eaux arrivant au barrage de Sidi M’hamed Ben Aouda (SMBA). Les principales caractéristiques de ces stations sont mentionnées dans le tableau 2.

N°	Stations	Code	Année de mise en service	X (km)	Y (km)	Z (m)
1	Oued El Abtal	013402	1964	316,8	245,65	205,00
2	Sidi A.E.K. Djilali	013401	1968	309,00	244,5	225,00

Tableau 2 – Code, année de service et coordonnées des stations hydrométriques

L’Analyse en Composantes Principales (ACP) est appliquée sur les données des précipitations annuelles dont nous disposons, en formant d’une matrice initiale rectangulaire avec en lignes les valeurs des précipitations annuelles des 16 stations et en colonnes les 30 années d’observations.

2. Résultats et interprétation

L'apport de la première composante principale $[C_1]$ en information est de 67 %. Elle représente le comportement de la pluie moyenne sur l'ensemble du bassin versant (Achite et al, 1999). L'analyse globale du graphique des projections des observations sur la première composante principalement en évidence une période excédentaire allant de 1970 à 1980, puis une période déficitaire de 1980 jusqu'à nos jours. Cette analyse met en évidence des périodes, ou phases, climatiques contrastées. Le lissage par la moyenne mobile, avec une amplitude de 3 ans, permet de mettre en évidence une certaine périodicité des cycles humides et secs (figure 2).

L'évolution de l'évapotranspiration et de la température est inverse par rapport à celle de la pluviométrie (figure2). Cette augmentation influe négativement sur la disponibilité des ressources en eau dans le bassin. Cette influence ce traduit par l'augmentation des pertes par évaporation. L'évolution tomberelle des apports liquides entrant au barrage S.M.B.A est mentionnée sur la figure 4.

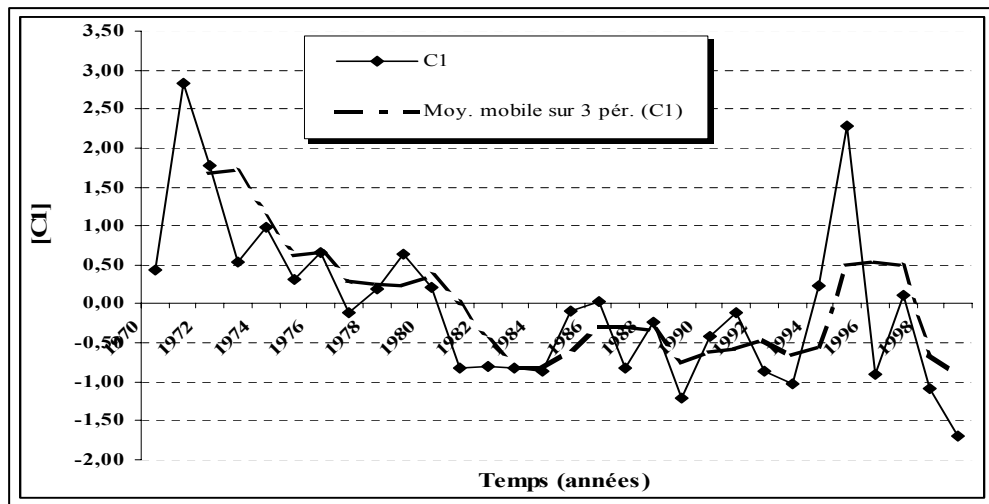


Figure 2 – Evolution des valeurs de $[C_1]$ et lissage par la moyenne mobile (amplitude : 3ans) (1970-2000)

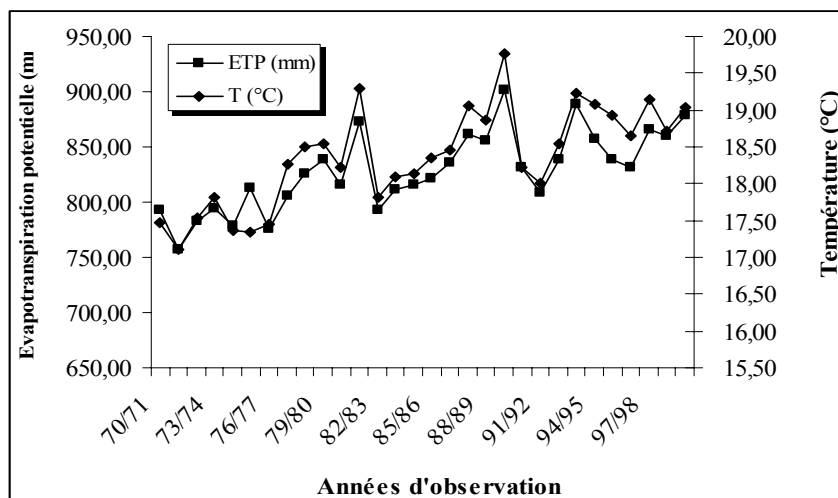


Figure 3 – Evolution de l'évapotranspiration et la température (1970-2000)

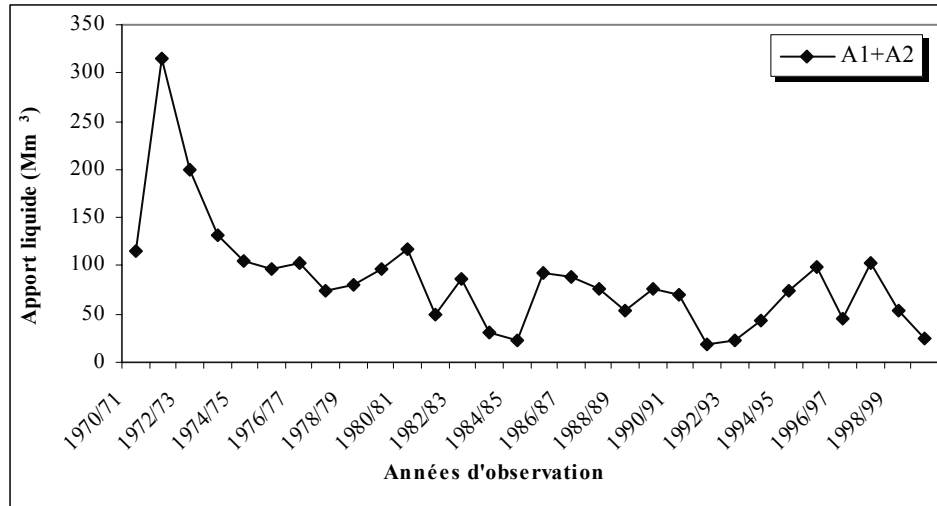


Figure 4 – Evolution des apports liquides entrant au barrage de SMBA (1970-2000)

Conclusion

Cette étude a permis de constater le fléchissement des apports liquides et par conséquent les ressources en eau superficielles dans le bassin. Cette baisse fait suite à la réduction des apports atmosphériques constatée durant la période d'étude.

Ces constats permettront sans doute aux gestionnaires des ressources en eau de définir une bonne stratégie pour l'utilisation rationnelle de cette richesse qui reste toujours précieuse pour tout développement social et économique.

Bibliographie

- ACHITE M., 1999 : Analyse multivariée de la variable « érosion spécifique », thèse de magister, Ecole Nationale Supérieure d'Hydraulique (ENSH), 220p.
- ACHITE, M., DOUAOUI, A. ET CHANAOU, B., 2000. Utilisation de la méthode du vecteur régional pour la description des variabilités pluviométriques interannuelles en Algérie. Congrès arabe, El Oued, le 1 au 4 octobre (Algérie), 131-141.

Tendance pluviométrique au Liban et conséquences sur la ressource en eau

Jocelyne Adjizian-Gerard, Firas El Ess, Nada Badaro-Saliba

Département de Géographie, F.L.S.H.,
Université Saint Joseph, Beyrouth, Liban
jgerard@usj.edu.lb, firas.ess@usj.edu.lb, nada.saliba@usj.edu.lb

Résumé : Le Liban, pays riverain de la Méditerranée orientale, connaît, à cause de son climat et de son relief montagneux, des précipitations abondantes qui en font le second château d'eau du Moyen-Orient, après la Turquie. Cependant, ces dernières années, des facteurs climatiques et anthropiques obèrent de plus en plus ce privilège hydrologique. Cette crise climatique et ses conséquences sur le régime pluviométrique, ainsi que les activités humaines, ont un impact certain sur la ressource en eau. Le problème sociétal, qui se pose d'ores et déjà avec beaucoup d'acuité (rationnement en eau, dégradation de la qualité de la ressource...), risque de devenir de plus en plus aigu dans les années futures si cette tendance, telle qu'elle est observée actuellement, se confirme et perdure.

Mots-clés : Liban, tendance pluviométrique, ressource en eau.

Abstract: Lebanon, located on the eastern side of the Mediterranean sea, is characterized by heavy rainfall because of its mountainous topography and climate features. It is considered as the second water tower of the Middle East, just after Turkey. However, these last years, climatic and anthropic factors burdened this hydrological privilege. The climatic crisis and the human activities have an undoubted impact on the water resources. The social problem which is set with intensity (water restriction, degradation of the water resource quality...) is likely to become more and more acute in the near future if this trend, as it is observed presently, is confirmed and endures.

Key Words: Lebanon, rainfall trend, water resources.

Introduction

« L'eau, denrée rare, est donc naturellement source de conflits, au Moyen-Orient notamment, l'une des régions les plus arides de la planète. Outre (sic) la Turquie et le Liban, le Moyen-Orient souffre d'un déficit hydraulique » (3^e Forum mondial à Kyoto, 2003). Ainsi, le Liban est toujours considéré comme l'un des principaux châteaux d'eau de la région. Et pourtant, depuis plusieurs années, ce pays connaît de plus en plus de problèmes en matière de ressource hydrique (rationnement en eau, distribution de quelques heures tous les deux jours). La distribution publique s'avère parfois tellement insuffisante dans certaines régions libanaises, notamment celle de Beyrouth, que la population locale se trouve dans l'obligation de recourir à des entreprises privées qui apportent l'eau par camion à domicile... On peut donc se demander quelle est la raison de ce déficit en eau. Les causes en sont certainement multiples : déficit pluviométrique, demande croissante liée à l'augmentation de la population, mauvaise gestion de la ressource... En première hypothèse viendrait l'influence du réchauffement climatique, en particulier ses conséquences sur le régime pluviométrique de la région. C'est dans ce cadre, qu'a été

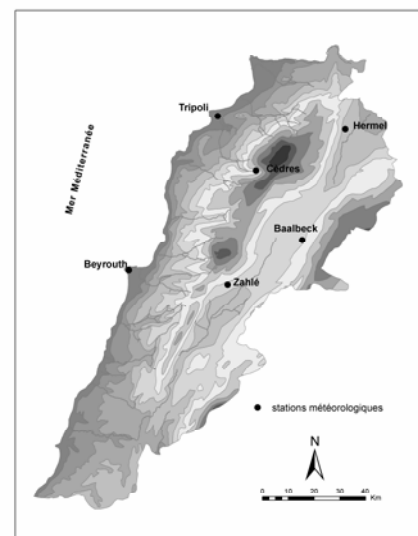


Figure 1 – Localisation des stations météorologiques

lancée une recherche sur la tendance climatique régionale, intégrant dans notre étude le Liban, la Syrie et la Jordanie. Néanmoins, on ne peut dissocier ce volet « naturel » de l'aspect anthropique qui semble jouer un rôle essentiel dans la crise hydrique que connaît le Liban cette dernière décennie. De plus, ce problème se conjugue avec celui de la qualité des eaux, en raison de la nature karstique des terrains au Liban et d'un développement urbain incontrôlé, source de pollution.

I. L'homogénéisation des données

Pour étudier la tendance climatique du Liban, nous avons pu disposer de séries de données pour quelques stations météorologiques (figure 1) et qui remontent pour certaines jusqu'aux années 1930. Nous présenterons ici les résultats obtenus pour les 3 stations suivantes : Beyrouth, Tripoli et Zahlé. Le principe de ce traitement est basé sur un algorithme développé par Météo-France. Son avantage est de traiter les stations deux à deux sans pour autant, avoir besoin d'un site de référence. En effet, compte tenu de la situation incertaine qui a ébranlé le Liban entre 1975 et 1990, nous ne disposons pas d'un site avec des mesures en continu, pouvant servir de référence.

I.1. L'homogénéisation des données pluviométriques

Un premier traitement a concerné les données pluviométriques des stations de Beyrouth et de Tripoli : les premiers résultats montrent un grand nombre de ruptures. Une analyse fine des données est en cours, car différentes raisons pourraient expliquer ces discontinuités :

- les lacunes dans les relevés dues à des raisons diverses et variées (guerre du Liban, problèmes techniques...).
- le déplacement des sites et le changement de capteurs.
- la distance qui sépare les deux stations choisies : en effet, à cause de la disposition du réseau météorologique libanais, nous ne pouvons comparer que Beyrouth et Tripoli. Les autres sites sont localisés, soit en montagne (Cèdres), soit séparés de Beyrouth par le relief du Mont-Liban (Zahlé, Hermel et Baalbek).
- les averses de type orageux durant la saison hivernale : ces différences spatiales pluviométriques, liées à la localisation des cellules orageuses, influencent les allures des courbes pluviométriques. Ainsi, les ruptures ou les chiffres apparemment aberrants pourraient correspondre en fait à des situations météorologiques normales.

I.2. L'homogénéisation des données de température

Le même problème lié aux ruptures dans les relevés apparaît avec les données de température. En effet, l'extension urbaine très marquée dans la Région Métropolitaine de Beyrouth pour les années 1990 (avec un accroissement estimé à 16,8 % entre 1994-1998, Faour *et al.*, 2005) et la densité du bâti (environ 1000 bâtisses/km² pour Beyrouth) sont des facteurs favorisant l'îlot de chaleur urbain. Cependant, les configurations topographique et urbaine de chacune de ces deux villes influenceraient différemment le climat local. Vu toutes ces difficultés, nous avons dû limiter notre étude à la période 1990-2004. En effet, depuis les années 1990, le réseau météorologique libanais a été rénové, permettant aux services compétents de disposer de capteurs automatiques.

2. La tendance pluviométrique

L'allure des courbes des sites de Beyrouth et Tripoli (figure 2a et 2b) montre l'évolution des quantités de pluie depuis 1990. Durant la période concernée, nous relevons le pic de 1992 (année froide et pluvieuse). Par la suite, la tendance est globalement décroissante jusqu'en 2002. L'allure est de nouveau ascendante, jusqu'en 2004. Puis les pluies marquent à nouveau une baisse. Nous avons observé un comportement particulier pour la station de Zahlé (figure 2c) : ce site, à 950 m d'altitude, localisé en contre-bas du massif du Mont-Liban, vers la plaine intérieure de la Beqaa, se trouve à l'abri des vents dominants d'ouest (figure 1). On y relève une courbe ascendante bien marquée depuis 1998, jusqu'à atteindre des valeurs semblables à celles de Beyrouth. Pour l'instant, on ne peut expliquer ce fait : modification du réseau météorologique ? Changement des masses d'air ? Amélioration de la mesure pluviométrique du fait de la transformation des précipitations neigeuses en pluie, à cause du réchauffement climatique ?

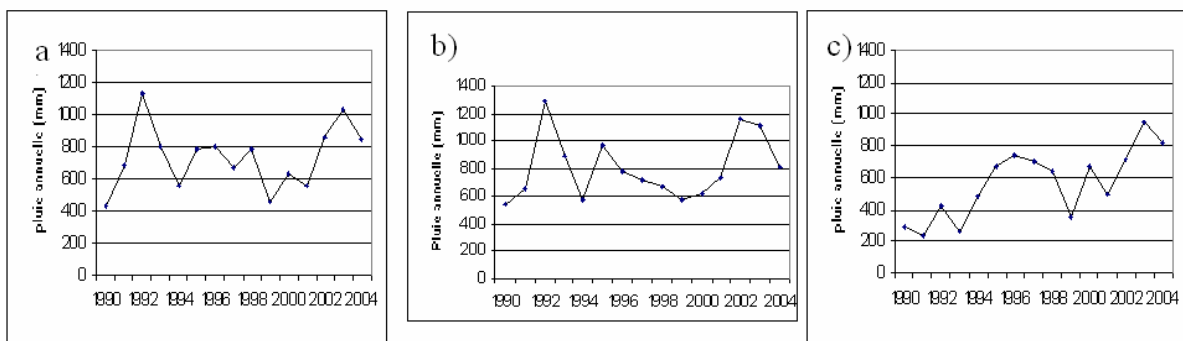


Figure 2 – Evolution de la quantité de pluie annuelle (mm) à Beyrouth (a), Tripoli (b) et Zahlé (c) pour la période 1990-2004

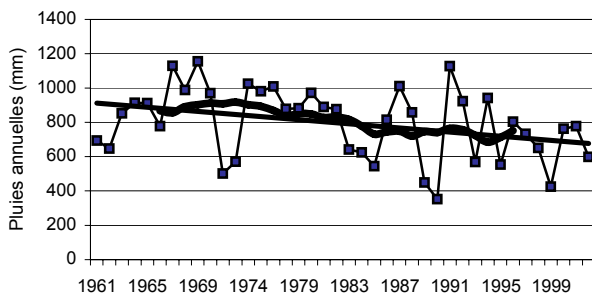


Figure 3 – Evolution de la quantité de pluie annuelle (mm) à Beyrouth (1960-2003)

Toutes ces hypothèses sont posées et en cours d'étude. Hormis Zahlé, la diminution significative de la pluviométrie au cours des années 1990 pourrait être liée à une variabilité changement climatique. Alors, si on remonte jusqu'aux années celle-ci puisse être attribuée au que ce genre d'approche implique, nous relevons une décroissance 1960, avec toutes les limites interannuelle du climat méditerranéen, sans que pour autant, continue de la quantité de pluie annuelle jusqu'en 2002 (figure 3). Malgré un regain de pluviosité pendant les années 2003-2004, le Liban connaît un problème de ressource en eau qui ne peut que s'aggraver si cette tendance perdure.

3. La ressource en eau au Liban

L'eau étant considérée au Liban comme un enjeu géostratégique, les données hydrologiques ne sont pas accessibles (débits ou valeurs piézométriques). Aussi, nous ne pouvons-nous qu'émettre des conjectures, mais il y a de fortes présomptions que la recharge des nappes souterraines soit déficitaire. Quels seraient, par conséquent, les facteurs pouvant jouer dans ce problème ? Une simple analyse de la tendance pluviométrique est insuffisante et ne peut être dissociée d'une approche intégrant dans l'explication de cette situation, le contexte physique et humain du Liban.

3.1. Les tendances climatiques actuelles

Il semble que le régime pluviométrique au Liban ait connu des modifications ces dernières années. Ainsi, il apparaît que le nombre de jours de pluies va diminuant, notamment depuis 1996 (figure 4 a et b). Ce phénomène, déjà perceptible à Tripoli, est remarquable à Beyrouth où depuis 1996, nous relevons des écarts négatifs¹ par rapport à la valeur calculée sur 60 ans. Mais y aurait-il aussi une conséquence sur les intensités pluviométriques ? Ne pouvant accéder à une information très fine (intensité à l'échelle horaire), il a fallu se contenter du résultat d'un rapport des totaux pluviométriques sur le nombre effectif de journées de pluies.

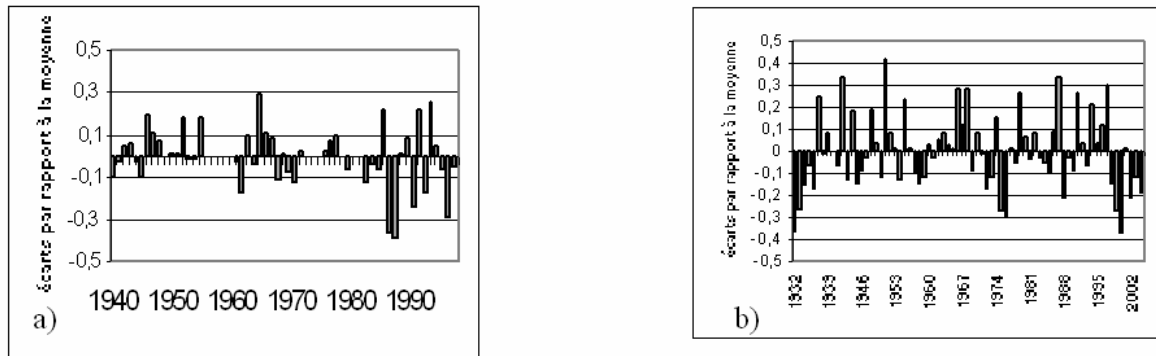


Figure 4 – Répartition du nombre de jours de pluie à Tripoli (a) et Beyrouth (b)

Ce dernier montre bien l'augmentation significative des moyennes pluviométriques journalières significative depuis l'an 2000 (figure 5). En effet, il arrive d'avoir de plus en plus fréquemment des valeurs supérieures à 65 mm/jour ; on a même atteint 110 mm en 24 h (26 novembre 2005). Ces fortes intensités journalières relèvent ainsi les totaux annuels.

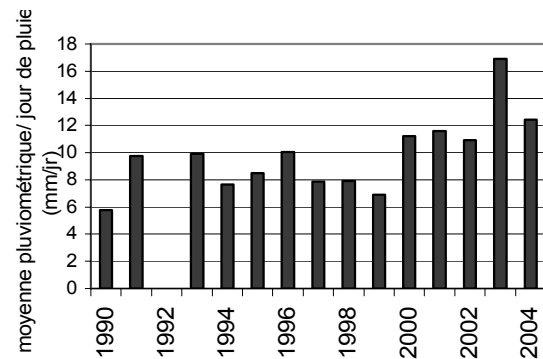


Figure 5 – Moyenne pluviométrique (mm) par jour de pluie (1990-2004)

Un autre constat, c'est que les températures moyennes annuelles augmentent. L'élévation thermique (figure 6) est bien plus significative à Beyrouth qu'à Tripoli, située au Nord du Liban et dont la configuration topographique est différente (la valeur très basse relevée à Tripoli en 1999, serait due à un problème de données). Ce réchauffement est sans nul doute attribuable, en partie, à l'îlot de chaleur urbain.

Afin de déterminer si cette élévation est plus globale à l'échelle du pays, nous avons étudié l'évolution de la température à Zahlé, localité moins urbanisée et plus rurale, située en milieu plus continental. La tendance au réchauffement est aussi marquée (figure 6 b). Il apparaît donc que la tendance est à l'élévation des températures au Liban. Cette situation se traduit par des hivers moins froids, plus courts et, par conséquent, par une couverture neigeuse (source principale de l'eau au Liban) qui voit ses caractéristiques se modifier (manteau moins épais, durée plus courte, neige plus humide...).

¹
$$e = \frac{m_i - m_j}{m_j}$$

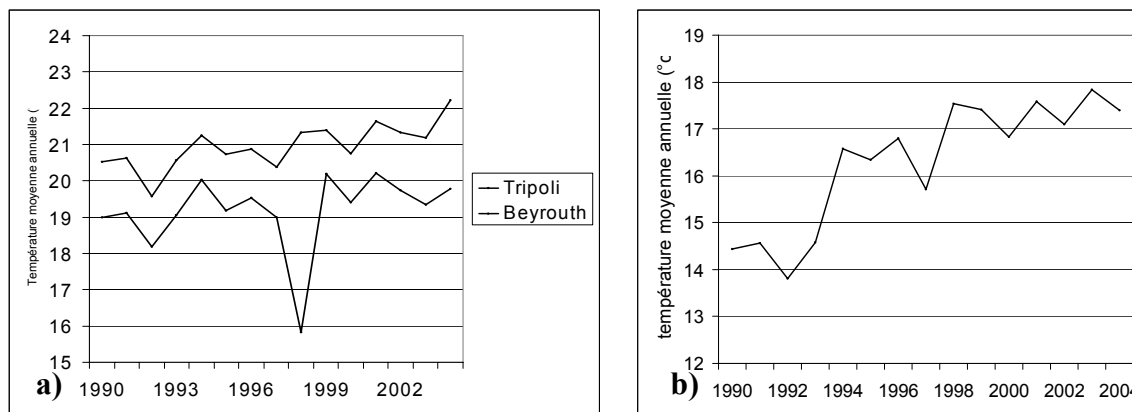


Figure 6 – Evolution de la température moyenne annuelle à Beyrouth et à Tripoli (a) et Zahlé (b)

3.2. Les caractéristiques physiques et humaines du Liban

La karstification est un phénomène de grande ampleur au Liban. Environ 61 % du territoire du pays est constitué de terrains karstifiables, information extraite par S.I.G. de la carte géologique au 1/200.000e du Liban (Dubertret, 1955). A cause de cette caractéristique géologique, les eaux s'infiltrent rapidement en profondeur. Cependant, le karst libanais (très ancien et très développé) est transmissif. Aussi la réponse aux averses se fait sentir rapidement au niveau de l'exutoire sous forme d'un pic de débit. Selon le degré de karstification et la distance qui sépare l'impluvium de la source, le temps de réponse va de quelques heures à quelques jours. Si le karst favorise l'infiltration, rapide certes, le ruissellement reste important et contribue aux écoulements de crue d'hiver et de printemps. La raison est principalement liée aux averses ruisselantes méditerranéennes, à la topographie des massifs montagneux (fortes pentes avec des versants parfois de plus de 1000 m de dénivelée). A cela, nous pouvons ajouter une autre raison, plus sournoise, qui se développe au fil des années : l'imperméabilisation du substrat à cause de l'extension urbaine. Beyrouth a vu sa tache urbaine croître de 16 % environ dans les années 1990. Les montagnes ne sont pas à l'abri de cette urbanisation tentaculaire, anarchique qui se développe essentiellement sur les lignes de crête. Par exemple, la tache urbaine à l'intérieur du bassin-versant du Nahr Beyouth (220 km² de superficie) n'était que de 4 km² en 1994 : elle est passée à 27 km² en 1998. Les constructions se poursuivent et le mouvement ne semble pas vouloir s'arrêter, puisque aucun plan d'aménagement rationnel et respectueux du milieu n'est appliqué.

4. Les conséquences sociétales

Les besoins en eau, les réseaux d'adduction d'eau, parfois vétustes ou peu adaptés à l'extension urbaine, la sécheresse estivale, font que malheureusement cette ressource est de plus en plus rationnée, surtout à la fin de la période chaude. Pour pallier à ce manque drastique, les Libanais ont dû s'équiper de réservoirs d'eau privés leur permettant de subsister durant les périodes de coupure. Parfois même, certains quartiers de la capitale libanaise ne sont plus alimentés en eau durant plusieurs semaines, forçant les habitants à acheter de l'eau domestique, parfois de mauvaise qualité, à des sociétés privées, entraînant parfois des maladies hydriques. L'eau a un coût certain, lourd à supporter humainement, chaque foyer devant gérer la ressource domestique (gestion du temps en fonction des heures de distribution, habitudes strictes d'économie d'eau...) et, surtout, financièrement (Chélala, 2002).

De plus, le boum urbain coïncide avec la période du déficit pluviométrique. Aussi, pour pallier aux déficiences de la distribution publique de l'eau, la plupart des édifices construits depuis cette époque sont équipés de forages privés (souvent illégaux), puisant sans contrôle

dans les nappes souterraines (Chahinian, 1998). A cela, on pourrait rajouter les très nombreux centres balnéaires, grands consommateurs d'eau pendant la période estivale et qui aggravent la situation.

L'état libanais, conscient de ce problème a lancé de grands projets d'aménagements hydrauliques : retenues artificielles, malgré le milieu karstique infiltrant et les risques sismiques, captage total de grosses émergences karstiques, voire même exploitation de lacs souterrains. Tous ces projets se font au coup par coup, en réponse immédiat à un problème sans pour autant proposer un plan de gestion rationnel de la ressource. Les conséquences sont dès lors dommageables pour les hydrosystèmes fluviaux : durant la période estivale, un cours d'eau, comme le Nahr Beyrouth, n'est plus alimenté par l'écoulement naturel, mais plutôt par les égouts... La ressource en eau est, non seulement menacée quantitativement (à cause des raisons mentionnées), mais aussi qualitativement. En effet, à cause de la forte pression anthropique dans les régions côtières, les nappes littorales surexploitées sont devenues vulnérables aux intrusions d'eau marine. De plus, le Liban ne dispose pas encore d'un nombre suffisant de stations d'épuration. Par conséquent, les effluents urbains se déversent dans le milieu naturel sans aucun traitement préalable. Souvent, les immeubles construits en montagne évacuent leurs eaux usées dans des puits à fond perdu, qui les injectent directement dans les aquifères karstiques. Les municipalités les plus importantes disposent de réseaux collectifs qui débouchent dans le lit des cours d'eau. Ceci pose donc un grave problème de salubrité publique, étant donné la prépondérance dans le pays des substrats karstifiés qui facilitent l'infiltration rapide des polluants vers les nappes souterraines. Aussi, la qualité de l'eau est certainement dégradée bactériologiquement, comme le montre les résultats d'analyse d'eau de deux principaux captages pour l'AEP (figure 7), desservant l'agglomération beyrouthine.

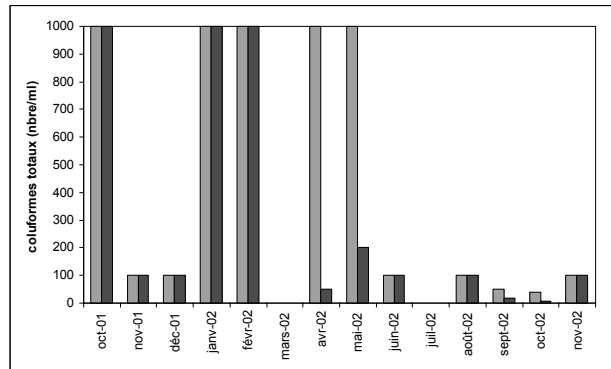


Figure 7– La pollution bactériologique de deux sources AEP

Conclusion

Une élévation des températures, une modification des régimes pluviométriques, sont le constat que l'on pourrait faire au vu de ces premiers résultats. L'évolution des précipitations reste néanmoins incertaine et difficile à prévoir (Sciama, 2005). Malgré les fortes divergences des modèles, il semble que la tendance climatique dans le bassin méditerranéen va vers un net assèchement. C'est ce qui semble apparaître dans l'analyse de la tendance pluviométrique des trois stations libanaises. Compte tenu de ce contexte du changement climatique, il a été calculé grossièrement un indice d'exploitation des ressources naturelles renouvelables pour les bassins-versants méditerranéens en 2000 et 2025 (Benoît et Comeau, 2005). Celui-ci se définit comme le ratio «prélèvements sur les ressources en eau naturelles renouvelables/ressources en eau naturelle renouvelables moyennes ». Le Liban aurait donc un ratio compris entre 25 et 50 %. Toutefois, il se peut que cette situation privilégiée soit compromise, à cause de la nouvelle répartition dans l'espace et dans le temps des précipitations (pluie et neige), des aménagements anarchiques et incontrôlés qui exercent une pression sans cesse croissante sur la ressource et de la mauvaise gestion de celle-ci. La dégradation consécutive de sa qualité, fait qu'au Liban, une richesse est gaspillée, l'eau, alors que c'est le facteur le plus important de la spécificité libanaise dans ses deux dimensions : géographique et géopolitique (Khalifé, 1997)

Bibliographie

- BENOIT G., COMEAU A, 2005 : *Méditerranée, les perspectives du Plan Bleu sur l'environnement et le développement*. Editions de l'aube et plan bleu, 420 p.
- CHAHINIAN N., 1998 : *L'aquifère de l'aptien supérieur d'Antélias : étude de cas*, Mémoire de maîtrise en géographie, Université saint-Joseph, 143 p.
- CHELALA C., 2002 : *Dégradation de l'eau et ses conséquences économiques dans la région de Tabarja*, Mémoire de maîtrise en géographie, Université saint-Joseph, 115 p.
- DUBERTRET, 1955 : *Carte géologique du Liban au 1/200.000^e*. République Libanaise, Ministère des Travaux Publics.
- FAOUR G., HADDAD T., VELUT S., VERDEIL E., 2005 : Quarante ans de croissance urbaine. *Mappemonde*, 79.
- KHALIFE N., 1997 : L'eau au Liban. Communication présentée au colloque international de Kaslik (Liban), 18-20 juin 1998.
- SCIAMA Y. 2005 : *Le changement climatique, une nouvelle ère sur la Terre*, Larousse, 128 p.

Le risque-grêle et agriculture en Tunisie Cas des hautes steppes tunisiennes (Tunisie du Centre-Ouest)

Mohamed Mohsen Al Atrach, Abdelkarim Daoud

Université de Sfax, Faculté des Lettres et des Sciences Humaines,
Département de Géographie, Sfax, Tunisie
daoudabdelkarim@yahoo.fr

Résumé : *En Tunisie, la présence des précipitations de grêle ou d'averse de grêle est commandée souvent par un rythme méditerranéen à l'instar des autres formes de précipitations telles que les pluies. La diminution de la fréquence moyenne annuelle de jours de grêle du nord vers le sud et d'ouest en est, fait apparaître les deux régions du nord-ouest et du centre-ouest (les deux régions les plus élevées et les plus continentales du pays) comme étant les régions les plus sujettes aux chutes de grêle. Ainsi, la région des hautes steppes du Centre-Ouest tunisien se trouve comme un passage obligatoire pour les nuages grêligènes notamment au printemps et en été, deux saisons au cours desquelles réside un risque-grêle pour une végétation qui se rapproche de plus en plus de sa récolte, d'autant plus que les systèmes d'assurance contre ce fléau ne sont souvent utilisés par l'agriculteur.*

Mots-clés : Agroclimatologie, grêle, risque et gestion.

Abstract : *In Tunisia, like other forms of precipitations such as rain, the presence of hail falls or hail storms is determined by a Mediterranean rhythm. The decrease in annual average frequency of days of hails from north to south and from west to east shows that the two mostly susceptible regions to hail falls are the north west and the mid-west (the two highest and most continental regions of the country). Like this, the region of the high steppes of the Tunisian mid-west is found to be a mandatory passage for the haily clouds mainly in spring and summer, the two seasons during which there exist a hail risk for a vegetation getting close to picking time especially that insurances against the disaster are most of the time not taken by the farmers*

Key Words : Agro climatology hail, risk and management.

Introduction

La grêle reste un phénomène très localisé en Tunisie, puisqu'il concerne particulièrement le Nord Ouest et le Centre Ouest du pays, abritant les reliefs les plus élevés. Toutefois, le réseau d'observation de ce phénomène climatique reste encore très limité. A partir de l'exemple des hautes steppes tunisiennes correspondant au Centre Ouest du pays, le présent travail aborde la problématique du risque grêle, en rapport avec l'activité agricole dans la région. L'extension des plantations arboricoles depuis quatre décennies environ a en effet augmenté sa vulnérabilité face à l'aléa climatique de la grêle.

Dans une première partie, cette communication se penchera sur les mécanismes générateurs de la grêle en Tunisie en général, et dans les hautes steppes en particulier, et ce à travers l'étude de situations caractéristiques.

Dans une deuxième partie, elle abordera la question des dégâts générés par ce phénomène, en rapport avec la diversification et l'extension spatiale de l'activité agricole, dans une région autrefois à dominante pastorale.

Enfin et en troisième partie, elle posera la problématique de l'assurance-grêle en Tunisie, à travers la présentation des stratégies des différents acteurs.

I. Climatologie de la grêle dans les hautes steppes tunisiennes

I.1. De mai à août : des nuages de grêle généralement autochtones, résultant d'une instabilité atmosphérique sélective et d'un processus thermo-convectif de plus en plus actif

Pour l'ensemble de la Tunisie, les situations grêligènes à caractère convectif se caractérisent en surface par l'existence d'un marais barométrique ou une zone à faible gradient, avec une pression inférieure à 1015 hPa et en altitude par une surface 500 hPa à minima et maxima thermiques respectivement inférieurs ou égaux à -10 et -15°C. Ainsi, la zone dépressionnaire fait infiltrer sur la Méditerranée occidentale et l'Afrique du Nord de l'air froid qui favorise une instabilité convective sélective des masses d'air : En effet, la dépression saharienne qui couvre l'Afrique du Nord dirige sur la Tunisie un courant plus froid que la terre, traversant la méditerranée en cette saison. Ce courant arrive lentement (zone à faible gradient) plus frais et humide sur la Tunisie où le sol est bien réchauffé surtout l'après-midi, puis se réchauffe à la base et se soulève. Si l'air réchauffé à la base dispose de l'énergie nécessaire, la convection est alors importante et peut atteindre des altitudes considérables. Le soulèvement est encore favorisé mécaniquement par le relief (cas des hautes steppes) ce qui contribue à notre avis à expliquer le grand développement vertical des nuages d'orages et les dimensions particulièrement remarquables des grêlons durant cette période de l'année (SAIDI H. 1976)². Les caractéristiques du relief des hautes steppes contribuent en effet à expliquer la formation des orages de grêle : couloirs de vallées, cols et piémonts sont les lieux privilégiés de leur formation.

L'analyse attentive de la situation météorologique du 02/05/2002 à 00 heure qui a provoqué des chutes de grêle sur l'ensemble de la région des hautes steppes, montre que l'ensemble du pays se caractérise par une vaste zone dépressionnaire en surface de moins 1008 hPa qui s'étend sur toute la Méditerranée occidentale et toute l'Afrique du Nord (figure 1). En altitude, les isohypses de la surface 500 hPa dessinent une dépression sur toute la Méditerranée occidentale et toute l'Afrique du Nord à laquelle s'associe une légère invasion d'air froid sur la péninsule Ibérique, le Maroc et l'Algérie et un courant de Sud-ouest instable sur la Tunisie (figure 2).

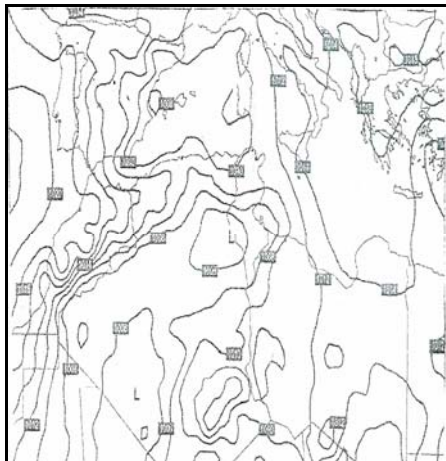


Figure 1 – Situation atmosphérique en surface
le 02/05/02

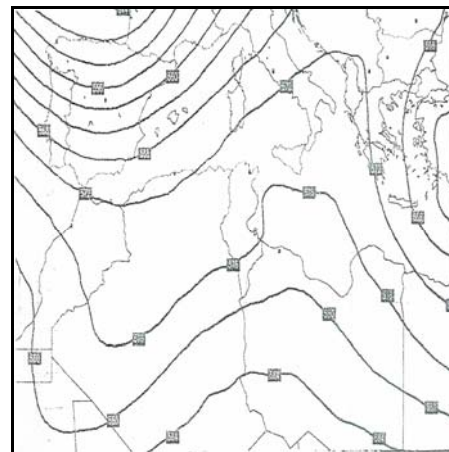


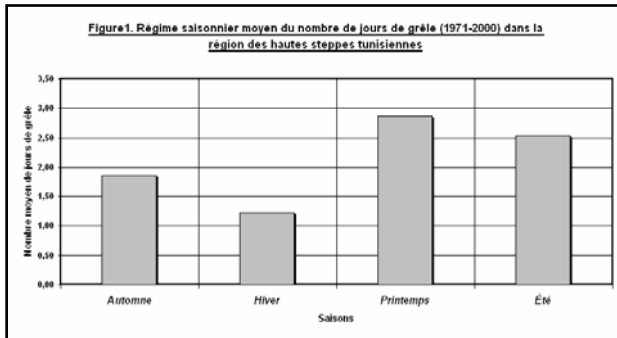
Figure 2 – Situation atmosphérique en altitude
le 02/05/02

I.2. Les hautes steppes : une réanimation printanière du phénomène de la grêle et le seul foyer grêlifère en été

La région des hautes steppes tunisiennes se caractérise généralement par un régime saisonnier moyen de jours de grêle de type « 3412 » (ou « PEAH »). Ainsi, et après une légère précocité de la fréquence moyenne de la grêle au cours d'automne et un minimum hivernal moyen de

² Saidi Hassen (1976) : « Le grêle en Tunisie » INM, Tunisie, 117 pages.

jours de grêle, ce phénomène accuse une réanimation significative pendant la saison du printemps où il détient sa fréquence saisonnière moyenne maximale de toute l'année (environ 3 jours de grêle/an). Ensuite, cette fréquence baisse relativement pendant la période estivale mais reste supérieure même au premier pic automnal (figure 1).



Toujours en été et pour l'ensemble de tout le territoire tunisien, il est vrai que la grêle se fait nettement plus rare (figure 3) ; néanmoins, la distribution du nombre estival moyen de jours de grêle permet de distinguer un seul noyau principal dans le Centre-Ouest tunisien, mais beaucoup moins important de celui observé en hiver dans le Nord-Ouest par exemple. Il concerne presque toute la région des hautes steppes où la station de Kassérine semble être la station la plus grêlée avec 1.17 jours en moyenne.

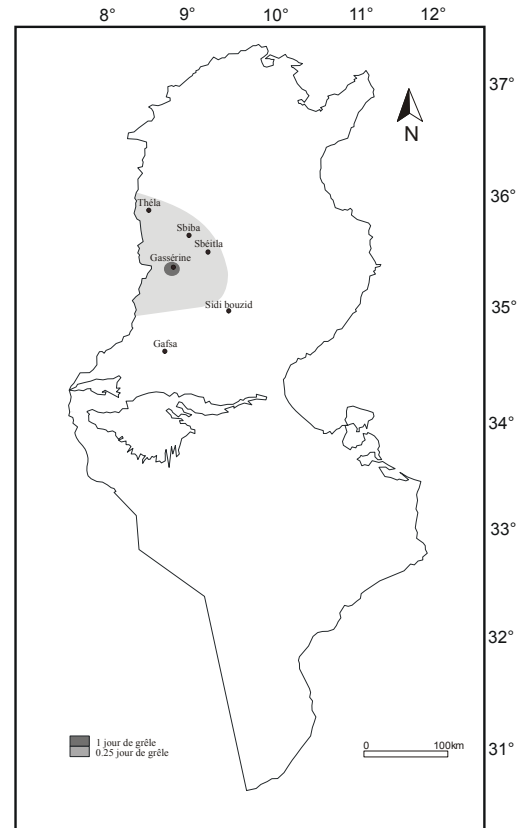


Figure 3 – Variation du nombre estival moyen de jours de grêle en Tunisie (1971-2000)

1.3. Du mois d'avril au mois d'août, la région des hautes steppes est extrêmement exposée aux chutes de grêle dommageables

Dans la région des hautes steppes, le maximum mensuel moyen de jours de grêle se situe souvent au cours du deuxième bimestre de l'année (tableau 1). Excepté les deux stations de Sidi bouzid et Gafsa, ce maximum mensuel moyen devient de plus en plus tardif tout en allant du nord (Théla) vers le sud (Kassérine).

	Septembre	Octobre	Novembre	Décembre	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août
Théla									I			
Sbiba									I			
Sbeïtla										I		
Gassérine												I
Sidi ouzid								I				
Gafsa									I			

Tableau 1 – Maximum mensuel moyen de jours de grêle (1971-2000) dans les stations retenues dans les hautes steppes tunisiennes

Au cœur de cette période, la région des hautes steppes semble extrêmement exposée aux chutes de grêle du mois d'avril jusqu'au mois d'août et plus fortement au mois de mai qui accapare seul environ 36 % du nombre total de jours de grêle enregistré dans ces stations² entre 1971 et 2000. C'est au cours de cette période que réside le véritable risque-grêle, puisque les chutes de grêles pourraient générer les plus grands dommages pour des plantations qui se rapprochent de plus en plus de leur récolte.

2. Les dégâts de la grêle dans les hautes steppes tunisiennes

2.1. Une vulnérabilité de plus en plus accrue

Du point de vue structural, les hautes steppes appartiennent à la Tunisie atlasique, caractérisée par la présence d'axes anticlinaux, entourant des cuvettes synclinales plus ou moins larges, alignés SW-NE. Les plis sont souvent faillés (failles directionnelles), et dissymétriques, donnant ainsi des flancs NW en pente douce, et des flancs SE abrupts. Cette région abrite les plus hauts sommets de la Tunisie (Chaâmbi, Selloum, Semmama, Tioucha et M'ghilla). Certaines cuvettes synclinales se présentent sous forme de fossés d'effondrement, comme c'est le cas du fossé de Sbiba-Rouhia, de Foussana et de Gasserine. Le remplissage tertiaire et quaternaire de ces fossés et cuvettes synclinales, drainés par les principaux oueds de la région, peut atteindre plusieurs centaines de mètres, faisant d'eux des zones propices au développement de l'arboriculture.

Les grands traits morpho-structuraux résumés ici expliquent en partie la vulnérabilité naturelle de la région, face à l'aléa grêle. De plus, la région était restée jusqu'au début du XX^e siècle dominée par l'activité pastorale, dans le cadre d'une société tribale semi-nomade. La sédentarisation s'est depuis accélérée, parallèlement aux plantations arboricoles sur les anciennes terres collectives, affirmant le mode de vie paysan. Sur une SAU de 783 000 ha, les plantations arboricoles dans le Gouvernorat de Kasserine (correspondant à peu de différences près aux hautes steppes) couvraient 52 000 ha en 1981 ; 79 000 en 1991 et environ 100 000 ha aujourd'hui. Si le micro-climat de secteurs comme Sbiba-Rouhia, Foussana a permis le développement de cultures délicates comme les pommiers ou poiriers, celles-ci restent toutefois parmi les plus vulnérables face à l'aléa grêle.

2.2. L'exemple de la crise de 02 et 10 mai 2002

Les deux chutes de grêle qui se sont déroulées le 02 (voir figures 1 et 2) et le 10 mai 2002 dans presque toutes les stations des hautes steppes, provoquèrent des dégâts très importants qui ont suscité des interventions rapides des hauts pouvoirs tant à l'échelle régionale qu'à l'échelle nationale. Les dommages se sont étalés sur une superficie de 10741 ha de cultures diverses (Tableau 2).

Ainsi, les arbres fruitiers (*amandiers, pistachiers, pommiers, pêchers et abricotiers*) semblent à la tête des cultures qui ont subi le plus de dégâts puisque 4576 ha ont été endommagés, ce qui représente 10 à 100 % de la superficie totale, selon les parcelles. Les *oliviers* ont aussi beaucoup souffert, car environ 4000 hectares sont sinistrés, soit 10 à 20 % de la superficie.

Ces deux chutes de grêle ont touché aussi 1 513 ha de *cactus* avec des taux de dommages variant entre 5 et 80 %, une superficie de 392 ha cultivée d'arbres divers et endommagée de 20 à 80 %, ainsi qu'un total de 130 ha entre céréales irriguées et légumineuses, soit de 15 à 20 %.

² Exceptée la station de Kasserine.

3. L'assurance contre la grêle : une pratique encore limitée

3.1. Principes généraux de calcul des indemnités appliqués en Tunisie

L'assureur prend à sa charge le règlement de l'indemnité qui est généralement fixé selon deux cas. Si le rendement réel est inférieur au rendement assuré, l'indemnité est réglée d'après le rendement réel. Si, dans le cas inverse, le rendement réel excède le rendement assuré, l'assuré ne sera indemnisé, en cas de sinistre couvert, que dans le rapport : rendement assuré / rendement réel.

Spécifications	Superficie (ha)	Taux des dommages (%)	Spécifications	Superficie (ha)	Taux des dommages (%)
- Oliviers.	3990	10 - 20	- Abricotiers.	309	10 - 100
- Amandiers.	1290	10 - 50	- Arbres divers.	392	20 - 80
-Oliviers et Amandiers.	140	40 - 70	- Céréales irriguées.	120	15 - 20
- Pistachiers.	51	50	- Légumineuses.	10	15 - 20
- Pommiers.	2515	10 - 100	- Cactus.	1513	5 - 80
- Pêchers.	411	10 - 80			
TOTAL				10741	-

Tableau 2 – Taux des dommages causés par les chutes de grêle des 02 et 10/05/2002 dans le gouvernorat de Gassérine (Source : Commissariat Régional pour le Développement Agricole. Gassérine)

Ce dernier cas est connu, souvent, par : « La règle proportionnelle de capitaux », qui se définit comme : « *Le principe en vertu duquel, s'il résulte de l'estimation des experts que le rendement sans dommages de grêle (rendement réel) des parcelles assurées excède, au jour du sinistre, le rendement garanti (rendement assuré), vous seriez considérés comme restant votre propre assureur pour l'excédent et supportez une part proportionnelle du dommage* »³.

3.2. L'agriculteur face à l'assurance-grêle

Si l'assurance contre la grêle demeure donc encore l'unique moyen pour atténuer les effets de ce fléau, l'agriculteur manifeste peu d'engouement à ce moyen, puisque les deux cas d'indemnisation le font sortir comme perdant. Le taux de souscription des agriculteurs à l'assurance agricole est cependant très faible. Ainsi, les caisses d'assurances mutuelles agricoles ne comptent que 28 000 souscripteurs sur un total de 471 000 agriculteurs, soit à peine 5.94 %⁴.

En outre, l'assurance anti-grêle est une pratique encore récente et peu développée : les taux des superficies assurées des principales cultures pratiquées au cours de la campagne 1998 – 1999, sont très faibles (Tableau 3).

³ D'après le livret des conditions générales d'assurances de la Compagnie Méditerranéenne d'Assurances et de Réassurances (COMAR).

Cas d'application de la règle proportionnelle de capitaux Soit : Une superficie assurée de 20 hectares .Un rendement assuré de 15 quintaux/hectare *Total du rendement assuré est* : 20 X 15 = 300 quintaux .Prix unitaire assuré⁴ d'un quintal de 26. *Coût du rendement assuré* : 300 X 26 = 7.800 DT .Un taux de dommage de 50 % de la superficie assurée *Application* Un rendement réel est de 20 quintaux / hectare *Total du rendement réel* : 20 X 20 = 400 quintaux *Coût du rendement réel* : 400 X 26 = 10.400 DT *Coût des dommages* : (10.400 X 50) / 100 = 5.200 DT. Indemnité (selon la règle proportionnelle de capitaux) : (5.200 X 7.800) / 10.400 = 3.900 DT *D'ou une perte, pour le souscripteur-assuré, de* 5.200 – 3.900 = 1.300 DT.

⁴ D'après la CTAMA (Caisse Tunisienne d'Assurances Mutuelles Agricoles)

	superficie totale/ nombre de pieds	Superficie assurée/ nombre de pieds	Taux de couverture (%)
Grandes cultures (1000 ha)	1 530	156	10.20
Oliviers (millions pieds)	56	1.4	2.50
Arbres fruitiers (millions pieds)	50	914	1.80

Tableau 3 – Taux de couverture d'assurance contre la grêle (1998 – 1999)
(Source : La Caisse Tunisienne D'assurances Mutuelles Agricoles – CTAMA)

Il semble qu'il y ait une relation entre taille des exploitations et taux de couverture par les assurances contre la grêle. En effet, l'agriculture familiale, basée sur la petite propriété et le mode de faire-valoir direct, reste encore dominante dans les hautes steppes. L'assurance-grêle n'a pas encore une place dans la stratégie de production des petits paysans, à l'opposé des grandes exploitations, produisant pour des marchés extra-régionaux, exigeants en qualité. Si, dans les deux cas, les risques potentiels et la vulnérabilité des plantations sont les mêmes, les enjeux financiers sont par contre différents.

Conclusion

Peu étudié, le risque grêle dans les hautes steppes tunisiennes est de plus en plus présent, du fait que l'agriculture reste encore la première activité économique de la région, et que l'arboriculture fruitière tient une place importante dans les revenus des paysans. De plus, les systèmes d'assurance-grêle restent aussi à leurs débuts, et les stratégies des paysans vis-à-vis du risque diffèrent, principalement en fonction de la taille des exploitations et du degré d'insertion dans l'économie de marché. Le travail de quantification et de spatialisation du risque grêle en Tunisie en général, et dans les hautes steppes en particulier, reste à faire, autant que la vulnérabilité des cultures et les seuils de dommages acceptables. Ceci est d'autant plus impératif que le nouveau contexte économique (Contrat d'association avec l'Union Européenne, mondialisation) exige de plus en plus la prise en compte des risques climatiques dans la production agricole, pour rester compétitif.

Bibliographie

- AL ATRACH. M.M., 2004. *La grêle en Tunisie : étude technique, statistique et pratique*. Mémoire de Master Faculté des Sciences Humaines et Sociales de Tunis, 156 pages.
- ATTIA H., 1977. *Les hautes steppes tunisiennes : De la société pastorale à la société paysanne*, Université de Tunis C.N.R.S., 722 pages.
- BOUSNINA A., 1998. *Les pluies dans les hautes steppes*. Faculté des Sciences Humaines et Sociales de Tunis 88 p.
- DAUPHINE A., 2001. *Risques et catastrophes*. A. Colin. 247 p.
- GINESTOUS G., 1926. *Études sur le climat de la Tunisie*. Laboratoire de Géographie. 441 p.
- MOUGOU R., BEN ACHOUR O. ET SAKKIS N., 1992. *La grêle en Tunisie : étude technique* ; INRAT. 487 p.
- ROUX F., 1991. *Les orages: Météorologie des grains de la grêle et des éclairs*. Éditions Payot. 355 p.
- SAIDI H., 1976. *La grêle en Tunisie*. Institut National de la Météorologie. 116 p.
- SOUAI L., 1985-1986. *La grêle en Tunisie : Étude statistique (1970 - 1979) et prévision*. Bureau de l'Inventaire des Ressources Hydrauliques. 66 p.
- VEYRET Y. et al., 2003. *Les risques*. Dossiers des Images Economiques du Monde. Sedes/VUEF. 255 p.
- VEYRET Y. et al., 2004. *Comprendre, rechercher et s'entraîner les risques*. Amphi Géographie. Bréal. 255 p.
- VILLEVIEILLE A., 1997. *Les risques naturels en Méditerranée : Situation et Perspective*. PNUE-CAR/PB. 160 p.
- VINET F., 2000. *Le risque-grêle en agriculture*. Editions Lavoisier Tec&Doc. 258 p.

Climat et risque géomorphologiques du terroir viticole du Barbera d'Asti (Collines du Monferrato, Piémont)

A. Albanese, A. Biancotti, A. Bove, E. Destafanis, S. Fratianni, L. Masciocco

Dipartimento di Scienze della Terra
Università degli Studi di Torino,
adriana.albanese@unito.it

Résumé : *Cet article analyse le terroir du Barbera d'Asti du point de vue climatique et en considérant les risques géomorphologiques qui l'affectent, notamment les éboulements superficiels. Un modèle a été utilisé pour établir une liaison entre les pluies et l'amorce d'éboulements superficiels qui a permis de réaliser une carte de stabilité des versants à la suite de pluies particulièrement intenses, dont on a calculé les temps de retour.*

Mots-clés : terroir, climatologie, risques géomorphologiques, éboulements superficiels

Abstract: *This article examines the vine growing area of Barbera d'Asti from a climate viewpoint and considering the geomorphologic risks that affect this territory, and particularly superficial landslides. A model was used to establish a relationship between rains and the start of superficial landslides which allowed the drawing up of a map of slope stability following particularly heavy rains, for which return times have been calculated.*

Key Words: territory, climatology, geomorphologic risks, superficial landslides

Introduction

Le secteur centre méridional de la région Piémont est la partie la plus productive du territoire piémontais du point de vue viticole; la zone des collines des Langhe, Roero et Monferrato est en fait considérée le plus important terroir viticole de la région.

Le Barbera est le cépage dominant de la région: il représente 35 % de la surface viticole (Regione Piemonte, 2003) et, dans la province d'Asti, il couvre 50 % de la surface viticole, c'est-à-dire environ 8500 hectares (figure 1).

I. Cadre géographique, géomorphologique et géologique

La partie du territoire considérée dans ce travail est représentée par les collines du Monferrato, une région géographique qui s'étend dans les provinces d'Asti et Alessandria, où le terroir du Barbera d'Asti couvre une surface d'environ 2000 km². Le fond de la vallée du fleuve Tanaro subdivise le terroir en deux secteurs: à nord on trouve les collines du Bas Monferrato et à sud celle du Haut Monferrato (figure 2).

Toute la zone est caractérisée par une morphologie de colline mais, tandis que les collines du Bas Monferrato offrent un paysage plus doux avec des altitudes comprises entre 200 et 400 m, dans le Haut Monferrato la morphologie devient plus escarpée et caractérisée par des reliefs qui peuvent atteindre 700 m au-dessus du niveau de la mer.

Le réseau hydrographique se caractérise, en plus du fleuve Tanaro, par la présence de cours d'eau moins importants: le torrent Belbo et le fleuve Bormida dans le Haut Monferrato; les torrents Bobore et Stura dans le Bas Monferrato. Le fleuve Po représente la limite septentrionale de la zone considérée.

Du point de vue géologique, la zone considérée dans ce travail fait partie du Bassin Tertiaire Ligurien-Piémontais, qui est un bassin sédimentaire marin post-orogénique, qui s'est

développé au cours du Tertiaire en correspondance du système des Alpes-Appennins. Les formations, qui remontent à la période comprise entre l'Oligocène et le Pliocène, comprennent en majorité des marnes, roches arénacées, conglomérats, argiles et plus rarement roches évaporitiques gypseuses (Regione Piemonte, CNR-IRPI Torino, 1990).

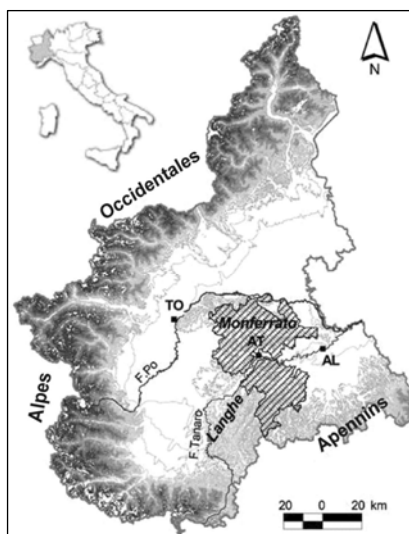


Figure 1 (à gauche) – Le terroir du Barbera d'Asti au cœur du territoire de la Région Piémont.

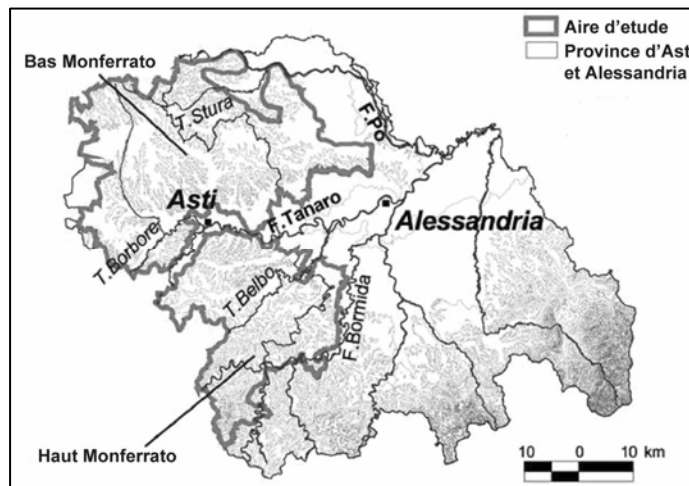


Figure 2 (à droite) – Hydrographie du Haut et Bas Monferrato.

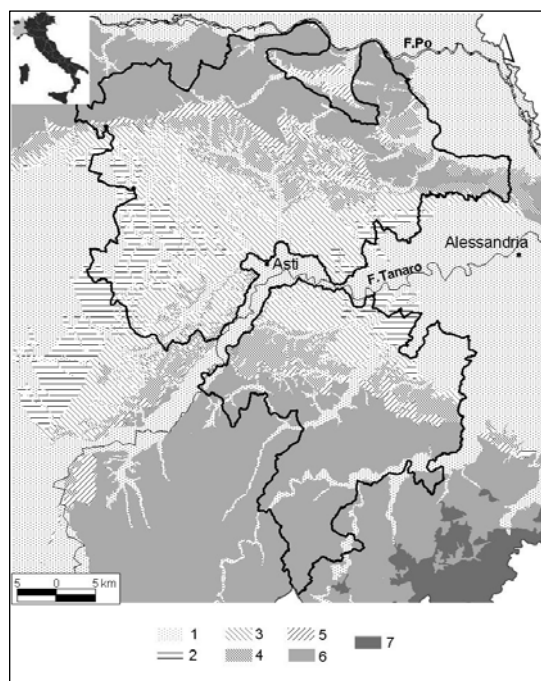


Figure 3 – Schéma géologique: 1) sédiments alluvionnaires avec en majorité graviers, sables, limons dans la plaine et le long des fonds de vallée principaux (Quaternaire) ; 2) couches d'argile parfois alternant avec des sables fines ou grosses et des couches graveleuses-caillouteuses, localement seulement gravier et sables (Villafranchiano, Pliocène supérieur-Pléistocène inférieur) ; 3) sables de fines à grosses avec des bancs et des couches isolées de grès d'un à quelques décimètres de calcarénites (Sables d'Asti, Pliocène moyen-Pliocène supérieur) ; 4) argiles et marnes argileuses; marnes avec des intercalations locales de conglomérats (Miocène supérieur-Pliocène moyen) ; 5) Formazione Gessoso Solfifera (Miocène supérieur) ; 6) marnes, siltites marneuses, marnes arénacées, grès, couches d'argile et conglomérats (Crétacé-Miocène moyen) ; 7) soubassement alpine- apenninique: serpentinites, lherzolites, amphibolites, prasinites, calcschistes, dolomies, calcaires, gneiss porphyroïdes, quartzites (Crétacé-Permocarbonifère).

La structure régionale est constituée par un synclinal (synclinal d'Asti) avec l'axe orienté est-ouest qui présente une culmination axiale en correspondance d'Asti. Les flancs du synclinal, où affleurent les terrains les plus anciens, présentent des conditions structurales différentes: le flanc septentrional est en partie affecté par une activité tectonique plus complexe, qui a porté à l'affleurement d'éléments éocène, tandis que dans le secteur du Haut Monferrato la déformation est moins accentuée et donc les formations présentent une disposition monoclinale plongeante avec une faible inclinaison vers nord-ouest (figure 3).

2. Caractéristiques climatiques

Pour la définition d'un terroir il est très important de déterminer l'empreinte donnée par les facteurs climatiques. On a donc analysé les données journalières fournies par un groupe de stations météorologiques automatiques appartenant au réseau d'ARPA Piémont (tab. 1, figure 8), dans la période 1990-2004. En suivant le profil thermométrique, il faut souligner qu'une des plus grandes menaces pour le vignoble se manifeste lorsque les températures minimum descendent au dessous de -15°C , le seuil critique qui, outre a endommager la récolte, menace la survie même des vignobles les plus résistants (AOC Champagne, 2001). Dans toutes les stations considérées on n'a jamais enregistré des températures minima si basses; le minimum de $-14,3^{\circ}\text{C}$ se vérifia le 26/11/2003 à Serole, la station plus haute, à 765 mètres au-dessus du niveau de la mer.

On a aussi calculé le nombre moyen de jours de gel (températures minimum au-dessous de 0°C), par décade qui sont apparus au cours de la floraison (deuxième décade d'avril pour le Barbera d'Asti): les jours de gel varient de 0,4 pour Montaldo Scarampi à 8,8 pour Serole (Tab. 1). De plus, du moment que les jeunes pousses subissent des dommages déjà au-dessous de 3°C (Crema, 2003), il faut vérifier surtout en mai (la période de la pousse), s'il y a des conditions de température minimum au-dessous de 3°C . On peut souligner qu'il y a seulement quelques jours avec des températures si basses en mai (0 jours pour Montaldo Scarampi et 2,2 pour Montechiaro d'Asti).

En outre, selon Fribourg (1989) au moins 1000°C de somme thermique d'avril à septembre sont nécessaires pour la viticulture, et donc il faut souligner l'aptitude à la viticulture pour les stations de Montaldo Scarampi (1530°C), Acqui Terme (1486°C), Montechiaro d'Asti (1419°C), Nizza Monferrato (1580°C), San Damiano d'Asti (1470°C) et la basse aptitude du site de Serole (973°C). Le calcul de l'indice d'Huglin aussi, qui tient compte de la latitude de la station considérée, met en évidence les basses températures enregistrées pour Serole. Dans le zonage thermique des régions viticoles de Winkler, la zone de Serole doit être en fait située dans la partie plus froide, celle avec une somme thermique moyenne base 10°C d'avril à septembre $<1371^{\circ}\text{C}$, tandis que les stations restantes se trouvent dans la zone tempérée-froide (valeurs de 1372 à 1648°C).

Du point de vue pluviométrique, les valeurs moyennes de pluie varient entre 600 et 800 mm/an. Dans toutes les localités considérées, on remarque un minimum absolu en hiver; le maximum principal tombe en automne et le secondaire au printemps ce qui correspond à un régime subalpin. Des valeurs de précipitations printanières supérieures à 300 mm favorisent la *péronospora*, qui est considérée la maladie la plus insidieuse pour la viticulture, et ce seuil a été dépassé en 1991 et 2002 seulement à Acqui Terme.

Le caractère climatique des zones viticoles examinées est en général continental, ce qui est confirmé par l'indice de continentalité hygrique de Gams, qui diminue légèrement de Montaldo Scarampi à Serole. Selon l'indice hygrométrique d'Amman aussi, la zone de Montaldo Scarampi est la plus adaptée pour la viticulture, et ceci grâce à son caractère méditerranéen.

3. Risques géomorphologiques

Bien que les valeurs moyennes de précipitations annuelles ne soient pas trop élevées, parfois on enregistre de remarquables intensités de pluies qui peuvent déclencher des désastres soit dans les fonds de vallée (inondations et alluvions), soit sur les versants (érosion accélérée, glissements superficiels et glissements profonds). Au cours des 15 derniers ans, les intensités maxima de pluies ont été enregistrées dans la station de Serole, située à la limite méridionale de la zone examinée, en septembre 1993 (tab. 2). A l'occasion de cet événement, des

glissements superficiels se sont produits dans le territoire limitrophe de Roccaverano (Regione Piemonte, 1996).

Données climatiques	A	B	C	D	E	F
Hauteur	295	215	200	198	165	154
Température moyenne annuelle	12,6	12	11,4	12,2	10,1	11,3
Température moyenne d'avril (pousse)	11,6	11,2	10,6	11,7	8,1	10,7
Température moyenne de juin (floraison)	20,2	20,2	19,6	20,9	16,7	20,7
Nombre moyen de jours de gel en avril	0,4	3,6	4,7	7,8	6,2	8,8
Nombre moyen de jours <3°C en mai	0	0,9	2,2	0,4	1,3	0,4
Somme thermique base 10°C	1530	1486	1419	1580	973	1470
Indice d'HUGLIN	1967	2149	2107	2302	1389	2169
Indice de WINKLER	1600	1656	1535	1706	1077	1572
Précipitations annuelles	541	743	634	698	616	668
Précipitations hivernales	154	193	192	167	169	182
Précipitations printanières	81	131	90	121	64	130
Indice hygrométrique d'Amann	331	415	341	389	346	341
Indice de continentalité hygrique de Gams	1,1	1,2	1,1	1,1	1	1

Tableau 1 – Synthèse des données climatiques de plus grand intérêt pour la viticulture

Toutes les stations météorologiques analysées se trouvent en province d'Asti, avec l'exception d'Acqui Terme qui se trouve en province d'Alessandria. Moyennes calculées pour la période 1990-2004 sur la base des données disponibles. A: Montaldo Scarampi; B: Acqui Terme; C: Montechiaro d'Asti; D: Nizza Monferrato; E: Serole Bric Puschera; F: S. Damiano d'Asti

Station	Période	1h	date	3h	date	6h	date	12h	date	24h	date
Serole	92-05	58,4	23/09/93	96,0	23/09/93	161,4	22/09/93	185,6	22/09/93	220,4	22/09/93
Casale M.	90-05	50,4	23/09/93	69,0	23/09/93	76,0	23/09/93	77,4	22/09/93	84,4	05/08/02
Acqui T.	92-05	58,0	29/08/99	64,4	19/06/92	72,2	10/07/93	78,6	10/07/93	111,6	23/09/93
Montaldo S.	92-05	44,6	30/08/01	58,8	23/09/93	71,6	03/05/02	84,4	03/05/02	123,4	23/09/93
Montechiaro	90-05	44,0	31/07/91	58,8	28/06/01	61,4	23/05/90	86,6	29/09/00	98,2	05/11/94
Nizza M.	94-05	46,0	10/06/00	47,0	10/06/00	47,0	10/06/00	60,2	01/08/02	76,4	01/08/02
Asti	00-05	25,2	08/08/04	35,8	08/08/04	61,0	29/09/00	87,4	29/09/00	94,2	29/09/00

Tableau 2 – Valeurs maxima des précipitations horaires dans les 15 derniers ans (stations automatiques d'Arpa Piemonte)

Au moyen d'une *pluie de projet* compatible par durée et intensité avec celle enregistrée (10 mm/heure pour une durée de 24 heures), on a évalué pour la zone examinée la probabilité d'amorce de glissements superficiels. A cette fin on a utilisé un modèle qui prend en considération soit l'infiltration de la pluie dans le terrain soit son influence sur la stabilité des versants (Albanese et al, sous presse).

Pour l'analyse de l'infiltration on a utilisé la méthode approchée de Green et Ampt (1911). Les conditions de base impliquées de ce modèle sont une infiltration qui se vérifie à partir de la surface du terrain par l'avance d'un front de saturation, c'est-à-dire une surface bien définie qui sépare une zone supérieure saturée d'une zone inférieure qui est encore dans les conditions initiales (figure 5). La *pluie de projet*, considérée homogènement distribuée dans l'espace, va provoquer une infiltration et la conséquente saturation d'une épaisseur de terrain superficiel (L) qui varie en fonction des caractéristiques lithologiques du terrain (conductivité hydraulique saturée K_s , succion Ψ), des conditions initiales d'humidité ($\Delta\theta$) du même et du cosinus de l'angle d'inclinaison de la pente (α). Dans la simulation on a utilisé les paramètres suivants: $K_s=10^{-6}$ m/s, $\Psi=0,3$ m, $\Delta\theta=0,05$.

Pour l'analyse de la stabilité des versants on a supposé une perte drastique de cohésion et une réduction de l'angle de friction interne du terrain dans la zone au-dessus du front de

saturation, avec des valeurs respectivement de 0,5 kN/m² et de 20° (Brizio et al, 2000). Le modèle assimile le front de saturation à la surface de glissement du terrain potentielle, afin de mettre en corrélation l'amorce des glissements superficiels avec la profondeur atteinte par le front même et donc, indirectement, avec les pluies. Les différentes profondeurs de saturation atteintes sur les versants vont influencer la stabilité du terrain superficiel en accord avec l'application de la méthode du franchissement de l'équilibre limite entre les forces motrices et celles résistantes. Le modèle de stabilité appliqué est celui d'une pente saturée en partant de la surface, placé au-dessus d'un matelas drainant: les lignes équipotentielles seront horizontales et celles de découlement verticales (figure 6). Le facteur de sécurité (F) sera calculé par:

$$F = \frac{f\gamma_s h \cdot \cos\alpha \cdot \cos\alpha + c}{\gamma_s h \cdot \cos\alpha \cdot \sin\alpha}$$

Le modèle a été appliqué en maintenant constantes les caractéristiques lithologiques du terrain et en variant la pente des versants.

En utilisant un SIG et un modèle numérique du terrain, avec une précision de 50 m, on a calculé le facteur de sécurité pour toute la zone considérée. Ensuite, on a mis en évidence les zones où on a relevé une condition d'instabilité (figure 7).

Afin de déterminer la probabilité que ces désastres se vérifient, on a évalué les temps de retour des pluies de projet dans la zone examinée, en appliquant le modèle probabiliste généralisé de la valeur extrême (GEV); cette méthodologie, qui se base sur l'analyse statistique avec une approche régionale, prenant en compte les paramètres statistiques cités dans la littérature (De Michele et Rosso, 2000). Suivant l'interpolation des données fournies par chaque station on a réalisé une carte des temps de retour des pluies de durée de 24 h et d'intensité de 10 mm/h (figure 8).

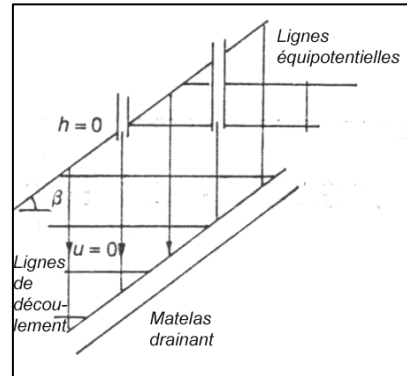
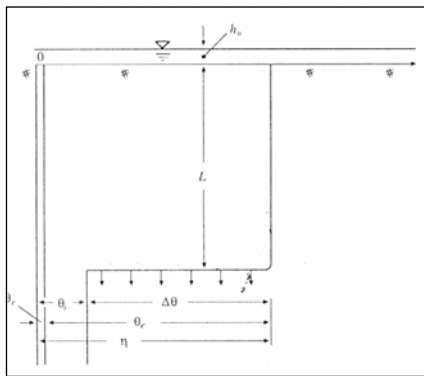


Figure 5 (à gauche) – Modèle d'infiltration de Green et Ampt

Figure 6 (à droite) – Schéma graphique pour l'analyse de la pente infinie dans le cas d'un versant saturé sur un matelas drainant (Sutton, 1993)

Conclusion

L'étude climatologique de la zone examinée a mis en relief les paramètres climatiques typiques du terroir du Barbera d'Asti. Dans ce terroir renommé ont été considérés les risques géomorphologiques liés aux pluies de forte intensité, parmi lesquels en particulier les glissements superficiels. Le modèle utilisé dans cette étude a mis en relation tout phénomène pluvieux, caractérisé par des paramètres de durée et intensité, avec l'infiltration dans le terrain superficiel. Ce mécanisme a été mis en corrélation avec l'amorce des glissements superficiels au moyen de l'avance d'un front de saturation. Les résultats sont concluants avec les seuils d'amorce observés au cours de l'alluvion qui a affecté la zone considérée en septembre 1993. Le modèle a permis la réalisation d'une carte des conditions de stabilité des versants affectés

par un phénomène pluvieux particulier. L'étude des temps de retour de la pluie responsable des conditions d'instabilité dans les différents secteurs a permis d'évaluer le danger des glissements superficiels. L'introduction dans le modèle utilisé d'informations détaillées sur la typologie des terrains et l'emploi de modèles numériques du terrain (MNT) plus précis pourront améliorer la précision.

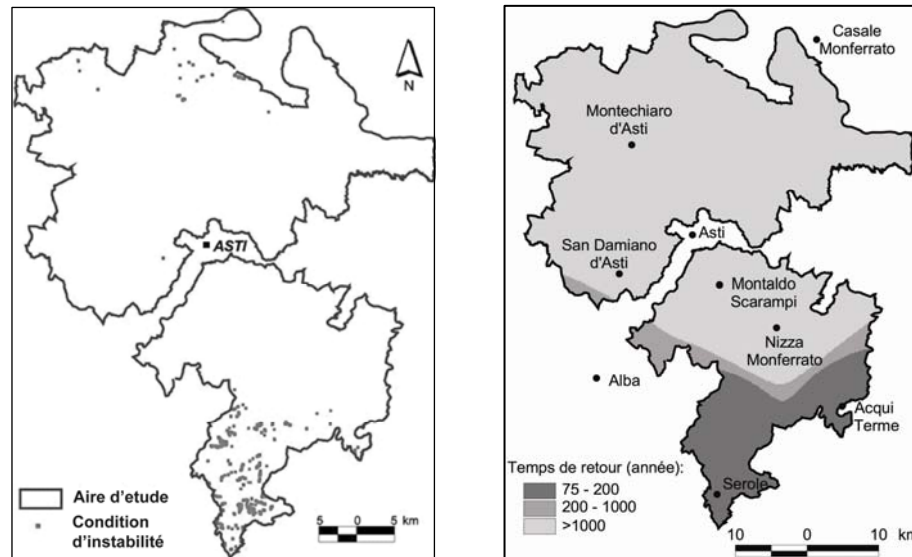


Figure 7 (à gauche) – Zones avec des conditions d'instabilité à l'intérieur de la zone considérée
 Figure 8 (à droite) – Carte des temps de retour des précipitations avec intensité 10 mm/h pour 24 heures

Bibliographie

- ALBANESE A., BOVE A., DESTEFANIS E., MASCIOCO L. (sous presse). Il pericolo geologico nei terroirs vitivinicoli delle colline piemontesi. *Atti del convegno nazionale "I paesaggi del vino."*. Perugia 18-20 aprile 2005.
- AOC Champagne, 2001. *Viticulture raisonnée*. C.I.V.C., Epernay, 208p.
- BRIZIO D., DE LUCA D.A., MASCIOCO L., TURCONI L., 2000. L'evento pluviometrico del novembre 1994 e le sue conseguenze in valle Talloria (Italia, Piemonte sud-occidentale). *Atti del Convegno Internazionale dell'Ordine Nazionale dei Geologi, "Ricerca e Applicazione sul dissesto idrogeologico: Il Territorio Fragile"*, Roma 7-10 dicembre 2000, 423-430
- CREMA G., 2003. L'acqua e la vite. *Working group on terroirs viticoles*. World in progress, BEM, 95-102
- DE MICHELE C., ROSSO R., 2000. La valutazione delle piene nell'Italia Nord-occidentale: bacino padano e Liguria tirrenica. *La valutazione delle piene in Italia. Progetto VaPi a cura di Gabriele S. e Rossi. F.*, CNR-GNDICI, Roma, 4.1-4.26
- FRATIANNI S., MOTTA L., 2003. Climatic characteristics of the grape-growing area in High Susa Valley. *Working group on terroirs viticoles*, World in progress, BEM, 109-114
- FRIBOURG G., SCARPATI C., 1989. *La dégustation. Connaître et comprendre le vin*. Suze-la-Rousse, EDISUD, 261 p.
- GREEN W.H., AMPT G.A., 1911. Studies on soil Physics. *J. Agric. Sci.*, 4, 1-24
- REGIONE PIEMONTE, CNR-IRPI Torino, 1990. *Banca Dati Geologica*. A cura del Settore Prevenzione, Rischio Geologico, Meteorologico e Sismico. 93 p.
- REGIONE PIEMONTE, 2003. *Una finestra sul Piemonte del vino*. Assessorato Ambiente, Agricoltura e Qualità. 3 Cd rom.
- REGIONE PIEMONTE, 1996. *Gli eventi alluvionali del settembre-ottobre 1993 in Piemonte*. Assessorato Ambiente, Cave e Torbiere, Energia, Pianificazione e Gestione delle Risorse Idriche, Lavori Pubblici e Tutela del Suolo. Settore per la Prevenzione del Rischio Geologico, Meteorologico e Sismico. 112 p.
- SUTTON B.H.C., 1993. *Soil Mechanics*. Longman, 267 p.

Variabilité pluvio-hydrologique et production agricole dans le bassin du Couffo au Bénin (Afrique de l'Ouest)

Ernest Amoussou¹, Lucien Marc Oyede² et Michel Boko¹

¹ Laboratoire d'Etude des Climats, des Ressources en Eau et de la Dynamique des Ecosystèmes (LECREDE) / DGAT/ FLASH
² Laboratoire de Géologie /DST/ FAST, Université d'Abomey-Calavi, Cotonou, République du Bénin
 ajernest@yahoo.fr

Résumé : Les écoulements dans le bassin versant du Couffo sont à la baisse en raison du déficit pluviométrique et de la dynamique des états de surface. L'utilisation de la méthode du bilan hydrologique et de l'indice de pluviosité, a permis d'analyser l'évolution des termes du bilan et d'étudier son impact sur l'écoulement. Les résultats révèlent que le déficit pluviométrique des années 1970 à 1990 ne permet plus un bon rendement au cours de la grande saison agricole. Cette situation a entraîné l'occupation du lit du bassin pour la pratique des cultures de décrue entre décembre et février pour répondre au besoin de la population. En réponse à ces problèmes, des mesures correctives et de gestion durable du bassin pour sa préservation ont été proposées.

Mots-clés : Bénin, bassin du Couffo, pluvio-hydrologie, mesures correctives

Abstract: The flows in the catchment area of Couffo are decreasing because of the pluviometric deficit and the dynamics of surface qualities. The use of the method of the hydrological assessment and the index of rainfall, made it possible to analyze the evolution of the terms of the assessment and to study its impact on the flow. The results reveal that the deficit pluviometric skimps years 1970 to 1990 does not allow more one good output during the great agricultural season. This situation involved the occupation of the bed of the basin for the practice of the cultures of fall between december and february to meet the need for the population. In response to these problems, corrective measures and of durable management of the basin for its safeguarding were proposed.

Keys Words: Benin, basin of Couffo, pluvio-hydrology, measurements corrective

Introduction

Le fleuve Couffo, long de 190 km, prend sa source au Togo dans les Monts Djami, à proximité de la frontière Bénino-Togolaise, près de Tchetti à 240 m d'altitude. Il draine un bassin versant de 3000 km² (figure 1) au Bénin (Le Barbé *et al.*, 1993). Le bassin versant s'étend sur deux domaines climatiques : au sud le domaine subéquatorial caractérisé par un régime bimodal et au nord le domaine subsoudanien ou tropical humide marqué par un régime unimodal.

Le fonctionnement hydrologique du bassin dépend de la variabilité climatique. Ainsi, de façon générale, la variabilité des écoulements est proportionnelle à celle de la pluie. Les déficits de ces dernières années ont entraîné un tarissement quasi complet du lit favorisant ainsi le développement de la culture de décrue (crinclin, tomate, gombo, piment et même le maïs).

I. Données et méthode de recherche

Le bassin versant du Couffo connaît des déficits pluviométrique et hydrologique depuis 1970. La détermination de ces déficits est évaluée par les formules du bilan climatique et hydrologique et par l'indice de pluviosité en utilisant les données pluviométriques et hydrologiques sur la période 1968-2000.

Le bilan climatique ($P_n = P - ETP$) exprime la différence entre le total des abats pluviométriques et la valeur de l'évapotranspiration réelle ($ETR = \alpha \cdot ETP$). Il représente le surplus disponible pour la recharge en eau du sol et pour l'écoulement (Sutcliffe et Piper, 1985 cité par Vissin, 2001). Il permet de mettre en évidence également l'évolution du climat à travers les apports pluvieux et les pertes par évaporation.

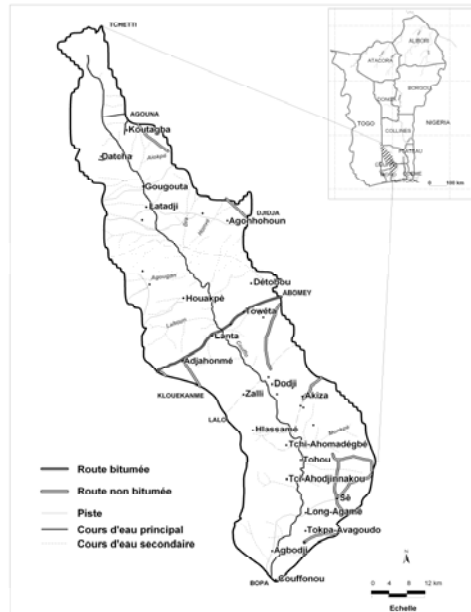


Figure 1 – Localisation du bassin versant du fleuve Couffo

Quand au bilan hydrologique, il est utilisé pour analyser les modes de répartition sur le bassin. La formule utilisée pour cette étude est celle de Le Barbé *et al.*, (1993) et s'écrit : $P = E + L + I + (S_1 - S_0)$ Avec : P = pluie, en mm E = évaporation, en mm L = écoulement, en mm, I = infiltration, en mm ; $S_1 - S_0$ = variation du stock d'eau présent dans le bassin, en mm pendant une période donnée.

L'indice de pluviosité (I_p) qui est le rapport de la hauteur de précipitation annuelle (P_i) et de la hauteur moyenne annuelle de précipitation (P_m), est utilisé pour évaluer les années humides et les années sèches. La formule est: $I_p = P_i/P_m$. Ainsi, une année est qualifiée d'humide si ce rapport est supérieur à 1 et de sèche s'il est inférieur à 1.

L'observation sur le terrain et les entretiens ont été utilisés pour identifier les pratiques culturelles développées par les populations du bassin versant du Couffo.

2. Résultats

Il s'agit d'analyser l'impact de la variabilité pluviométrique sur le cycle hydrologique et les ressources en eau. Cette étude permet de mettre en parallèle les résultats de l'analyse de la variabilité climatique avec des données de sol et végétation.

2.1. Tendances pluviométriques dans le bassin

L'évolution des indices pluviométriques est présentée à la figure 2. Elle montre que les déficits pluviométriques dans les années 1977, 1983 et 1992 sont importants. Mais depuis 1990, une légère reprise de la pluviométrie se traduit par une anomalie plus ou moins positive de 1990 à 2000.

La figure 3 quant à elle, permet d'appréhender l'évolution mensuelle des bilans climatiques dans le bassin versant du Couffo. Ce bilan traduit le rythme des excédents et des déficits mensuels en eau dans le bassin.

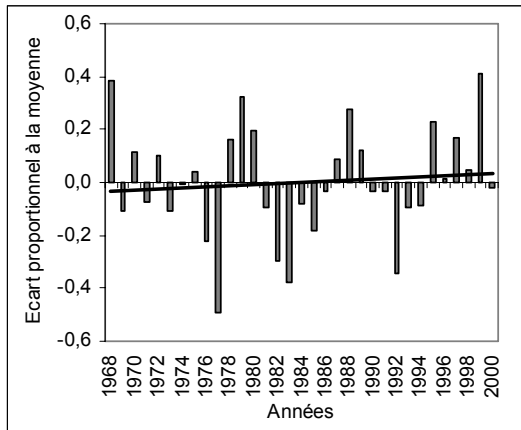


Figure 2 – Ecart de proportionnalité à la moyenne des indices de pluviosité

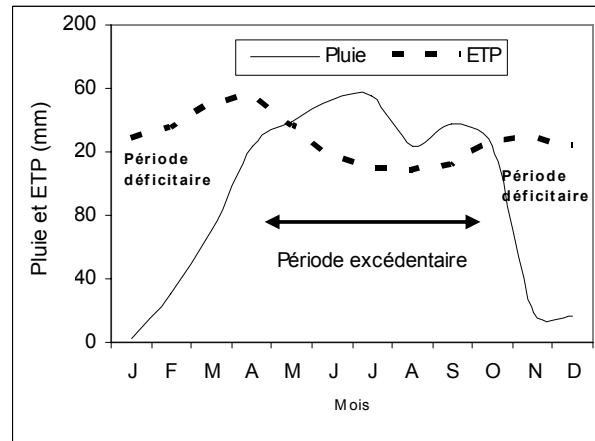


Figure 3 – Bilan climatique dans le bassin versant du Couffo (période 1968-2000)

Sur la période 1970-1990, le bilan climatique a été en général très déficitaire au Bénin (Boko, 1988) et en particulier dans le bassin versant du Couffo avec des anomalies négatives (figure 2). L'analyse à l'échelle mensuelle du bilan climatique montre que les déficits se produisent naturellement pendant les mois de très faible pluviométrie (novembre en avril). Mais les déficits les plus sévères sont observés de décembre en mars (figure 3). Ces périodes correspondent à la culture de décrue dans le bassin sédimentaire du fleuve.

Ce déficit climatique a eu des impacts sur la disponibilité en eau de tout le bassin (figure 4). Ce qui explique le développement d'autres activités agricoles (élevage, fabrication du charbon) par les populations riveraines du bassin versant du Couffo.

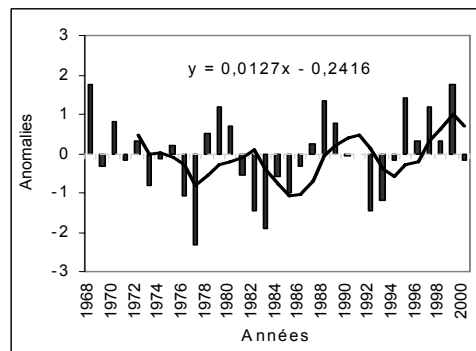


Figure 4 – Variabilité de la disponibilité en eau dans le premier horizon du sol dans le bassin versant du Couffo

En somme, le bilan climatique est nul sur l'ensemble du bassin. Ce qui semble être la cause de la non disponibilité de l'eau dans les horizons du sol du bassin versant. Les travaux de Ardoin-Bardin (2004) confirment une telle situation, en ce sens que l'amenuisement considérable des ressources en eau souterraine est dû à la forte ampleur de la sécheresse et de la baisse des écoulements qui induit un dynamisme du bilan hydrologique dans le bassin du Couffo.

2.2. Variabilité des écoulements de surface dans le bassin du fleuve Couffo

La diminution pluviométrique amorcée depuis 1970, induit une baisse des écoulements trois fois plus importante dans le bassin de drainage du fleuve Couffo (Amoussou, 2005). Les figures 5 et 6 présentent des écarts centrés réduits des débits moyens annuels et l'hydraulicité du bassin du Couffo. En dehors des plus forts débits annuels ($266,49 \text{ m}^3/\text{s}$; $105,31 \text{ m}^3/\text{s}$ et $164 \text{ m}^3/\text{s}$) résultant des fortes précipitations tombées respectivement dans les années 1968, 1995 et 1999, on observe de grands déficits d'écoulement entre la période de 1971 et 1990.

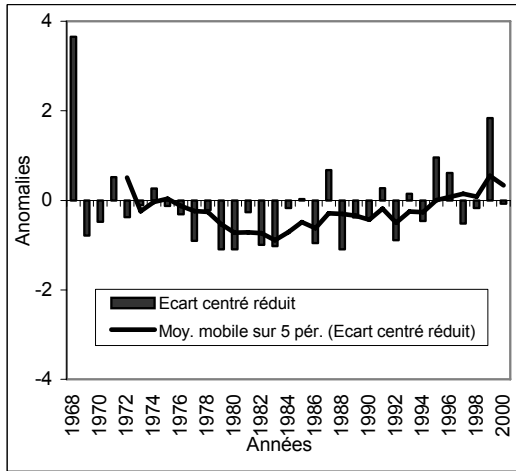


Figure 5 – Variabilité interannuelle du débit dans le bassin du fleuve Couffo à Lanta

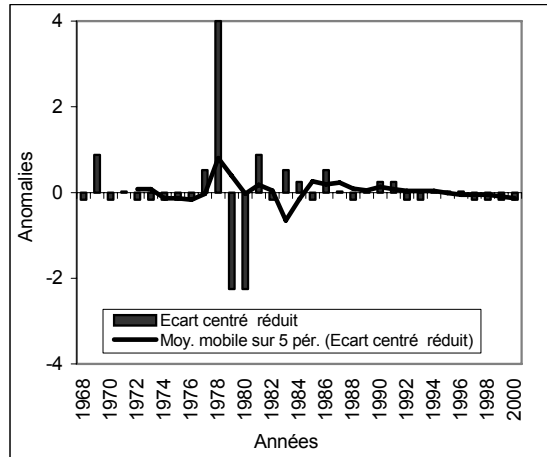


Figure 6 – Variabilité de l'hydraulicité dans le bassin du fleuve Couffo à Lanta

Cette baisse de l'écoulement dans le bassin est très sensible et remarquable dans les affluents du Couffo et surtout dans le lac Ahémé qu'il alimente.

La variabilité hydrologique se traduit, entre autres par la présence d'années sèches et humides. Ainsi, au nord du bassin, la grande étendue des terrains imperméables et les fortes pentes favorisent en années humides des phénomènes de ruissellement intense et, en année déficitaires, des tarissements importants (photo 1).



Amoussou, février, 2005



Amoussou, février, 2005

Photo 1 – Assèchement du lit du fleuve Couffo à Gougouta dans la région d'Agouna

Les crues s'observent à partir de juin-juillet et en septembre et elles sont induites par l'influence prépondérante du régime pluviométrique subsoudanien (figure 7). A Lon-Agonmè, par exemple, les crues s'élèvent jusqu'à une hauteur de 8 à 9 m. L'eau sort du lit de 50 à 200 m voire 300 m, selon l'importance des crues d'après 75 % des population enquêtées.

A l'échelle du bassin versant, l'analyse des crues met en évidence la forte capacité d'infiltration du lit. Ces crues diffèrent d'une année à l'autre et participent à la destruction des champs, des couverts végétaux et des infrastructures socio-économiques des riverains. Cependant, ces dégâts ont été amoindris ces dernières années car les crues du Mono ne remontent plus au Couffo du fait du barrage de Nangbéto. Ceci bloque d'ailleurs le cycle hydrologique régulier du complexe Mono-Ahémé-Couffo.

Le déficit en eau pluviale (6,31 %) enregistré dans le bassin versant entraîne le déficit d'écoulement de 20,39 % entre les deux périodes (Amoussou, 2005) et facilitant ainsi la production agricole dans le bassin versant.

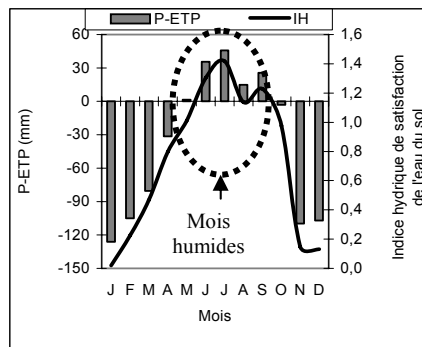


Figure 7 – Variation mensuelle de la disponibilité de l'eau du sol (10 à 30 cm)

2.3. Production agricole dans le lit du bassin versant

Le lit du bassin est sec par endroits pendant l'été surtout dans le domaine subsoudanien (photo 1 *supra*). Dans le domaine subéquatorial, le lit ne tarit pas totalement du fait de la nature sédimentaire du bassin qui a la propriété de recharger la nappe à partir des réserves stockées au cours de la période pluvieuse. Pendant cette période, allant de novembre à mars, l'eau du bassin sert à la consommation, à la lessive, au ménage, à la vaisselle. Le haut du bassin est utilisé pour les cultures en saison agricole et surtout pour la production des palmiers à huile comme le montre la photo 2

De même pendant l'été, la population développe la production agricole dans le lit du fleuve Couffo pour compléter celle des grandes saisons agricoles. La photo 3 montre des champs de cultures maraîchères de décrue à Lon-Agonmè. Les cultures pratiquées sont : la tomate, le piment, le crincrin, le gombo et même le maïs dans la plaine inondable du bassin (photo 4). Cette production était auparavant surtout réservée aux femmes. Mais actuellement, vu l'ampleur des déficits hydrologiques et de l'insécurité alimentaire, les ménages envahissent le lit du bassin sédimentaire pour sa mise en valeur.



Amoussou, Février, 2005



Amoussou, Février, 2005



Amoussou, janvier, 2006

Photo 2 – Production du palmier à huile sur le haut versant du bassin du Couffo à Lon-Agonmè

Photo 3 - Cultures maraîchères de décrue sur le versant de décrue sur le versant proche du lit à Lon-Agonmè

Photo 4 – Production du maïs dans le fond du lit du fleuve à Tchi-Ahomadégbé

Les pratiques culturelles en développement (culture de décrue, aménagement du lit des cours d'eau en période d'été, etc.) constituent les réponses endogènes aux nouvelles données climatiques (irrégularité des pluies, élévation du pouvoir évaporant de l'air, diminution de

l'humidité au cours de la grande saison agricole, etc.). Par conséquent, le fanatisme climatique auquel est soumis le secteur agricole au Bénin et en particulier le bassin du Couffo sera converti dans l'optique d'un développement agricole fondé sur la pratique de l'agriculture de contre saison (Totin, 2005) sur les berges du fleuve.

Conclusion

Sur l'ensemble du bassin versant, l'impact de la péjoration pluviométrique induit trois fois le déficit hydrologique. Cette diminution pluviométrique entraîne au cours des grandes saisons agricoles une baisse des rendements. Cette situation a entraîné le développement des cultures de décrue afin d'assurer la sécurité alimentaire ; ce qui a accentué l'occupation humaine du bassin notamment dans le domaine subéquatorial. Mais cette occupation a engendré une dégradation du bassin. Ainsi, il est nécessaire d'augmenter la perméabilité du sol, par une rotation des cultures ayant des systèmes racinaires pivotantes, d'éviter autant que possible l'occupation du versant immédiat des berges à des fins agricoles et de créer des obstacles au ruissellement à partir des labours isohypses, de la mise en place des rideaux de vétiver et de fascine.

Bibliographie

- ADAM K. S. ET BOKO M., 1993. *Le Bénin*, Ed. du Flamboyant- Edicef Cotonou; 2^e édition, 93 p.
- AMOUSSOU E., 2005. *Variabilité hydroclimatique et dynamique des états de surface dans le bassin versant du Couffo*. Mémoire de DEA, FLASH/ Univ. d'Abomey-Calavi, 105 p.
- BOKO M., 1988: *Climats et communautés rurales du Bénin : rythmes climatiques et rythmes de développement*. Thèse d'état ès-lettres. Uni. de Bourgogne. 2 tomes. 608 p.
- ARDOIN-BARDIN S., 2004: *Variabilité hydroclimatique et impacts sur les ressources en eau de grands bassins hydrographiques en zone Soudano-sahélienne*. Thèse de Doctorat, Université de Montpellier II, 440 p.
- LE BARBE L., ALE G., MILLET B., TEXIER H., BOREL Y. ET GUALDE R., 1993 : *Les ressources en eaux superficielles de la République du Bénin*. Edition ORSTOM; 540 p.
- MAHE G. ET OLIVRY J.C., 1995 : *Variations des précipitations et des écoulements en Afrique de l'Ouest et Centrale de 1951 à 1989*. Rev. Sécheresse 6(1), pp 109-117.
- OUEDRAOGO M., 2001: *Contribution à l'étude de l'impact de la variabilité climatique sur les ressources en eau en Afrique de l'Ouest. Analyse des conséquences d'une sécheresse persistante : normes hydrologiques et modélisation régionale*. Thèse, Université de Montpellier II, 257 p.
- VISSIN E. W., 2001: *Contribution à l'étude de la variabilité des précipitations et des écoulements dans le bassin béninois du fleuve Niger*. Mémoire de DEA ; Université de Bourgogne, Dijon, 52 p.
- TOTIN V. S. H., 2005 : *Tendances hydroclimatiques et scénarios de gestion des ressources en eau sur les plateaux du Sud-Bénin*. Mémoire de DEA, FLASH/ Univ. d'Abomey-Calavi, 83 p.
- WESSELINK A. J., ORANGE D., FEIZOURE C.T., ET RANDRIAMIARISOA, 1995 : *Les régimes hydroclimatiques et hydrologiques d'un bassin versant de type tropical humide : l'Oubangui (République Centrafricaine)*. In «L'hydrologie tropicale : géoscience et outil pour le développement ». IAHS Publ, n° 238, pp 179- 194.
- ZANNOU J., 1989 : *Dynamique du milieu naturel : Cas du secteur Avakpa/Long- Agonme sur le versant occidental du plateau d'Allada*. Mémoire de maîtrise, DGAT/ FLASH/ UNB, 94 p. + annexes.

Le rôle des précipitations atmosphériques dans la dépollution de l'atmosphère d'une aire urbaine

Liviu Apostol

Faculté de Géographie et Géologie, Université "Al. I. Cuza", Iași, Roumanie
apostolliv@yahoo.com

***Résumé.** Le rôle purificateur des précipitations atmosphériques sur l'atmosphère est unanimement accepté, mais la littérature manque d'indices quantitatifs du phénomène. On a établi la distribution du niveau de pollution de l'air dans la ville de Piatra Neamț et sur sa région périurbaine en fonction de la présence et les caractéristiques des précipitations, pour une période de 3 années et l'efficacité du lavage des polluants atmosphériques dans les conditions de calme atmosphérique près des sources d'émission et sur le territoire.*

Mots-clés: précipitations atmosphériques, la dépollution de l'atmosphère.

***Abstract:** The purifying role of the atmospheric precipitations over atmosphere is unanimously accepted, but literature lacks the quantitative indices of the phenomenon. There was established the distribution of the air pollution level in the Piatra Neamț town and its periurban area, depending on the presence and characteristics of the precipitations, for a 3 years period and the efficiency of atmospheric novae washing in conditions of atmospheric calm at the emission sources and in the territory.*

Key Words: atmospheric precipitations, atmosphere de-pollution.

Introduction

Les facteurs météorologiques et climatiques, assurent le transport, la dispersion ou la stagnation des polluants, ainsi que leur temps de résidence dans l'atmosphère, en fonction de leur propriétés physico-chimiques, portant finalement à l'auto purification de l'atmosphère. Selon Willet, la pluie nettoie les gaz et la neige nettoie les particules solides, et selon Haagen-Smit, les précipitations nettoient seulement les particules qui ont un diamètre plus grand de 2 μ (selon Barnea, Ursu, 1974). Le plus souvent, l'atmosphère est acide et les précipitations absorbent les gaz et forment à travers l'hydrolyse des acides qui réagissent au niveau du sol en produisant des sels. La ville de Piatra Neamț est située au débouché de la rivière Bistrița des Carpates Orientales. Les principales sources de pollution sont la plate-forme chimique de Roznov-Săvinești située à 5 kilomètres de l'extrémité Est de la ville, des fabriques de cellulose et papier au sud de la zone intra-muros, le trafic auto, etc.

I. Méthodologie de travail

Le réseau utilisé a comporté 13 points de récolte continue des polluants atmosphériques, 10 postes météorologiques et une station météorologique. Pour une meilleure stabilité des résultats, on a pris en considération la moyenne de 4 polluants atmosphériques génériques fréquemment présents dans l'air des villes: dioxyde d'azote, dioxyde de soufre, ammoniac et chlore total, récoltés en continuité, séparément pour la journée et la nuit. La période analysée a été représentative du point de vue des précipitations atmosphériques. Ainsi, si à Piatra Neamț, des précipitations se produisent en moyenne dans 39 % des jours de l'année, 32 % des jours et des nuits analysés ont présenté des précipitations, et la moyenne pour les trois années a été de 561 mm, alors que la moyenne multi annuelle pour l'intervalle 1896-2000 a été 624 mm. Les valeurs du cumul des polluants mentionnés ont été rapportées à la valeur minimale de ce cumul (dioxyde d'azote, dioxyde de soufre, ammoniac et chlore total), 0,042 mg/m³, enregistrée sur le territoire, celle du poste de récolte no. 13, pendant les intervalles avec précipitations et calme atmosphérique, valeur considérée 1.

2. Discussion

Les concentrations moyennes pendant les périodes sans précipitations, ont enregistré des valeurs élevées pour la partie Est de la ville et très élevées près la plate-forme industrielle Roznov-Săvinești, et surtout dans la région au sud-est de la plate-forme, grâce à la prédominance des brises de montagne de la direction nord-ouest (figure 1). Si on compare tout le territoire, les concentrations moyennes ont été inférieures de 33 % pendant les périodes avec précipitations (figure 2).

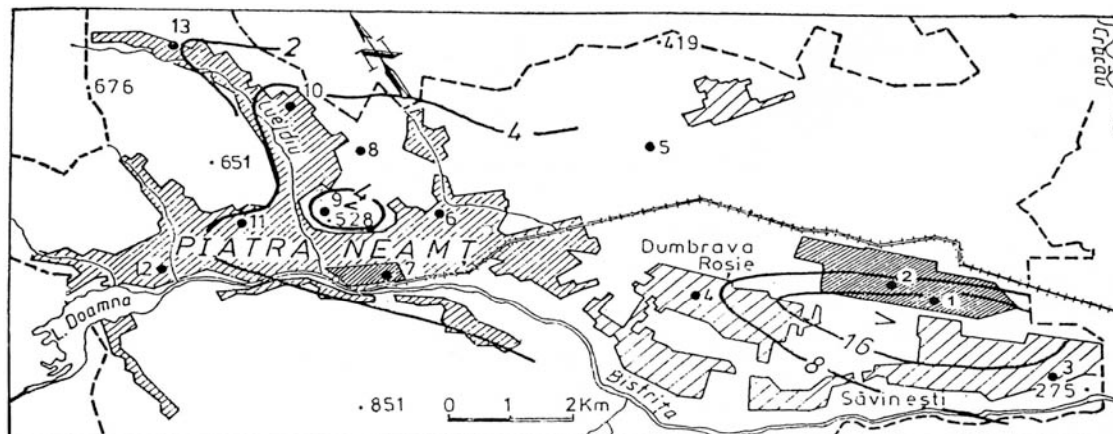


Figure 1 – La distribution des concentrations moyennes cumulées de NO_2 , SO_2 , NH_3 , et Cl_2 pendant les intervalles sans précipitations.

Dans les figures 1, 2, 3 et 4, les valeurs du cumul des polluants ont été rapportées à la valeur minimale de ce cumul (dioxyde d'azote, dioxyde de soufre, ammoniac et chlore total), $0,042 \text{ mg/m}^3$, enregistrée sur le territoire, celle du poste de récolte no. 13, pendant les intervalles avec précipitations et calme atmosphérique, valeur considérée 1.

Légende (figure 1-5): ● point de récolte des polluants et mesures météorologiques;
 ///// plateformes industrielles; // // // région urbaine; / / / / localités rurales.

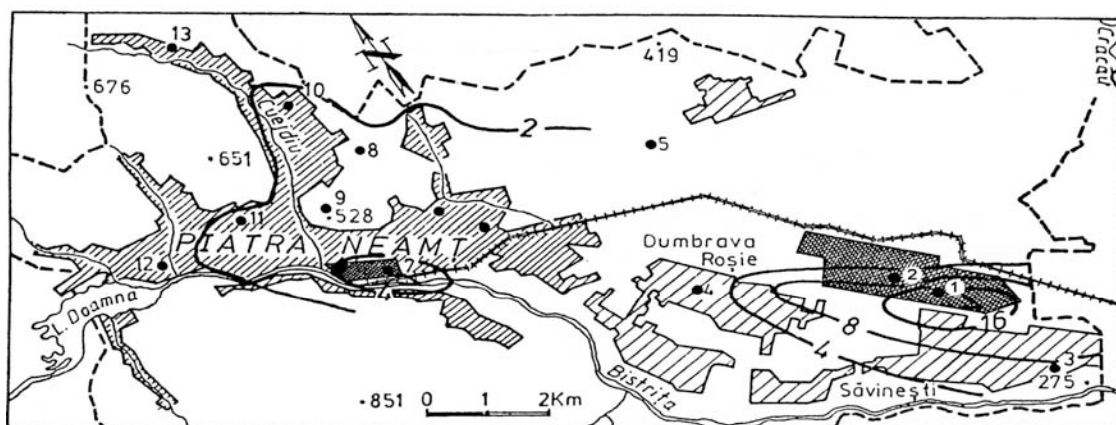


Figure 2. La distribution des concentrations moyennes cumulées de NO_2 , SO_2 , NH_3 , et Cl_2 pendant les intervalles avec précipitations.

Puisque la fréquence de directions et la vitesse moyenne du vent ont été différentes pendant les intervalles avec précipitations, en comparaison avec ceux sans des précipitations, on n'a pas pu mettre correctement en évidence le rôle dépolluant des précipitations. On a du analyser les moyennes des intervalles sans précipitations en comparaison avec celles des intervalles avec précipitations, seulement pour les situations de calme atmosphérique (figure 3 et 4). En comparaison avec les situations sans précipitations, pendant les situations avec précipitations

et avec calme atmosphériques, les concentrations sont plus groupées autour des sources, et tout près de la plateforme Roznov - Savinești elles sont réduites à la moitié. Et cela parce que ici l'évacuation des polluants se fait surtout à travers des tuyaux de cheminée très hauts et les émissions ne sont plus portées au sol par le vent.

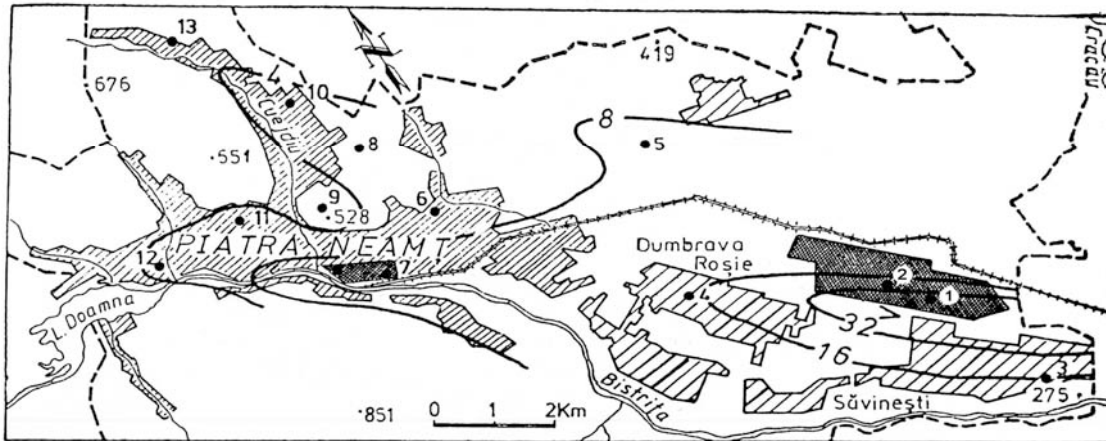


Figure 3. La distribution des concentrations moyennes cumulées de NO_2 , SO_2 , NH_3 , et Cl_2 pendant les intervalles sans précipitations et calme atmosphérique.

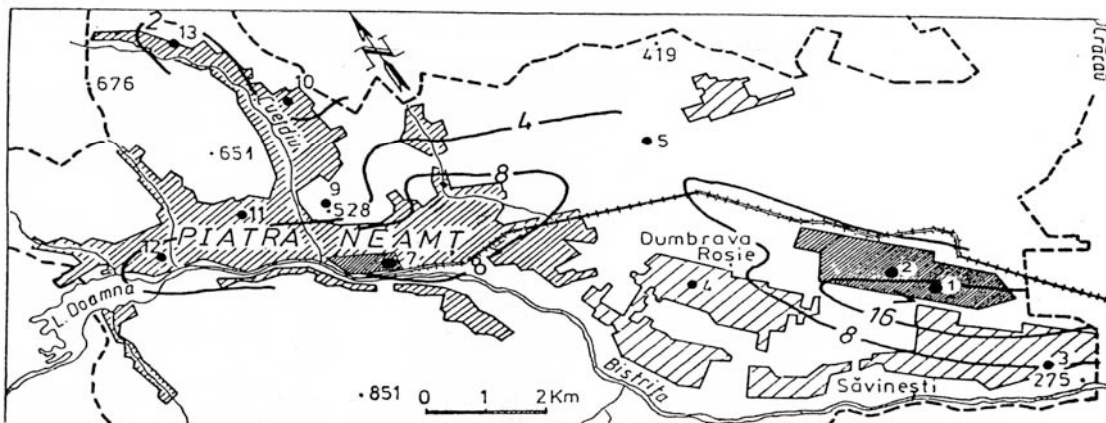


Figure 4. La distribution des concentrations moyennes cumulées de NO_2 , SO_2 , NH_3 , et Cl_2 pendant les intervalles avec précipitations et calme atmosphérique.

Pendant les intervalles avec précipitations et calme atmosphérique, comparativement aux autres périodes avec précipitations on a constaté la conservation constante des valeurs dans la région des sources, mais des valeurs réduites presque à la moitié dans le territoire. Quand il pleut et par calme atmosphérique, les moyennes des concentrations des polluants atmosphériques sont inférieures de 42 % par comparaison à celles des intervalles de calme atmosphérique, mais sans précipitations. Dans les situations de calme atmosphérique l'efficacité du nettoyage de l'atmosphère s'est élevée de 30 % sur les plateformes industrielles, à 60 % à une distance de 4 km des sources principales dans les régions rurales et 3 km dans les régions urbaines (car ici s'ajoutent des nombreuses émissions des sources secondaires).

La dépollution de l'atmosphère s'est produite différemment dans le territoire et dans les plateformes industrielles qui émettent des polluants atmosphériques (les points 1, 2 et 7). Sur les plateformes, avec des concentrations élevées, le nettoyage des polluants par les précipitations est très efficace. Seules les précipitations avec des quantités ≥ 3 mm ont une

efficacité plus grande, elles nettoient 73 % des polluants présents dans l'atmosphère sur le territoire urbain et périurbain, et 85 % sur les plateformes industrielles; l'atmosphère reste également propre durant au moins 12 heures après la fin des précipitations. Mais les précipitations les plus efficaces sont celles de longue durée, même avec de faibles quantités d'eau, ainsi que les pluies ayant des durées et des quantités plus basses, si elles se sont succédées à des intervalles de moins de 12 heures (figure 5).

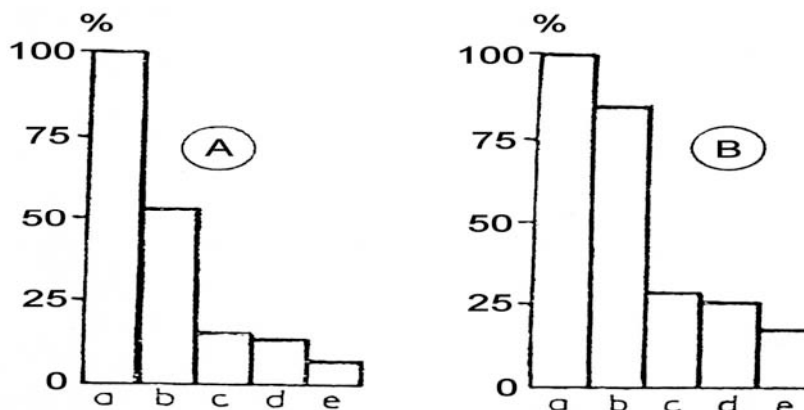


Figure 5 – Les concentrations moyennes des polluants de l'atmosphère en fonction des caractéristiques des précipitations atmosphériques. A, dans les sources d'émissions; B, dans le territoire. a, dans les intervalles sans précipitations; b, dans les intervalles avec précipitations; c, dans les intervalles avec précipitations ≥ 3 mm ; d, dans le premier intervalle après 3 intervalles avec précipitations.

Conclusion

La bonne représentativité des résultats provient de l'utilisation d'une longue période de temps d'analyse, avec un grand réseau de postes de mesures pluviométriques et de vent, dans la situation d'une période précédente pendant laquelle les concentrations des polluants étaient significatives, pour que les phénomènes puissent être décelés. Pendant la dernière période, dans la région étudiée, des diminutions massives du volume de la production industrielle se sont produites, des changements de structure sont intervenus, et on a pris des mesures de protection de l'environnement, si bien que le niveau de la pollution atmosphérique a diminué de 75 %, par rapport à la valeur initiale.

Bibliographie

- APOSTOL L, 1987. Considerații privind rolul precipitațiilor în depoluarea atmosferei într-un areal urban. *Studii și Cercetări de Geologie, Geofizică și Geografie, ser. Geogr.*, t. XXXIV, Edit. Academiei, București, 31-39.
- BARNEA M, URSU P, 1974. *Pollution et protection de l'atmosphère*, Edit. Tehn., București, Edit. Eyrolles, Paris, 424 p.
- BIBBERO R. J, YOUNG I. G, 1974. *Systems approach to air pollution control*, J. Wiley, New York, 456 p.

Etude de l'impact des précipitations sur les rendements de soja au Mato Grosso (Brésil)

Damien Arvor, Vincent Dubreuil

COSTEL UMR 6554 CNRS – LETG, Université Rennes 2,
damien.arvor@uhb.fr, vincent.dubreuil@uhb.fr

Résumé : Depuis plus de 30 ans, la culture du soja s'est imposée au Brésil et notamment au Mato Grosso qui est aujourd'hui le premier Etat producteur du pays. L'importance économique de cette culture n'a cessé de s'accroître et il devient aujourd'hui primordial d'en maîtriser au mieux tous les facteurs pouvant influencer sur les rendements et notamment le climat tropical caractérisé par des précipitations convectives très localisées. Cette variabilité spatiale des précipitations joue un rôle très important pour les « sojiculteurs » (Bertrand et al., 2004) puisqu'elle influe directement sur la croissance des plantes et sur les pratiques culturales. Nos travaux montrent qu'il est illusoire de vouloir trouver une relation linéaire simple entre les rendements d'une culture et une seule variable climatique, les données généralement accessibles étant trop agrégées dans le cas des productions (à l'échelle de la commune) ou non représentatives dans le cas des relevés pluviométriques (guère plus d'une ou deux stations climatiques par commune), sans parler de la fiabilité des données qui peut également être sujette à caution.

Mots-clés : Soja, Mato Grosso, précipitations, rendements

Abstract: For more than 30 years, the soybean cultivation has expanded in Brazil and especially in the State of Mato Grosso, which is nowadays the first Brazilian producer. The soybean's business has then become very important for the national and local economy. Thus, it is essential to control all factors that could affect the soybean's yields, from which the more critical is the tropical climate characterised by localized convective rainfalls. This spatial variability plays an important role for the farmers as it influences the soybean growth and the cultural techniques. Our work explains that it is illusory to find a simple linear relation between yields and rainfalls because the collected yield data are generally at a regional scale whereas the climatic data are non-representative at this scale, and their reliability could also be discussed.

Key Words: Soybean, Mato Grosso, rainfalls, yields

Introduction

Si le Brésil est aujourd'hui le premier producteur de soja au monde, il le doit en grande partie à l'ouverture de nouvelles terres en Amazonie Légale et plus particulièrement dans l'Etat du Mato Grosso (5,3 millions d'hectares cultivés au Mato Grosso en 2004 sur les 21,6 millions cultivés au Brésil, IBGE). Le marché du soja représente 10 milliards de dollars d'excédent commercial pour le Brésil en 2004 (soit environ 10 % de la contribution en devises essentielle pour la balance des paiements). A l'échelle du Mato Grosso, le soja est le premier produit d'exportation et a rapporté 872 millions de dollars sur les 4 premiers mois de 2005 (A Gazeta, 19/05/2005). Une telle « avancée fulgurante » (Bertrand, 2003) soulève bien sûr de nombreuses interrogations concernant la durabilité de cette quasi-monoculture. En effet, elle soulève de nombreuses interrogations à la fois d'un point de vue environnemental que d'un point de vue économique. Elle se situe en fait au centre d'interactions complexes entre un environnement tropical riche et une société pionnière qui essaie d'en profiter au maximum malgré les fortes contraintes fixées par le caractère imprévisible de ce milieu naturel. Ainsi, si le climat tropical du Mato Grosso est un vecteur important ayant permis l'expansion du soja dans la région, il représente aujourd'hui un véritable casse-tête pour les agriculteurs dans la mesure où la variabilité spatio-temporelle des précipitations peut entraîner des pertes de rendements conséquentes, et par la même des déficits économiques énormes. Par exemple, de fortes pluies dans le nord de l'Etat lors de la période de récolte ont entraîné des pertes de 20 à 30 % (16,6 millions de sacs de 60 kg) et un manque à gagner de 433 millions de reais en 2005 (Diario de Cuiaba, 22/03/05). En 2006 encore, le climat joue un rôle important sur les

rendements dans la mesure où une période de sécheresse (veranico) est intervenue au mois de janvier et a freiné le bon développement des cultures.

Partant de ce constat, l'objectif de cette étude est d'analyser la relation entre les précipitations et les rendements dans les deux régions Mato Grossense les plus productrices situées dans la Chapada dos Parecis et le long de la route BR163 reliant Cuiaba à Santarem, soit une aire de plus de 150 000 km². Pour cela, le climat du Mato Grosso sera présenté dans une première partie et sera mis en relation avec les exigences naturelles de la plante soja. Il s'agira ensuite de ressortir une éventuelle relation entre les données de précipitations et de rendements collectées.

I. Le climat et la culture du soja au Mato Grosso

D'un point de vue climatique, le nord du Mato Grosso marque la transition progressive entre le climat équatorial amazonien et le climat tropical, transition climatique qui peut être mise en relation avec la transition entre forêt et cerrado (Dubreuil *et al.*, 2004). Toutefois, en ce qui concerne plus précisément notre zone d'étude, le climat est exclusivement tropical. Les températures sont toujours élevées (entre 22 et 26°C en moyenne) et la pluviométrie représente alors le facteur principal permettant de caractériser le climat. Celle-ci est largement liée à la durée de la saison sèche qui évolue selon un gradient nord-sud entre 3 et 5 mois centrés sur juillet et août. En conséquence, alors que l'on atteint régulièrement les 2500 mm par an au nord du Mato Grosso, les précipitations au sud oscillent autour de 1000 mm. Ces précipitations sont centrées sur les mois de janvier et février.

Ce rythme pluviométrique basé sur deux saisons clairement définies s'explique par des circulations atmosphériques à échelle globale et notamment par la position de la ZCIT, dont le déplacement jusqu'au sud de l'Amazonie durant l'été austral constitue la principale explication de la saison pluvieuse au Mato Grosso. Cette saison pluvieuse est accentuée par la présence à la même époque de la ZCAS (Zone de Convergence de l'Atlantique Sud) reliant l'Atlantique sud au sud de l'Amazonie selon un axe nord-ouest/sud-est et la ZCEC (Zone de Convergence Equatoriale continentale) présente en permanence sur l'Amazonie et entraînant toutes deux de nombreuses pluies (Durieux, 2002). Au contraire, lors de la remontée au nord de la ZCIT, celle-ci s'accompagne d'une remontée de l'anticyclone bolivien basé sur le plateau bolivien vers le sud de l'Amazonie. Cet anticyclone empêche alors les mouvements de masses d'air et notamment les ascendances et donc limite les précipitations, ce qui accentue la saison sèche durant l'hiver austral. Par ailleurs, un autre mécanisme à échelle globale est reconnu pour affecter remarquablement l'intensité des précipitations en Amazonie, c'est le phénomène El Niño (La Niña) relié à la cellule de Walker et dépendant de la température des eaux du Pacifique. Cependant, c'est bien à l'échelle locale que se crée la variabilité spatio-temporelle des précipitations au Mato Grosso car ces pluies sont reconnues comme étant principalement issues de systèmes convectifs de méso-échelle (Sette, 2000). Selon Durieux (2002), 82 % des précipitations en Amazonie sont issues de ces systèmes convectifs de méso-échelle initiés par l'évaporation des végétaux. L'intensité de ces précipitations dépend alors de la quantité de vapeur d'eau transportée et de la hauteur du nuage (jusqu'à 18 km pour les cumulo-nimbus).

Par exemple, à Novo Diamantino (petit quartier à l'entrée de Diamantino) à 150 km au nord de Cuiaba, il a été possible de récolter les données de précipitations de trois entreprises distantes de quelques kilomètres seulement (3 au maximum). Même si la qualité des pluviomètres utilisés est largement discutable, les données permettent de ressortir cette variabilité spatiale.

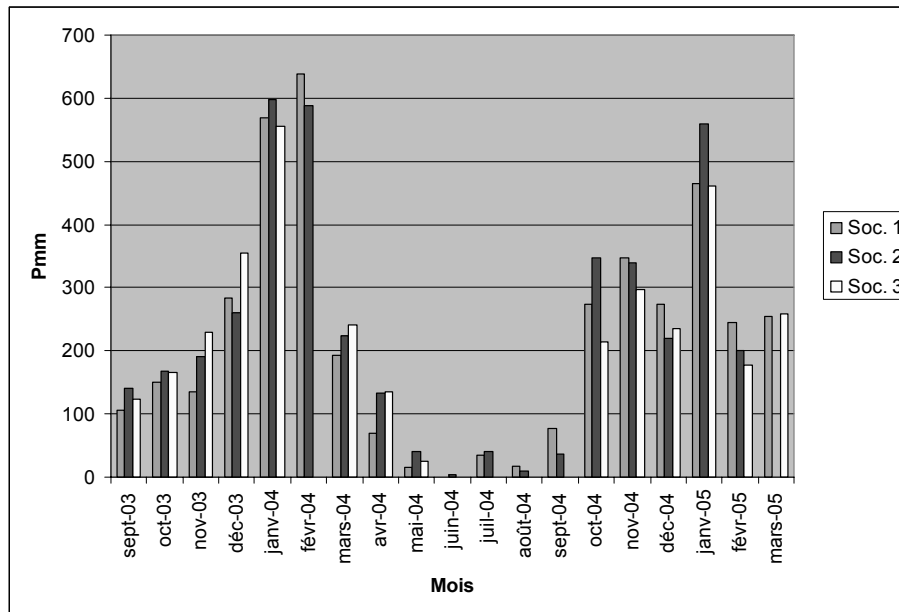


Figure 1 – Comparaison des précipitations mensuelles relevées auprès de 3 sociétés différentes de Novo Diamantino pour les récoltes 2003/2004 et 2004/2005.

On remarque d'ores et déjà que, lors de la saison pluvieuse, des variations de précipitations de plus de 50 mm peuvent être récoltées (11/03, 12/03, 01/05...) qui peuvent en partie s'expliquer par des incertitudes dues à la qualité des relevés mais également par de vraies variabilités.

De son côté, le cycle de croissance de la plante soja peut varier entre 115 et 150 jours et l'Embrapa conseille de semer entre le 20 octobre et le 10 décembre, la récolte ayant alors lieu entre janvier et mars. Lors de cette période de croissance, la nécessité totale en eau au cours du cycle varie entre 450 mm et 800 mm pour obtenir un rendement maximal (Embrapa, 2004), ce qui est presque toujours dépassé dans notre zone d'étude. Cependant, le besoin en eau varie selon le stade de développement de la plante. Ainsi, alors qu'elle ne demandera que 2,2 mm/jour en phase de germination-émergence, sa demande en eau pourra atteindre 7,4 mm/jour en phase de floraison (Rosolem, 2006). En cas de développement normal, le grain doit alors parvenir à un taux d'humidité compris entre 13 et 15 %.

2. Les pratiques culturales et les aléas climatiques

Les précipitations peuvent interférer sur la croissance du soja de manière différente selon le stade de développement. On peut ainsi souligner quelques cas particuliers classiques :

a) Pour pouvoir initier le processus de germination, la semence de soja doit disposer d'une semence de 50 % d'humidité. Ainsi, des sécheresses prolongées durant les mois de septembre, octobre ou novembre peuvent affecter considérablement les cultures. Il est même parfois nécessaire de replanter.

b) Lors de la croissance végétative, si les apports en eau sont trop abondants, les racines de soja vont croître superficiellement. Or il est considéré que la meilleure productivité est obtenue lorsque les racines descendent à une profondeur d'au moins 1,3 m (Rosolem, 2006). De plus, en cas d'occurrence d'un « veranico » prolongé en fin de croissance, la racine ne pourra plus aller puiser l'eau en profondeur ce qui portera préjudice à la récolte. C'est par exemple ce qui s'est passé à Diamantino en 2006 où certaines fazendas ont compté jusqu'à 22 jours sans pluie au mois de janvier. Un autre impact indirect des précipitations importantes à cette période est noté lorsque celles-ci interviennent en période d'application de produits

phytosanitaires. Ces applications peuvent alors être retardées et augmenter la probabilité d'infection des cultures par des maladies.

c) Enfin, lors de la maturation, des excès hydriques peuvent entraîner un taux d'humidité du grain trop élevé et ainsi affecter sa qualité. Par ailleurs, un des problèmes majeurs rencontrés par les agriculteurs est lié à des périodes très pluvieuses en phase de récolte qui peuvent tout simplement empêcher les machines agricoles de rentrer dans les champs. Il arrive ainsi parfois que la récolte n'ait même pas lieu. Ce problème est particulièrement complexe au Mato Grosso puisqu'il dépend des pluies convectives présentées au chapitre précédent et qui peuvent être très localisées. Ainsi, il peut très bien pleuvoir dans une ferme et pas dans la ferme voisine. Pour les plus grandes exploitations, il arrive qu'il pleuve dans certaines parcelles uniquement.

On remarque ainsi que le principal problème lié au climat provient de son caractère irrégulier, alternant les périodes sèches et pluvieuses. A ce sujet, il est intéressant de noter que de nombreux agriculteurs observent déjà que cette relative irrégularité est un phénomène plutôt nouveau pour eux et qui a tendance à se faire ressentir plus fortement chaque année. Il pourrait alors être intéressant de relier ce phénomène aux déboisements effectués en masse au Mato Grosso ces dernières années. Par ailleurs, notons que le climat peut également avoir un impact indirect sur les productions en favorisant le développement de maladies comme la rouille asiatique ou en abîmant les voies de communication rendant difficile l'écoulement des productions.

Dans un municipe comme Diamantino, 87 % des agriculteurs ont déjà souffert des adversités climatiques (Schreiber, 2005), ce qui les a donc poussés à considérer ce facteur avec attention lors de la planification des récoltes (selon la même source, 99 % des cultivateurs prennent le facteur climat en compte). Les principales solutions trouvées sont alors :

a) Planter aux dates recommandées selon les variétés et s'assurer de la bonne humidité du sol à l'époque du semis. Ainsi, certaines personnes attendent qu'une certaine quantité d'eau se soit déjà précipitée avant de planter (celle-ci pouvant varier entre 60 et 150 mm selon les agriculteurs).

b) L'utilisation de variétés diverses plus ou moins résistantes aux stress hydrique également encouragé et surtout le semis de variétés aux cycles de croissance différents (précoce, moyen ou long) est recommandé afin d'étaler la récolte sur plusieurs semaines et donc d'atténuer la probabilité de perdre toute une récolte à cause de conditions climatiques défavorables. Parmi les variétés utilisées, il est important de noter l'utilisation croissante de soja OGM afin de limiter les coûts de production et améliorer les rendements.

3. La relation précipitation – rendement

Afin de vérifier si il existe une relation directe entre les pluies et les rendements, les données de précipitations de 24 stations ont été relevées et comparées aux données de rendement de 1990 à 2004 pour 19 communes composant notre zone d'étude. Les données pluviométriques sont séparées en précipitations de « cycle » de octobre à février et précipitation de « récolte » de février à mars. S'il s'avère difficile de ressortir des corrélations explicites, en étudiant plus précisément certaines communes, il est possible de tirer quelques conclusions. C'est notamment le cas à Diamantino par exemple.

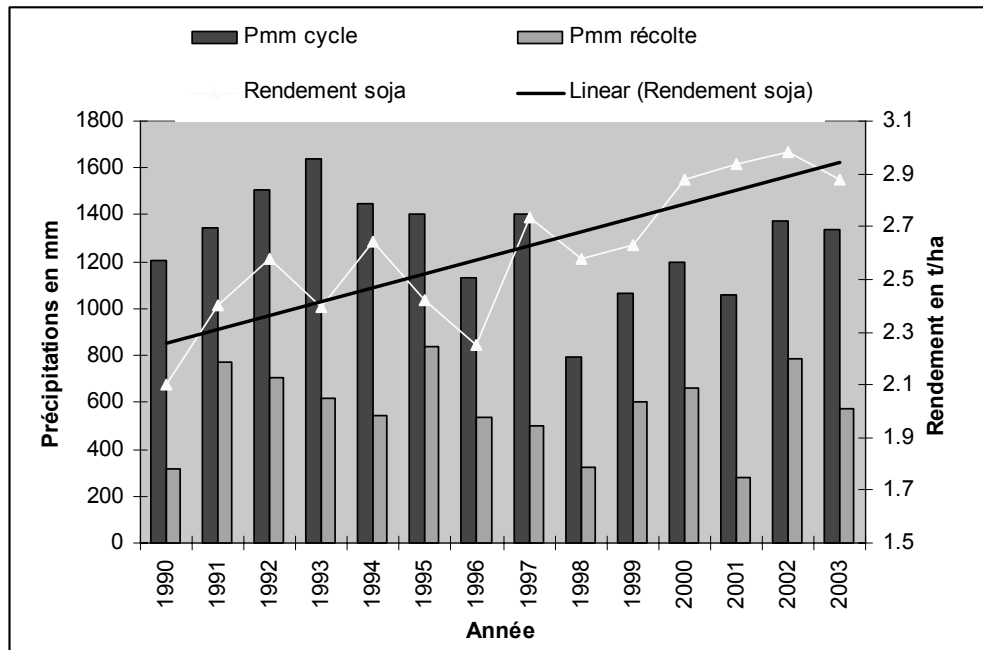


Figure 2 – Evolution du rendement du soja, des précipitations de cycle (octobre à février) et des précipitations de récolte (février-mars) entre 1990 et 2003 à Diamantino (Deciolandia)

On remarque ici quelques années pour lesquelles les rendements sont inférieurs à la tendance : 1990, 1993, 1995, 1996, 1998, 1999 et 2003. En 1990, 1995, 1996 et 2003, les baisses de rendement s'expliquent principalement par des causes autres que le climat (mauvais rendements sur toutes les communes en 1990 peut-être dues à des erreurs de la part de l'IBGE, plan real de 1994 affecte les rendements en 1995 et peut-être en 1996, rouille asiatique en 2003). Par contre les autres années, on remarque que les faibles rendements correspondent soit à des précipitations trop faibles durant le cycle de croissance de la plante (792 mm en 1998) ou à des précipitations trop élevées durant la période de récolte (619 mm en février-mars en 1993 répartis sur 27 jours et 605 mm en 1999 sur 25 jours).

Les années ayant des rendements positifs par contre correspondent plutôt à des années avec des précipitations de cycle assez fournies variant entre 1100 et 1400 mm. Il arrive que les pluies de récolte soient très élevées (supérieures à 700 mm en 1991, 1992 et 2002) et réparties sur de nombreux jours (32 jours en 1991 et 28 jours en 1992) mais n'affectent pas trop les rendements. Cela peut alors dépendre de l'intensité des pluies mais cela met surtout en avant que les rendements sont également dictés par d'autres facteurs (pratiques culturales, utilisations d'engrais, règles macro-économiques) qui ne sont ici pas pris en compte.

Conclusion

La culture du soja au Mato Grosso est aujourd'hui un des piliers de l'économie régionale et nationale. Il convient donc d'en maîtriser au mieux les facteurs influant sur les rendements. Parmi ceux-ci, les précipitations liées au climat tropical constituent un atout majeur pour la culture et également un frein de par ses variabilités spatio-temporelles. Cette étude présente donc en quoi le climat est un facteur important à la base de la croissance des plantes de soja mais est également un vecteur déterminant des pratiques culturales dans la région et donc des rendements. En effet, le calendrier agricole est fortement dépendant des précipitations. Toutefois, même si il existe un impact certain du climat sur les rendements de soja, cette recherche montre toute la complexité de ressortir une relation quantitative entre les données climatiques et les données agricoles. Cette complexité s'explique notamment par la qualité des données exploitées. Ainsi, la forte disparité spatiale des précipitations dans la région liées

aux systèmes convectifs ne permet pas de ressortir de relation directe avec les données de rendement récoltées à une échelle communale. Enfin, ces résultats prouvent que le climat n'est pas le seul facteur influent sur les rendements et qu'il conviendrait donc d'étudier d'autres variables telles que les occurrences de maladie, les technologies adaptées, la situation économique...

Bibliographie

- BERTRAND J.-P., 2003 : L'avancée fulgurante du complexe soja dans le Mato Grosso : facteurs clés et limites prévisibles, *Séminaire META2*, Brasilia, 22 p.
- CALVIÑO P.A., SADRAS V.O., 1999: Interannual variation in soybean yield: interaction among rainfall, soil depth and crop management, *Field Crops Research*, **63**, 237-246
- DUBREUIL V., JALLET A., RONCHAIL J., MAITELLI G., 2004 : Estimation des précipitations par télédétection au Mato Grosso (Brésil), *Annales de l'Association Internationale de Climatologie*, **1**, 133-156.
- DURIEUX L., 2002 : *Etude des relations entre les caractéristiques géographiques de la surface et les nuages convectifs dans la région de l'arc de déforestation en Amazonie*, Thèse de Doctorat, Géographie, Université Aix-Marseille, 279 pages.
- EMBRAPA, 2004 : *Tecnologias de produção de soja – Região central do Brasil 2005*, 242 pages.
- ROME-GASPALDY S., 1998 : *Part de la variabilité climatique sur les fluctuations de la production agricole au Pérou de 1960 à 1993*, Thèse de Doctorat, Géographie, Université Paris 7, 324 pages.
- ROSOLEM C. A., 2006 : Ecofisiologia da soja, *Boletim de pesquisa de soja 2006*, Fundação MT, p. 41-51.
- ROUCOU P., 1997 : *Impact des températures de surface océanique d'échelle globale sur la dynamique de l'atmosphère et les précipitations tropicales en Amérique du Sud à l'est des Andes : diagnostic et simulation numériques*, Thèse de Doctorat, Géographie, Université Dijon, 199 pages.
- SCHREIBER A. G., 2005 : *A influencia dos fatores climaticos nos processos de implantação da cultura de soja na região de Diamantino-MT*, Monographie de la faculté de Sciences sociales et appliquées de Diamantino, UNED, 71 pages.
- SETTE D.M., 2000 : *O holorrítmo e as interações tropico-extratropico na genese do clima e as paisagens do Mato Grosso*, Thèse de Doctorat, Géographie, Université São Paulo, 375 pages.
- THERY H., 2004 : La vague déferlante du soja brésilien, *Mappemonde*, **74-2**, 7 p.

Modélisation des précipitations extrêmes pour la Suisse

Alexandre Audouard, J.-A. Hertig, Jean-Michel Fallot

H&L, Grand Rue, St-Livres, Suisse
alexandre.audouard@epfl.ch, hertig@hetl.ch

Résumé : Dans le cadre de la « directive crue » en préparation à l'OFEG (Office Fédéral de l'Environnement et de la Géologie), les objectifs du projet PMP 2005 à l'EPFL (Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne) étaient de fournir des cartes de précipitations extrêmes sur la Suisse utilisables pour la détermination des crues extrêmes. La méthodologie utilisée pour l'établissement de ces cartes a été développée dans le cadre du projet CRUEX de Recherche Développement sur les crues extrêmes. Cette méthodologie est basée sur le recours aux modèles numériques pour l'évaluation des débits de crues. Elle consiste à déterminer les Précipitations Maximales Probables (Probable Maximum Précipitation PMP), puis à transférer par une opération dite de routage, les précipitations sur le terrain puis dans le lit des ruisseaux et des rivières jusqu'à l'ouvrage de retenue pour obtenir la PMF.

Mots-clés : précipitations extrêmes, crues, Suisse, modélisation numérique.

Abstract: Within the framework of the "directive crue" in preparation in the OFEG (Federal Office of the Environment and Geology), the objectives of project PMP 2005 with EPFL (Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne) were to provide charts of extreme rainfalls over Switzerland usable for the determination of the PMF Probable Maximum Flood. The methodology used for the establishment of these charts was developed within the framework of Research project CRUEX of Development on the extreme floods. This methodology is based on the recourse to the numerical modelling for the evaluation of the flows of floods. It consists in determining Probable Maximum Precipitations (PMP), then to transfer by an operation known as of routing, rainfalls on the ground then in the bed of the brooks and the rivers until the dam.

Key Words: extremes rainfalls, floods, Switzerland, numerical modelling.

Introduction

La protection contre les crues est un objectif vital pour un pays de fleuves, rivières et lacs tel que la Suisse. Cette préoccupation est très ancienne. En 1874 déjà, la Constitution fédérale prévoit dans l'article 24 l'obligation de légiférer en matière de protection contre les crues (endiguement) et de protection de la forêt. Cette protection fût une préoccupation constante tout au long du XX^e siècle et elle a atteint aujourd'hui un très haut niveau. On a ainsi assisté à la mise en valeur du patrimoine énergétique que constituent les ressources en eau des pays montagneux. Il a été montré qu'une protection efficace passe aussi bien par la connaissance du phénomène, que par la création d'ouvrages d'endiguement et de laminage des crues ainsi que par la gestion de ces ouvrages.

Le problème du dimensionnement des ouvrages de contrôle des débits de crues, évacuateurs, bassin de rétention, etc., repose sur la connaissance des crues extrêmes. Une première difficulté provient du fait que la crue est la manifestation finale d'une chaîne d'éléments constituées par :

- les précipitations, caractérisées par leur intensité, leur durée et leur localisation,
- le transfert sur le bassin versant concerné,
- le comportement hydraulique des ruisseaux et des rivières du bassin versant,
- le laminage par le lac d'accumulation ou la retenue,
- la manipulation de l'ouvrage hydraulique de contrôle et d'évacuation des crues.

Les précipitations jouent donc un rôle essentiel. Jusqu'à aujourd'hui, les précipitations extrêmes sont déduites d'analyses statistiques de mesures. Malgré une très forte densité de pluviomètres et les très longues séries à disposition, les données statistiques sont encore insuffisantes pour obtenir les informations indispensables au dimensionnement des ouvrages. Il s'agit d'une part d'un phénomène naturel relativement rare souvent localisé et d'autre part de phénomènes très complexes sensibles à l'évolution du climat.

De nouvelles méthodes ont été développées à l'EPFL dans le cadre d'un grand projet de recherche soutenu pendant 10 ans par l'OFEG (Office Fédéral de l'Environnement et de la Géologie) afin de mieux comprendre et de mieux prévoir les débits de crues extrêmes. Ce projet a permis de développer une méthodologie de prévision des crues maximales probables (PMF) en partant des précipitations maximales probables (PMP). Il s'agit d'une adaptation aux conditions des Alpes et d'une généralisation par l'utilisation de modèles numériques de calcul de la méthode dite PMP-PMF recommandée par l'OMM (Organisation Mondiale de la Météorologie). La modélisation numérique permet d'obtenir une distribution spatiale des précipitations extrêmes qui tient davantage compte des conditions topographiques.

Les résultats de cette recherche ont été utilisés pour fournir des cartes de précipitations extrêmes sur la Suisse utilisables dans le cadre de la « directive crue » en préparation à l'OFEG. Pour les ouvrages les plus courants, une méthodologie simplifiée a été proposée. Elle repose sur une opération dite de routage, où les PMP sont transférées sur le terrain puis dans le lit des ruisseaux et des rivières jusqu'à l'ouvrage de retenue.

I. Etablissement de la carte PMP pour la Suisse

Un modèle numérique atmosphérique 3D et hydrodynamique a été développé pour la simulation des précipitations orographiques et convectives en terrain accidenté. Le modèle a été réalisé dans la perspective d'estimer les précipitations maximales probables dans le domaine alpin suisse. Les résultats des calculs de précipitations extrêmes orographiques semblent en bonne concordance avec les distributions de précipitations observées. La complexité de flux créés par l'influence des vallées montagneuses sur les vents en particulier la canalisation par les vallées illustre clairement l'avantage des simulations 3D sur celles 2D.

I.1. Modélisation des phénomènes à l'origine des précipitations

A l'origine de la formation des précipitations, on trouve des mécanismes qui sont responsables de la genèse des précipitations en terrain plat, comme le passage de fronts ou une convergence de masses d'air. D'autre part, il existe aussi des mécanismes orographiques, pour lesquels le relief joue un rôle déterminant. Pour une topographie très accidentée comme c'est le cas dans les Alpes, la distribution spatiale des précipitations maximales probables est essentiellement déterminée par la composante d'origine orographique (Haiden, 1991).

Pour l'établissement des cartes de précipitations extrêmes en Suisse, les mécanismes de type orographiques, convectifs orographiques, convergence, et précipitations frontales sont pris en compte. Les précipitations convectives orageuses sont introduites par transposition sur l'ensemble du domaine. L'estimation de l'augmentation des précipitations orographiques stables repose sur la résolution numérique des équations régissant un écoulement atmosphérique stratifié au-dessus d'une topographie. Pour une situation météorologique donnée, le modèle numérique calcule, à partir des conditions initiales et des conditions de bords, de vent et de température, le champ de vent au-dessus de la topographie. Ce dernier est utilisé pour résoudre les équations du modèle de pluie (modèle de Kessler, 1969) afin d'obtenir une distribution spatiale d'intensité de précipitations, à laquelle on associe ensuite une durée. Dans la modélisation présentée ici, la contribution convective est calculée à l'aide

du modèle numérique par la simulation de vents ascensionnels qui génèrent ensuite des précipitations convectives orographiques. Ces vents sont présentés ci-dessous.

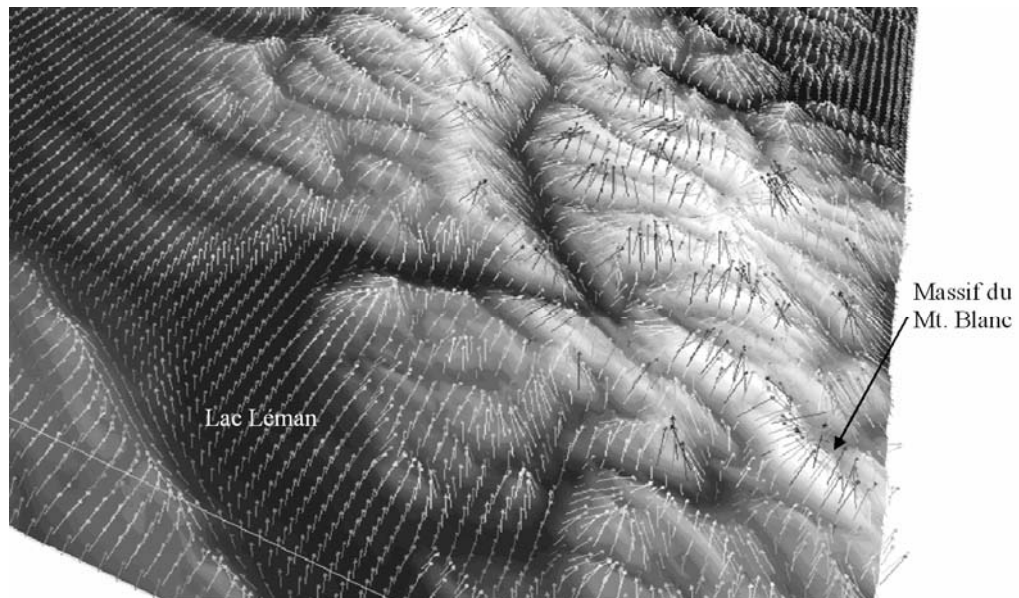


Figure 1 – Brises de pentes montantes sur la Suisse (domaine 2 km)

L'estimation de la contribution orographique maximale probable associée à une durée particulière se fait en variant les conditions physiques de l'atmosphère (profil de température, direction du vent, vitesse et profil du vent, conditions d'humidité,...) de manière à maximiser l'intensité des précipitations pour la région d'intérêt et pour la durée choisie. En chaque point du domaine, c'est à dire pour chaque maille d'une résolution 2x2 km, la précipitation maximale probable sera donnée par le maximum de la contribution orographique stable ou de la contribution convective.

D'autre part, pour que les simulations soient suffisamment détaillées et réalistes, le modèle devrait avoir la capacité de simuler des flux atmosphériques à l'échelle climatologique méso. Ainsi le modèle sera suffisamment souple pour être appliqué aussi bien à l'échelle régionale méso- β (comme le territoire suisse) qu'à l'échelle locale méso- γ (les échelles des phénomènes météorologiques ont été définies par Orlanski et l'échelle méso- γ correspond à celle des grandes vallées alpines). Les processus atmosphériques sont finalement implémentés avec suffisamment de détails afin de pouvoir non seulement estimer les PMP, mais aussi de simuler des événements particuliers. Le modèle permet donc de répondre à deux exigences à échelles différentes.

1.2. Carte des précipitations extrêmes pour la Suisse

Nous avons considéré que pour une durée de 3h, le scénario maximisant consistait pour la contribution orographique en un front arrivant à la vitesse maximale (vent cinquantenal) et pour la partie convective à trois orages convectifs orographiques d'une durée de 20 minutes chacun. Pour l'établissement d'une carte 24h00, le scénario maximisant consiste pour la contribution orographique, en un front d'une longueur maximale probable de 2000 km qui traverse la Suisse. Pour que l'intégralité du front traverse les 350 km du pays en 24h00, sa vitesse devra être de 30m/s. Nous obtenons ainsi la carte 2 km de PMP pour une durée de 24h00, dont un extrait est présenté dans la figure 2. La période de retour associée à la PMP telle qu'elle a été calculée par les modèles peu être estimée supérieure à 10'000 ans, soit une probabilité inférieure à 10^{-4} .

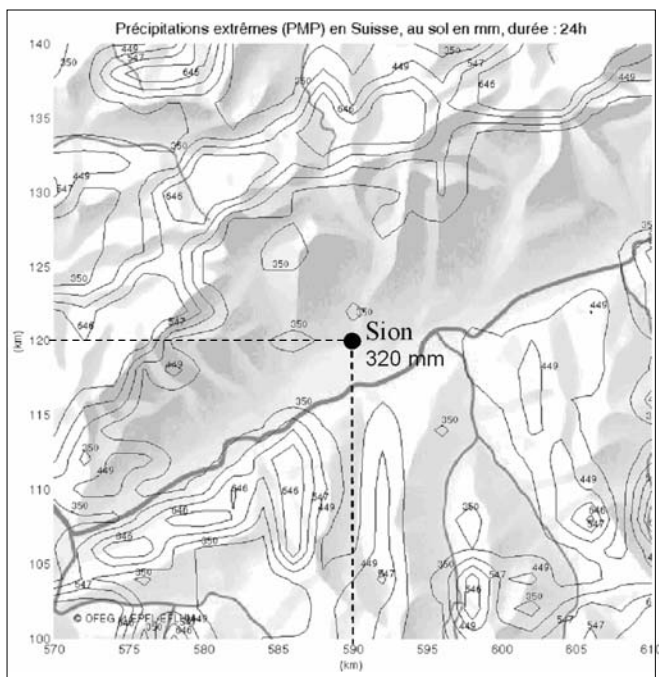


Figure 2 – Extrait de la carte suisse des Précipitations Maximales Probables, pendant 24h, en mm pour la ville de Sion (590 km ; 120 km).

1.3. Validation des cartes

La validation des cartes obtenues par modélisation numérique se fait sur la base des mesures faites entre 1901 et 1970 à 300 stations météorologiques et pluviométriques suisses. Pour chacune des stations, seule la valeur de précipitation maximale mesurée à été retenue. A partir de ces valeurs extrêmes 70 ans, mesurées, il a été utilisé les régressions de Gumbel pour avoir les valeurs de précipitations maximales probables extrapolées pour une durée de retour de 500 ans – issu du travail *Starkniederschläge*. Les valeurs de précipitations calculées par le modèle ont été extraites aux points des stations de mesures. Puis, les valeurs du modèle sont comparées à celles mesurées et celles extrapolées à 500 ans à partir des mesures in situ. La figure 3 présente les différences obtenues.

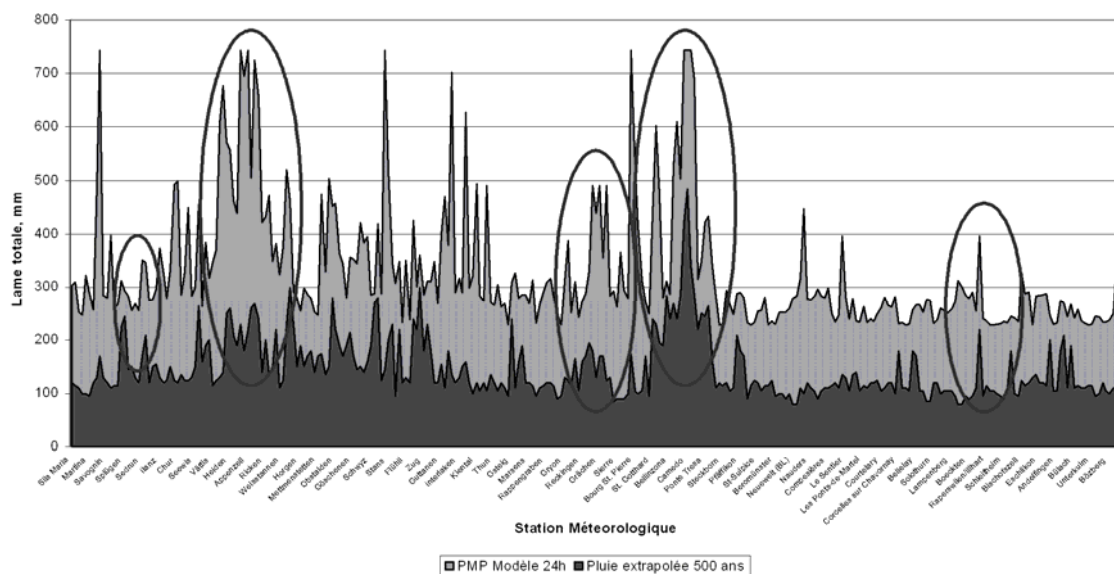


Figure 3 – Comparaison entre les valeurs de PMP modélisées et les précipitations mesurées extrapolées à 500 ans.

On constate que la PMP est en moyenne 2.1 fois supérieure à la précipitation extrapolée à 500 ans. Un contrôle par les courbes IDF montre qu'effectivement, le rapport des précipitations de période de retour supérieure à 10'000 ans et des précipitations centennales est d'environ 2, ce qui confirme l'estimation faite à l'aide du calcul de probabilité. Ce rapport est légèrement supérieur à 2 au niveau des sommets et légèrement inférieur à 2 sur le plateau et dans certaines vallées.

2. Détermination des crues extrêmes PMF

Lorsque les valeurs de PMP sont utilisées pour le dimensionnement d'un ouvrage hydraulique, la notion de durée associée à la valeur de PMP prend une importance particulière. Il a en effet été démontré, dans le cadre du projet CRUEX, que les précipitations extrêmes déterminantes pour la crue critique dépendent du type d'ouvrage et sont associées à une durée critique (CRUEX, 1994).

Une fois la PMP répartie sur la surface d'un bassin versant, un modèle de routage est utilisé. Des modèles simplifiés permettent aussi de définir trois durées ou temps caractéristiques de la crue. Il s'agit du temps de concentration, du temps de pointe et du temps de récession. Le temps de concentration est le temps que mettent les écoulements pour atteindre le lac à partir du début de la pluie. Le temps de pointe est le temps nécessaire pour que le débit à l'entrée du lac atteigne sa valeur maximale et le temps de récession est le temps que met le terrain pour s'essuyer et que le débit soit devenu insignifiant.

Lors de l'établissement de la carte des valeurs extrêmes de précipitation, c'est la plus grande valeur des précipitations calculées à chaque point de la grille qui est retenue. A ce stade il n'y a donc plus unicité entre la valeur de la précipitation et la structure de calcul. Il est possible que deux points voisins soient associés à des structures de pluie très différentes. D'autre part, pour le dimensionnement d'un ouvrage, il s'agit de trouver le cas le plus défavorable qui, du point de vue de la séquence temporelle peut être très différente de celle calculée par le modèle.

Les simulations effectuées ont montré qu'une même intensité pouvait être obtenue avec des conditions de bords dont la série temporelle pouvait être différente. Dans ce cas, il existe donc une infinité de structures qui produisent la même PMP, mais conduisent à des PMF différentes. La conséquence de ce constat est que l'on est en droit de rechercher la structure la plus défavorable pour le dimensionnement d'un ouvrage particulier.

Dans le cadre du projet PMP 2005, les bassins versants suisses de List et de Arnensee ont été traités sur la base des nouvelles cartes PMP. La méthodologie utilisée avait déjà été définie dans le cadre du projet CRUEX, pour les études des barrages de Mattmark, Mauvoisin et Grimsel en Suisse, Krasnodar en Russie, et Deriner en Turquie. La même démarche avait permis de simuler les événements de crues extrêmes des 24 et 25 Septembre 1993 de Brig dans le Haut Valais, du 24 Août 1987 dans la vallée de la Reuss, et les crues d'Août 2005 dans l'Oberland bernois.

Conclusion

Les cartes PMP ont été réalisées en 2005 sur la base d'une topographie de résolution de 2 km pour les durées 1h00, 3h00, 6h00, 9h00, 12h00 et 24h00. Elles ont été examinées et comparées aux mesures de précipitations extrêmes faites dans un réseau de 300 stations en Suisse, sur une période de 70 ans, et extrapolées à 500 ans. La représentativité est très bonne, l'ensemble des caractéristiques des précipitations en Suisse est reproduit. Ceci est d'autant plus remarquable que les seuls paramètres d'ajustement du modèle sont les conditions de bord. Il n'existe pas, avec ce type de modélisation de possibilité de produire des précipitations

« à la demande ». Il est uniquement possible de rechercher la situation météorologique qui maximise les précipitations dans une région donnée. Les cartes calculées correspondent donc à des conditions ayant un sens physique profond.

Les enseignements tirés de ces simulations sont nombreux et importants. D'une part, les paramètres maximisant et leurs importances relatives ont pu être mis en évidence. Parmi les 8 paramètres* étudiés, les simulations ont montré que la stabilité de l'atmosphère est le paramètre le plus sensible pour un secteur de vent donné. Les résultats obtenus en variant chaque paramètre indépendamment les uns des autres fournissent des familles de cartes d'allures semblables mais d'intensités différentes. En variant la stabilité, l'allure des cartes change fortement. D'autre part, le rôle des différents modèles de physique des nuages a été éclairci et les modèles peuvent aujourd'hui être utilisés de manière complémentaire.

Si les cartes 2 km nous offrent une précision nettement meilleure que les cartes 5 km calculées dans le passé, les mêmes calculs pour un domaine plus fin (1 km) permettraient d'affiner encore les résultats en prenant mieux en compte les particularités de la topographie locale. Outre une résolution plus fine, la simulation de la composante convective est extrêmement délicate en terrain complexe comme c'est le cas pour la Suisse. Des recherches pour améliorer la caractérisation de la composante convective des précipitations extrêmes nous permettront de réduire certains écarts observés entre les valeurs obtenues aux sommets et dans les vallées des Alpes.

Bibliographie

- CRSFA, 1993: Intempéries du Haut-Valais: les précipitation des 22-25 septembre 1993 sur le massif du Simplon. *CRSFA, CH-1950 Sion*.
- GREBNER, D., 1994, 'Meteorologische Analyse des Unwetters von Brig und Saas Almagell vom 24. September 1993', *Wasser, energie,luft-eau,energie air*, 86.Jahrgang, Heft1/2, CH-5401 Baden., 1994, 1/ 2, 41-44.
- HAIDEN T., KERSCHBAUM M., KAHLIG P., NOBILIS F., 1992: A refined model of the influence of orography on the mesoscale distribution of extreme precipitation. *Hydrol. Sci. J.*, 37 (5), 417-427.
- KESSLER, E., 1969, 'On the precipitation distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations', *Meteor. Monogr.*, 10 (32), Am. Meteor. Soc, 84 pp.
- WMO, 1986, 'Manual for Estimation of Probable Maximum Precipitation', WMO- No. 332, WMO, Geneva, Switzerland, 269 p
- ZELLER, J., GEIGER, H., ROETHLISBERGER, G., 1980, 'Starkniederschläge des schweizerischen Alpen- und Alpenrand-Gebiet', Institut Fédéral de Recherche Forestière (FNP), Birmensdorf.
- RICHARD E., CHAUMERLIAC N., MAHFOUF J.-F., NICKERSON E.C., 1987: Numerical simulation of Orographic Enhancement of Rain with a Mesoscale Model. *J. Climate Appl. Meteor.*, 26, 661-669.
- P. GOULPIÉ, J.-A. HERTIG, F. REINHARDT, CH. HUG, J.-M. FALLOT, O.F. STIRNIMANN, 2002 : *Numerical Modelling of Probable Maximum Flood for the Watershed of the Krasnodar Dam in Russia*. Commission for the Hydrology of the Rhine basin CHR Report II-17 International conference on flood estimation, 101-111.
- P. GOULPIÉ, J.-A. HERTIG 2000: *Extreme precipitation over complex topography with a modified Navier Stokes solver. Implementation of a 3 phases microphysics parameterization 'River flood defence'* Kassel Report of Hydraulic Engineering No. 9/2000 pp C79-C88.
- C. MONTAVON: Validation of a non-hydrostatic numerical model to simulate stratified wind field over complex topography. *Journal of wind engineering and industrial aerodynamics* 74-76 (1998) 273-282

* Profil vertical de vitesse de vent, vitesse de vent géostrophique, direction de vent, humidité, couche nuageuse, gradient de température, température au sol, seeding.

La diminution actuelle de la pluviométrie dans le sud de l'Aquitaine menace-t-elle la maïsiculture intensive ?

Situation dans la région d'Aire-sur-l'Adour

Fernand Avila

Docteur en géographie
fernand.avila@wanadoo.fr

Résumé : le régime pluviométrique régional tend à se modifier (flux plus méridiens, situation d'abri au pied des Pyrénées), sécheresses estivales et canicules se multiplient, les saisons froides sont moins arrosées, les réserves en eau ont du mal à se renouveler dans la région du maïs-roi, plante très exigeante en eau pendant sa croissance. Les agriculteurs vont-ils devoir remettre en cause leur type d'agriculture ?

Mots-clés : maïs, sécheresse, eau, avenir.

Abstract: the decline in rainfall totals in cold season as in summer (the winds more often blow of south-west, the area is often sheltered by the Pyrenees) threaten intensive agriculture in South West of France. Because the multiplication of droughts and warm waves, the water reserves (ground water, lakes) are not reconstituted. The corn requires much water during its growth, so the farmers will have to adapt to this new situation and change their methods.

Key Words: maize, drought, water, perspectives

I. Une région vouée à la maïsiculture

I.1. La région aturine (Atura nom antique d'Aire/Adour)

Elle est située au cœur du bassin aquitain et appartient à la partie nord-occidentale du piémont pyrénéen. Aire/Adour, aussi méridionale que la Camargue, possède un climat de type océanique. Le poste météo du CNES (1971-1990) et le poste de Bellevue depuis 1991 fournissent les données climatologiques pour la région aturine. Ces deux sites, distants de quelques centaines de mètres, sont situés dans la vallée.

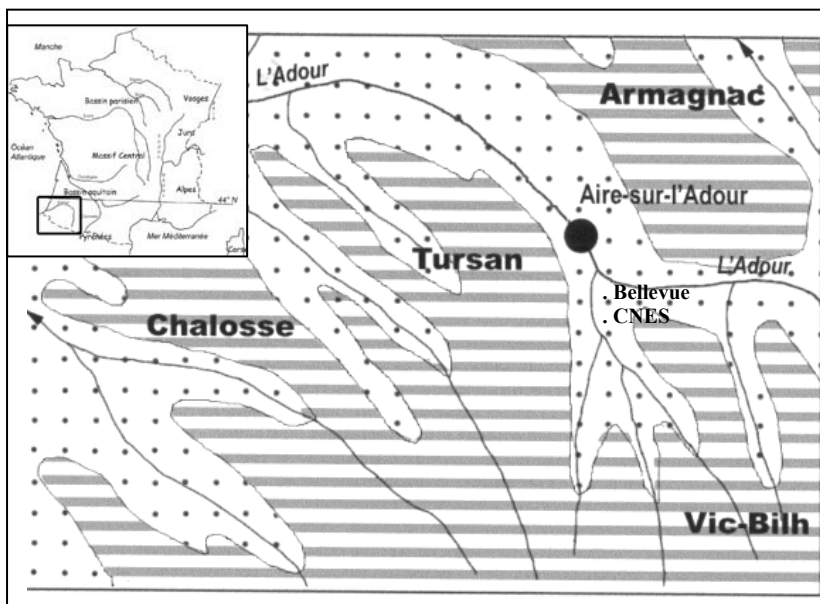


Figure 1. Un paysage de collines et vallées alluviales

I.2. Mise en valeur

La région est composée d'un plateau (le Tursan) et de collines (la Chalosse, le Vic-Bilh et l'Armagnac), le relief est orienté sud-est-nord-ouest. Les hauteurs se terminent brutalement

au-dessus de la large vallée alluviale de l'Adour. Les sols, limoneux, souvent hydromorphes sont difficiles à travailler. En Arma-gnac et Vic-Bilh, la vigne cohabite avec le maïs, dans la vallée de l'Adour et sur le plateau du Tursan. Le maïs (semence et grain) est une quasi-monoculture très moderne et intensive qui a remplacé la polyculture traditionnelle vers 1960-1970.

1.3. La révolution agricole coïncide avec la période pluvieuse 1960-1980

Entre 1960 et 1980, l'agriculture connaît de profondes mutations en liaison avec la construction européenne. Les exploitations s'agrandissent, se modernisent, on procède au remembrement, à l'arrachage des haies, les landes (« touyas ») sont défrichées, Les sols sont drainés pour évacuer l'excès d'eau en saison froide. La maïsiculture irriguée et intensive (maïs semence, consommation, waxy pour l'amidon, ensilage pour l'alimentation du bétail et maïs doux) se développe. Cette période est marquée par la fréquence des régimes zonaux d'ouest avec pluies abondantes et prolongées en saison froide mais aussi en été, 1977 est « l'année sans été » avec 518mm de pluie de mai à août, aucune journée n'approche les 30°. Les semis de blés sont souvent asphyxiés par l'excès d'eau dans ces sols limoneux. Après la sécheresse de 1976, les agriculteurs s'équipent pour irriguer. Les lacs collinaires se multiplient. La couverture intégrale, avec un réseau de tuyaux enterrés sous les cultures et de nombreux arroseurs, est bien adaptée aux petites parcelles. Les canons automoteurs avec enrouleurs (parcelles de 10 à 30ha), ont tendance à tasser les sols. Les rampes mobiles tournantes, appelées pivots, installées sur de grandes parcelles, produisent une aspersion sous faible pression, peu sensible au vent, qui ne tasse pas le sol. Grâce à l'irrigation les rendements peuvent atteindre 120 quintaux à l'hectare. Un hectare de maïs consomme 1000 à 1500m³ voire 1800m³ d'eau à l'hectare. mais l'évaporation est importante lorsqu'on irrigue pendant la journée, de plus une partie de l'eau s'évacue par les drains vers les fossés collecteurs qui ceignent les parcelles, fossés qui ont de l'eau même au cœur des pires sécheresses, enfin, les canons arrosent généreusement les routes...

1.4. Le climat est actuellement plus sec et plus chaud surtout l'été

1.4.1. Des étés plus longs et plus chauds

À partir de 1982 (canicule exceptionnelle en juillet 1982 avec 39,8°C le 8), les températures moyennes augmentent, les sécheresses et séquences de forte chaleur se multiplient. La saison « estivale » devient plus longue. Elle commence plus tôt en mai, voire en avril (31,5° le 30 avril 2005) et se prolonge en octobre (34,2° le 3 octobre 2004). En 2004 comme en 2005, six mois consécutifs ont connu des journées de forte chaleur.

	Pmm année	mai ≥25°	mai ≥30°	mai TXX	Oct. ≥25°	Oct. ≥30°	Oct. TXX	T°m année	≥25° année	≥30° année
1971-80	983	4	0,2	32,0°	2	0,0	28,3°	12,8°	77	19
1981-90	900	6	0,3	31,5°	3	0,3	31,4°	13,3°	85	24
1991-00	933	9	1,2	32,9°	2,5	0,1	30,9°	13,5°	82	25
2001-05	723	6	3	34,2°	3	0,4	34,2°	13,9°	94	33

Tableau I – Aire/Adour (84m) - Moyennes climatiques et maxima absolus

1.4.2. Pluviosité en baisse

Les saisons froides sont nettement moins arrosées surtout la période décembre-mars, par exemple du 9 décembre 1992 au 31 mars 1993 il ne tombe que 41 mm soit 12 % de la normale. Et ce n'est pas un cas isolé. Les hivers froids alternent avec des hivers extraordinairement doux. Les longues sécheresses alternent avec des épisodes de forte pluie. Les nappes phréatiques et les lacs collinaires ont du mal à se recharger. Un nouveau pallier semble franchi depuis le début mai 2001. Du 1^{er} mai 2001 au 30 septembre 2005, le déficit pluviométrique atteint 1071 mm (1^{er} mai 2001 - 30 avril 2002 : 469mm au lieu de 938 mm soit seulement 49 % de la normale). Les fortes canicules de 2001, 2003, 2004 et 2005, provoquant une évaporation intense, accentuent encore le déficit hydrique.

Figure 2. Précipitations (1^{er} décembre au 31 mars)
de 1970-1971 à 2004-05

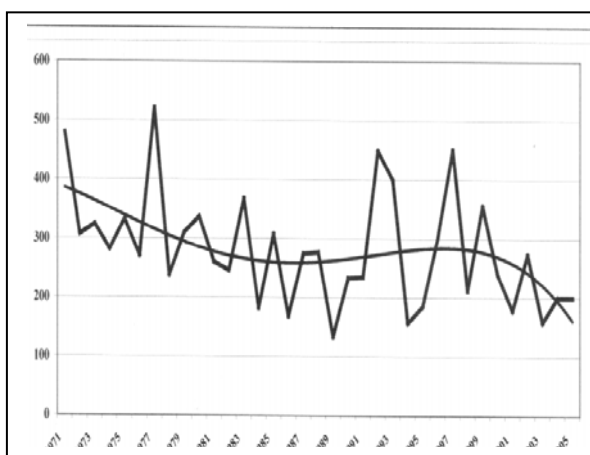
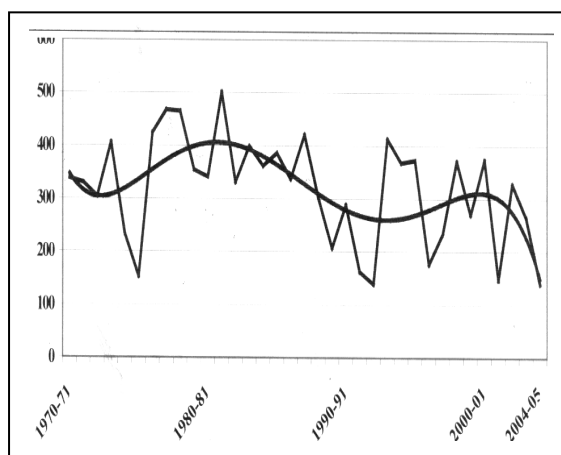


Figure 3. Précipitations (1^{er} mai-31 août)
de 1971 à 2005



1.4.3. 2005 est l'année la plus sèche

Si 2003 est « l'année de la canicule » avec 56 jours à plus de 30°, les records de 1947 et 1949 sont pulvérisés, l'Adour réduite à un débit d'étiage inférieur à 1m³/s, 2005 est « l'année de la sécheresse ».

Année	2005	2002	2001	2003	1983	2004	1987	1995	1972	1985	normale
Pmm	684	733	734	754	765	770	795	801	807	810	938
rang	1 ^{er}	2	3	4	5	6	7	8	9	10	x

Tableau 2 – Les années les moins arrosées à Aire sur l'Adour

1.4.4. L'hiver 2005-2006 est à nouveau déficitaire

Janvier et février 2006 n'ont reçu que 35 % et 53 % de la normale. Les pluies ont repris en mars, mais les sols sont tellement compactés par la sécheresse prolongée que l'eau de pluie ruisselle en surface, mais ne s'infiltré que très difficilement en profondeur.

2. Des perspectives inquiétantes : les maïsiculteurs à l'heure des choix

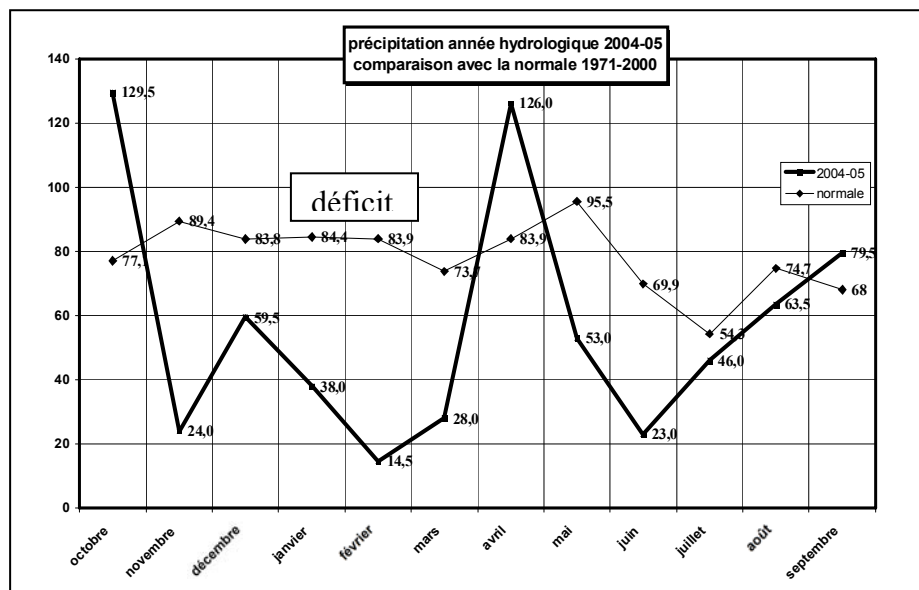


Figure 4 – L'année hydrologique 2004-2005

Le déficit pluviométrique est de 254mm en 2005, pour la cinquième année consécutive juin est très chaud et très sec, le pire moment pour la croissance du maïs.

2.1. Les conséquences de la sécheresse

Les pertes atteignent 30 à 70 % d'une récolte normale pour le maïs grain et le maïs destiné à l'ensilage (selon la Chambre d'Agriculture des Landes). En 2003 (canicule !) toutes les parcelles valaient la peine d'être récoltées, ce n'est pas le cas en 2005 ! Après 2003 et 2004, l'année 2005 démontre qu'il y a un déficit structurel en réserves hydrauliques. Les agriculteurs expriment leur inquiétude avec force, déjà certaines coopératives envisagent de ne pas délivrer les semences pour le maïs semence, très gourmand en eau.

2.2. L'inquiétude du monde agricole

Discours du maire de Barcelone (foire du matériel agricole, le 11 février 2006), il évoque « les dégâts des sécheresses successives dramatiques pour nombre d'exploitants (...) Nous ne comprenons pas la gestion hétéroclite de certains dossiers de notre bassin Adour, nous constatons que certains dossiers n'avancent pas, alors que nous possédons dans la région un énorme potentiel pour créer des réserves d'eau. Combien de sécheresses faudra-t-il pour que les pouvoirs publics passent à l'acte ? ».

« Nous devons accroître nos ressources en eau » répond le préfet du département, Sud-Ouest, édition du Gers, 12/02/2006.

Un hectare de maïs grain est rentable avec un rendement de 80 quintaux à l'hectare, l'irrigation est un investissement lourd équivalent à la production de 40 quintaux de maïs à l'hectare. En revenu pour l'exploitant, produire 120 quintaux à l'hectare en irriguant est donc équivalent à produire 80 quintaux à l'hectare sans irriguer ! De plus le tarif de l'abonnement est identique, même si l'été est pluvieux...

2.3. Différentes solutions sont envisagées

On envisage aussi la création de nouveaux lacs de retenue, par exemple sur la partie amont du Gabas, mais des associations de défense de l'environnement s'y opposent. Le lac de Gabaston (3 millions de m³) est en cours de remplissage, l'eau est destinée pour moitié pour l'agriculture et pour moitié pour soutenir le niveau de l'Adour. Le lac d'Eslourenties

(20 millions de m³) est également en cours de remplissage. L'irrigation coûte cher, 200€/ha, même les étés pluvieux il faut payer. Les agriculteurs envisagent une possible diversification des productions. Pour éviter la période à risque, on peut avancer la date des semis, raccourcir le cycle végétatif, jouer sur la précocité pour que la plante achève sa croissance, voire sa floraison, avant la période de déficit hydrique. C'est l'esquive, mais les rendements sont plus faibles, et il est de toute façon impossible d'éviter le mois de juillet qui est le mois, en moyenne, le plus sec. Il est possible de cultiver des variétés résistantes à la sécheresse, le problème c'est que la sécheresse peut survenir à des périodes très différentes suivant les années. On peut remplacer le maïs par des oléagineux et les céréales d'hiver puisque la saison froide est moins pluvieuse, mais il n'y a aucune certitude que cela va durer.

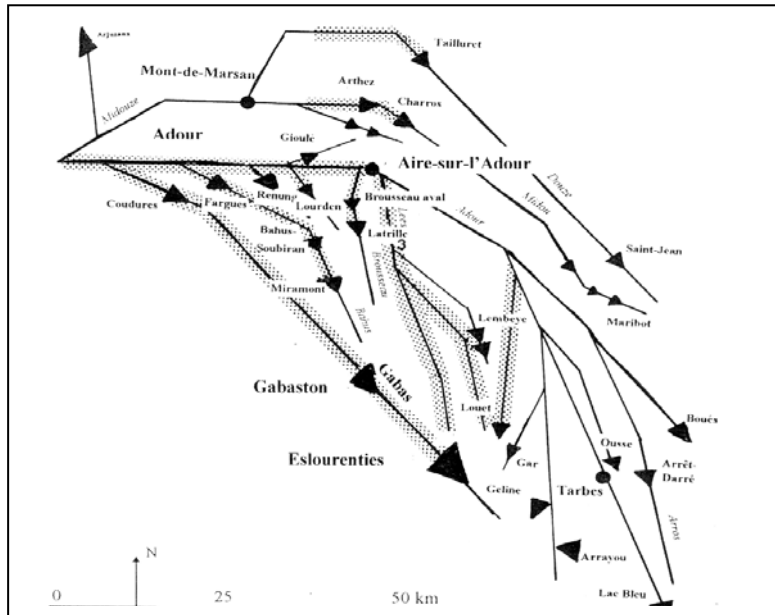


Figure 5 – Lacs destinés à l'irrigation et à soutenir le niveau des cours d'eau pendant l'étiage

Pourquoi ne pas adopter des systèmes qui économisent l'eau (système de goutte à goutte) comme le font déjà des maraîchers aturins et cultiver des variétés moins gourmandes en eau ?

2.4. Récupération et stockage de l'eau de pluie (interview de Laurent Dugarry)

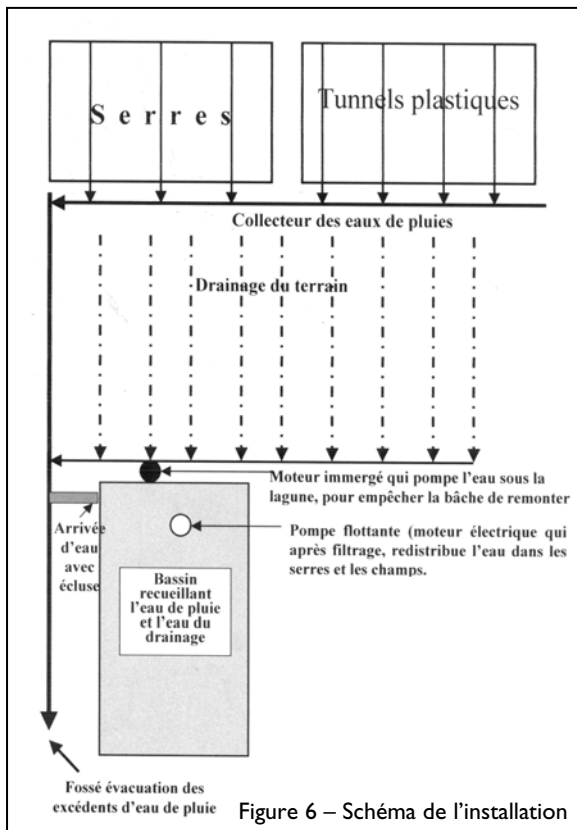


Figure 6 – Schéma de l'installation

Une famille de maraîchers et maïsiculteurs, installés sur le plateau du Tursan, à Aire/Adour, en a conçu le projet et l'a réalisé de manière très ingénieuse en 1998. D'abord on a creusé un bassin (ou lagune) de 12 m de large et de 25 m de long, profond de 3,5 m au centre, d'une contenance de 900 m³, Ensuite on a posé sur le fond et les bords, pour éviter que l'eau ne s'infiltré dans le sol, une bâche en caoutchouc très résistant (géomembrane en Ethylène Propylène Diène Monomère de Firestone, garantie 30 ans), destinée aux bassins à lisier. Le coût en 1998 était de 100 000 F soit 15 000 €. L'eau est utilisée pour l'irrigation, le bassin se remplit plusieurs fois dans l'année, en fonction des pluies. On stocke environ 2 500 m³ en une année. L'eau provient des serres (surface des toits 1000m²), des tunnels plastiques (1500m²) mais aussi du drainage des champs voisins. L'eau est filtrée et pompée en surface car réchauffée par le

soleil, elle convient mieux aux cultures tandis que l'eau en profondeur est plus froide (car plus dense) et contient plus d'alluvions. Le système d'irrigation utilise le goutte à goutte. Recueillir l'eau de pluie des toitures, des surfaces bétonnées, des toits des serres, dans une région où l'année la moins pluvieuse, il tombe tout de même 700mm, la stocker dans de grands bassins, serait un apport d'eau non négligeable pour l'irrigation. Si la création de bassin à lisier était subventionnée (40 % prix d'achat) en 1998, ce système qui permet d'économiser l'eau n'a reçu aucune subvention, les dossiers ont toujours été rejetés. Pourtant, ne s'agit-il pas d'une initiative qui peut servir d'exemple et que les pouvoirs publics devraient soutenir ?

Conclusion

Des mutations difficiles en perspectives pour la maïsiculture intensive du Sud-Ouest.

Bibliographie

- AVILA M., 1998 : *Les sécheresses dans le Moyen-Adour*. TER, Université Bordeaux III, 212 p.
- AVILA F. et M., : 1986 : *Les grands étés dans le Sud-Ouest depuis 1880*. PAE, Lycée Gaston Crampe, 77 p.
- AVILA F. et M., 1991 : *Tursan et Chalosse Orientale*. Avila éditeur, 207p.
- AVILA F., 1993 : Les climats locaux dans les Landes, *Revue de la Société de Borda*, **432**, 395-421.
- AVILA F., 1999 : *Topoclimats thermiques en relief peu contrasté : Moyen-Adour et forêt landaise* – Thèse Université de Pau et des pays de l'Adour, 317p
- AVILA F., 2002 : Topoclimats dans la région du Moyen-Adour et la forêt Landaise, *Revue de la Société de Borda*, **468**, 127^e année, 421 – 438
- AVILA F., 2004 : Eté 2003, canicule historique en Aquitaine, étude à partir des données du poste d'Aire-sur-l'Adour - *actes du XVIIème colloque de l'AIC*, **Caen**, 109-112
- AVILA F et DARTIGUES A., 2005 : Mémoire du temps en Vic-Bilh - *actes du colloque XVIIIe de l'AIC*, **Gênes**, 85-88.

Méthodologie pour la détermination d'années modèles du rythme climatique

Juliana R. Barros, J.A. Zavattini

UNESP/IGCE — Programa de Pós-graduação em Geografia
Brasília, Brésil
julianarb@superig.com.br

Résumé : Cet article veut offrir une contribution aux techniques utilisées pour la détermination d'années modèles dans les études du rythme climatique. Dans la mesure où les variations pluviométriques dans les pays tropicaux comme le Brésil, traduisent le rythme atmosphérique habituel et exceptionnel de façon prépondérante par rapport aux variations des autres éléments du climat, la détermination des années modèles est faite sur la base des pluies : on parlera alors d'années modèles « sèches », « pluvieuses » et « normales » ou « habituelles ». Pour classer les années modèles, nous avons utilisé les pluviogrammes de Schroder et les cartes annuelles de précipitations de la période de 1979 jusqu'à 1997 pour le District Fédéral du Brésil.

Mots-clés : rythme climatique, années modèles, pluie; Brésil

Abstract: This article intends to offer a contribution to the techniques used for the determination of year-standard in studies of the climatic rhythm. In view of that the pluvial variations, in tropical countries with Brazil, they translate the habitual and bonanza rhythm atmospheric, prepondering on the variations of the too much elements of the climate, the choice of the year-standard is made on the basis of rains, being these called years, frequently, of "dry", "rainy" and "normal" or "habitual". To classify the year-standard, pluviogramas of Schroder and annual precipitation letters of the period of 1979 at 1997, referring to the area of the Federal District of Brazil, that is situated in Center-West Region of Brazil.

Key Words: climatic rhythm, year-standard, Brazil

Introduction

Cet article veut offrir une contribution aux techniques utilisées pour la détermination d'années modèles. Il s'agit de montrer comment l'emploi simultané des pluviogrammes de Schroder (1956, *Apud* Monteiro, 1971) et des cartes annuelles des pluies est capable de révéler ces années modèles dans une étude sur le régime pluviométrique et les exceptions du rythme climatique dans le District Fédéral, localisé dans les plateaux de la région Centre-Ouest du Brésil.

Notre étude de climatologie est de nature géographique car elle adopte la définition du climat élaborée par Max Sorre (1951), qui considère les types de temps et non l'état moyen des éléments climatiques, en considérant les types exceptionnels et la succession des types de temps, c'est à dire, son rythme et sa durée.

Au Brésil, dans la décennie 1960, le professeur Carlos Augusto de Figueiredo Monteiro a défini le rythme comme le nouveau paradigme pour les études de climatologie : il a souligné ainsi la nécessité de faire appel à la dynamique atmosphérique pour visualiser et comprendre le rythme climatique d'un lieu déterminé, parce que la genèse des phénomènes est un des grands objectifs de l'analyse dynamique en climatologie ce qui est possible grâce à l'analyse de la circulation atmosphérique régionale.

Pour Monteiro (1971, p. 06), « la première approche valide pour le concept de rythme serait celle des variations annuelles perçues par les variations mensuelles des éléments climatiques », la répétition de ces variations mensuelles dans plusieurs années successives est le fondement de la notion de régime.

Monteiro, en associant les différents éléments du climat à la succession habituelle des types de temps, a utilisé des cartes de pression atmosphérique pour comprendre la circulation atmosphérique régionale, ce qui il lui a permis de perfectionner la classification génétique des climats au Brésil et de créer la technique baptisée analyse rythmique : celle-ci se compose d'une représentation du rythme climatique par des graphiques qui sont les « longues bandes de la représentation quotidienne concomitante de tous les attributs atmosphériques mesurables (et possibles d'obtenir) sur un lieu, accompagnés d'information sur le système météorologique fonctionnant en chaque jour » (Monteiro, 1976, p. 30).

L'analyse rythmique rend possible la détermination d'années modèles et/ou d'épisodes modèles comme une sélection des différents types de rythme et de succession des systèmes atmosphériques, en fonction de leur caractère habituel ou exceptionnel.

Plus que les variations des autres éléments atmosphériques, les variations pluviométriques sont, dans les pays tropicaux comme le Brésil, les principaux responsables du rythme atmosphérique habituel et exceptionnel : ainsi, le choix des années modèles est basé sur les précipitations, et ces années sont qualifiées, fréquemment, de « sèches », « pluvieuses » et « normales » (Tavares, 1976) ou « habituelles ».

I. Méthodes et Résultats

Pour classifier les années modèles nous avons utilisé les pluviogrammes de Schroder, ainsi que les cartes annuelles des pluies de la période de 1979 jusqu'à 1997 montrant la distribution spatiale des précipitations au District Fédéral du Brésil.

Dans la première étape du choix des années modèles on a employé le pluviogramme qui se compose d'une représentation développée par Schroder (*op. cit.*) montrant la variation en pourcentage des précipitations mensuelles par rapport à la pluviométrie totale de chaque année, indiquant le mois le plus sec et le mois le plus humide et révélant, sous forme d'histogramme, les totaux annuels de pluie de la période étudiée.

En employant le SIC (Système d'Information Climatologique), développé par Flores (1995), dix-neuf pluviogrammes ont été élaborés pour dix-neuf points choisis à l'intérieur du District Fédéral, ce qui a permis de représenter la distribution spatiale des précipitations mensuelles ainsi que l'identification des périodes de sécheresse et de pluie.

Pour chacun des dix-neuf pluviogrammes on a fait une analyse quantitative qui a permis d'identifier 1986 et 1996 comme les deux années les plus sèches et 1983 et 1992 comme les deux années les plus pluvieuses de la période 1979 - 1997. Les pluviogrammes rendent possible, également, l'identification des mois qui, dans la même période, sont le plus fréquemment apparus comme secs et pluvieux. La figure 1 présente un exemple de l'information qui peut être extraite d'un pluviogramme.

Pour le choix de l'année modèle « habituelle », nous avons réalisé les cartes d'isohyètes moyennes annuelles, car l'analyse des pluviogrammes ne permet que l'identification des années au caractère exceptionnel (sec, pluvieux). Les cartes annuelles d'isohyètes illustrent donc les années modèles habituelles et permettent également de confirmer les résultats déjà indiqués par les pluviogrammes. Ainsi, les années pluvieuses ont été 1979, 1981, 1983, 1989 et 1992 et les années sèches ont été 1984, 1986, 1990, 1993 et 1996. Toutes les autres années peuvent être considérés comme représentant la norme habituelle.

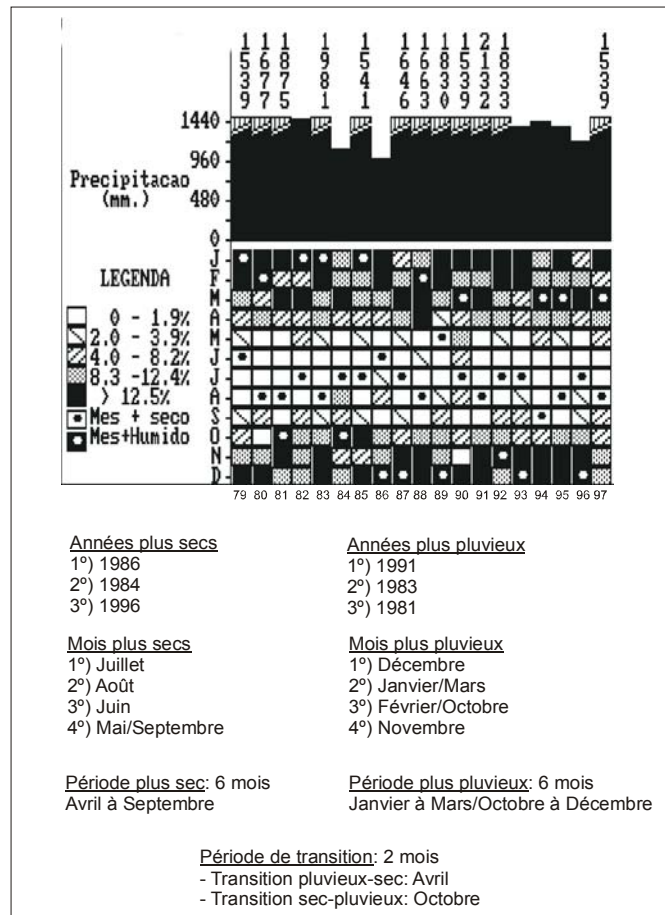


Figure 1 – Pluviogramme de Schroder pour la station météorologique de Brasília

Ensuite, les années ont été regroupées en fonction de leur caractère pluvial (sec, pluvieux ou habituel), ce qui permet d'obtenir cinq figures que nous allons maintenant commenter.

1.1. L'année modèle pluvieuse

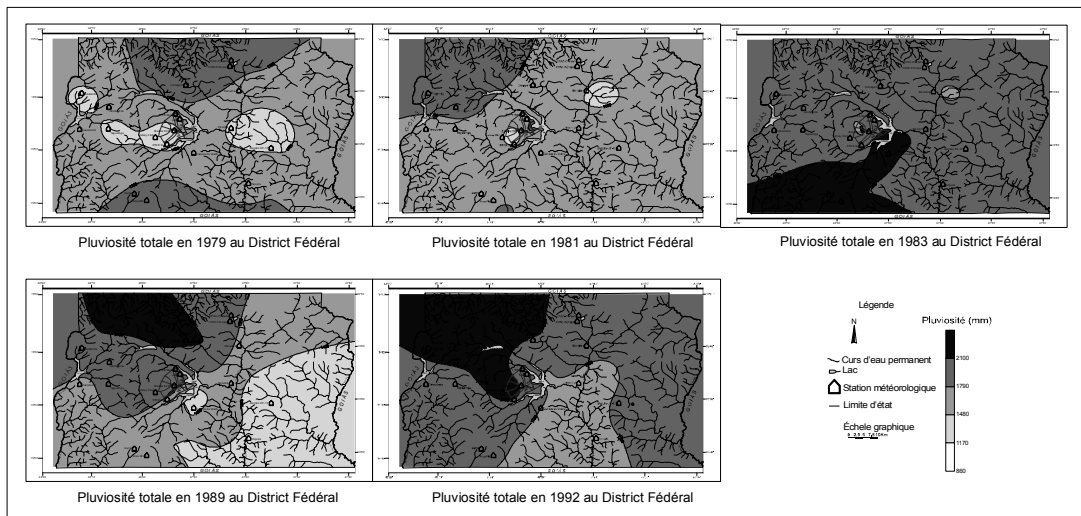
La figure 2 révèle qu'il n'y a pas de régularité dans les intervalles entre les années pluvieuses : parfois ils sont courts (un an : 1979/1981-1983), parfois ils sont plus longs (cinq ans : 1983/1989). De même il n'existe pas d'uniformité quant à la distribution spatiale des précipitations, puisque parfois les volumes de pluies augmentent vers le nord et le sud du District Fédéral, cas de l'année 1979, alors que d'autres fois ils diminuent du sud vers le nord, cas de 1983, ou du nord vers le sud, cas des années 1981, 1989 et 1992.

1.2. Les années modèles sèches

La figure 3 démontre également qu'il n'y a pas de régularité dans les intervalles entre les années sèches, puisque parfois ils sont courts (un an : 1984/1986), parfois ils sont plus longs (quatre ans: 1986/1990). Quant à la distribution spatiale des précipitations, contrairement à ce qui se passe pour les années pluvieuses, il y a une plus grande uniformité dans la distribution des pluies, avec deux cas de figures bien définis :

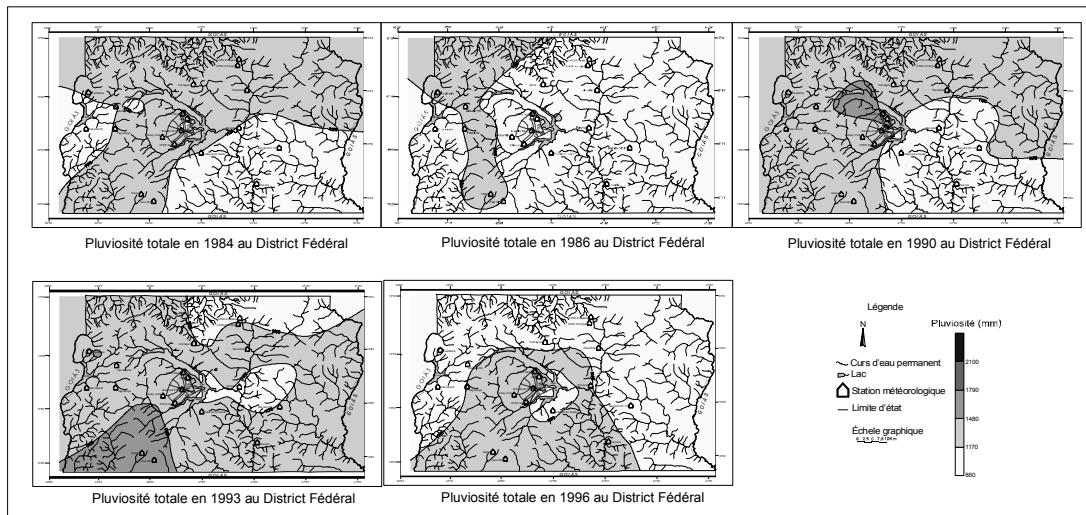
a) volumes de précipitations qui diminuent du nord-ouest vers le sud-est, dans le District Fédéral, comme en 1984, 1986 et 1989.

b) volumes de précipitations qui diminuent du sud-ouest vers le nord-est, dans le secteur d'étude, lors des années 1993 et 1996.



Elaboration: Juliana Ramalho Barros, Rio Claro, 2002.

Figure 2 – Les années modèles pluvieuses pour la période 1979-1997



Elaboration: Juliana Ramalho Barros, Rio Claro, 2002.

Figure 3 – Les années modèles sèches pour la période 1979-1997

1.3. Les années modèles habituelles

Les intervalles où de telles années se produisent peuvent être courts car, pour la période 1979-1997, ils n'ont jamais excédé deux ans. Pour les années habituelles, il existe trois normes différentes de distribution spatiale des pluies dans le District Fédéral :

- a) « îles »: les précipitations se manifestent sous la forme de noyaux isolés dans le secteur du District Fédéral, certains avec de plus grands volumes de pluie que d'autres (figure 4) ;
- b) « bandes longitudinales » : les pluies sont plus élevées dans le secteur occidental du District Fédéral et diminuent dans la partie orientale, avec une distribution en bandes parallèles de direction méridienne (figure 5);
- c) « bandes latitudinales » : il y a un clair contraste nord/sud, et le volume pluviométrique décroît vers les régions méridionales en fonction de la latitude (figure 6).

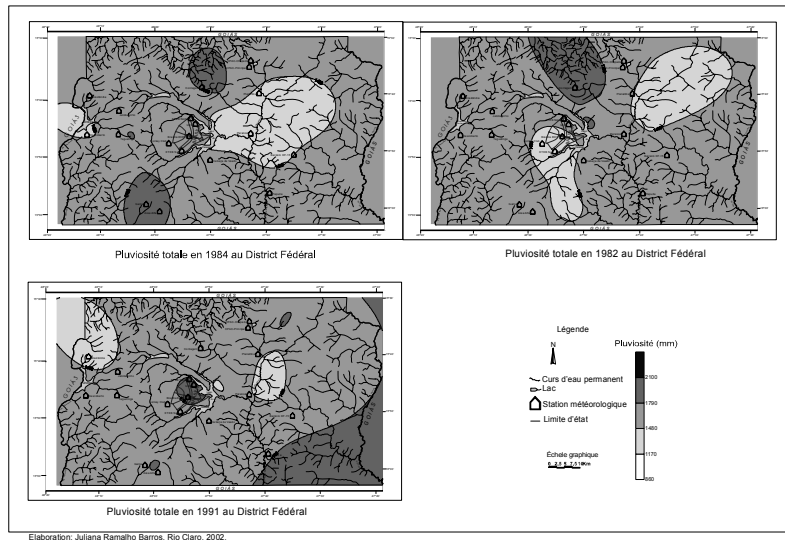


Figure 4 – Les années modèles habituelles avec configuration “les” pour la période 1979 - 1997

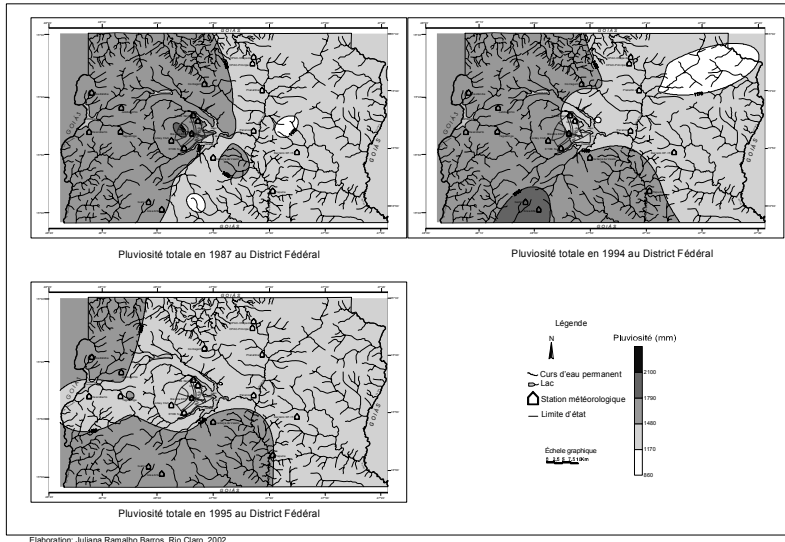


Figure 5 – Les années modèles habituelles avec configuration « bandes longitudinales » pour la période 1979 – 1997

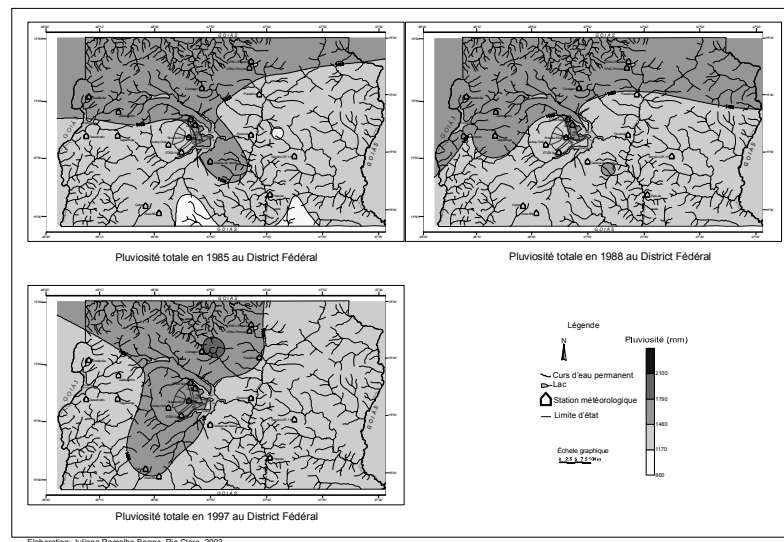


Figure 6 – Les années modèles habituelles avec configuration "bandes latitudinales" pour la période 1979-1997

Conclusion

Les pluviogrammes de Schroder ont une grande utilité pour le choix des années modèles sèches et pluvieuses et rendent possible une vision du rythme de la distribution des pluies pour la période 1979 - 1997.

En ce qui concerne les cartes de précipitation élaborées à partir des totaux annuels de pluie des dix-neuf stations météorologiques du District Fédéral, elles confirment les résultats obtenus avec les pluviogrammes et fournissent des indications sur les années modèles habituelles. Sur la base de la configuration spatiale des isohyètes il est possible de faire une classification des années modèles en fonction de leur caractère pluviométrique (sec, pluvieux ou habituel).

Du fait que la climatologie a pour objet d'étude l'élément le plus dynamique du globe – l'atmosphère – et ses interactions, constamment les chercheurs de cette discipline ont du adapter des techniques développées et déjà utilisées par d'autres branches de la géographie ou dans d'autres régions. L'utilisation des pluviogrammes et des cartes annuelles d'isohyètes pour la détermination des années modèles dans les études du rythme climatique est une bonne illustration de ceci : en effet, quand l'étude sur le régime des pluies dans le District Fédéral du Brésil a été entreprise, on a trouvé un régime pluviométrique différent de ceux des régions du Sud et du Sud-est du Brésil, là où est réalisée la majeure partie de la production scientifique brésilienne et de la méthodologie utilisée dans les travaux de climatologie du pays. On montre donc que les techniques employées ici peuvent l'être dans des régions climatiquement très différentes et ainsi aider les travaux futurs pour les études du rythme climatique.

Bibliographie

- FLORES, E. F. *Sistema de informação climatológica: desenvolvimento e inserção no sistema de informação geográfica "GEO-INF+MAP"*. 1995. Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1995.
- MONTEIRO, C. A. de F. *A análise rítmica em climatologia: problemas da atualidade climática em São Paulo e achegas para um programa de trabalho*. São Paulo: Universidade de São Paulo, 1971 (Série Climatologia, 1).
- MONTEIRO, C. A. de F. *Teoria e clima urbano*. São Paulo: Universidade de São Paulo, 1976 (Série Teses e Monografias, 25).
- PÉDELABORDE, P. *Introduction a l'étude scientifique du climat*. 2eme. ed. Paris: SEDES, 1954-1970.
- SORRE, M. *Les fondements de la géographie humaine*. 3eme. ed. Paris: Armand Colin, 1951.
- TAVARES, A.C. Critérios de escolha de anos padrões para análise rítmica. *Geografia*, Rio Claro, v. 1, n. 1, p. 79-87, 1976.
- ZAVATTINI, J. A. O paradigma da análise rítmica e a Climatologia Geográfica brasileira. *Geografia*, Rio Claro, v. 25, n° 3, p. 25-43, 2000.

Modélisation par maillage triangulaire adaptatif de l'impact d'un futur remblai sur la répartition des écoulements d'air dans le vignoble de Châtenois (Alsace)³

Olivier Bedel¹, Erwan.Bocher², Hervé Quéno³, Gérard Beltrando⁴

1 Irisa/Université de Rennes 1, France
obedel@irisa.fr

2 Laboratoire RESO, UMR ESO 6590, Université de Rennes 2, France
erwan.bocher@gmail.com

3 Laboratoire COSTEL UMR CNRS 6554, Université de Rennes 2, France
herve.quenol@uhb.fr

4 UMR 8586 Equipe Dynamique des milieux et Risques, Université Paris VII, France
beltrando@paris7.jussieu.fr

Résumé : Dans la vallée viticole du Châtenois, en Alsace, la future déviation de la RN59 va perturber la dynamique naturelle des écoulements d'air. Les nappes d'air froid bloquées par le futur remblai autoroutier vont accentuer le risque de gel sur les parcelles viticoles situées en amont. Suites aux inquiétudes des vignerons, la Direction Départementale de l'Équipement du Bas Rhin a commandé une étude d'impact climatique préalable aux travaux. Cet article présente la modélisation de l'organisation spatiale des écoulements de surface sous la contrainte du futur remblai. Cette modélisation, s'appuyant sur une représentation du territoire par un maillage triangulaire et sur le calcul d'un graphe d'écoulement, a permis de déterminer la position de zones d'accumulation le long du tracé, et ainsi de proposer des ouvertures sous l'ouvrage, visant à rétablir l'écoulement naturel et à limiter le risque gélif.

Mots-clés : écoulement d'air, modélisation, risque gélif, TIN

Abstract: In the Alsatian wine-producing valley of Châtenois, the diversion of National Road RN59 will disturb the natural air flow system. In fact cold air blankets stopped by the diversion embankment may increase frost risk in upstream vineyards. In response to wine growers worry, a climatic impact assessment has been led prior to the embankment building. This paper describes the model used to evaluate the impact of the diversion on the spatial organisation of cold air flow. The model is based on a Triangle Irregular Network (TIN) structure which is used to compute a flow graph and to determine optimum positions for holes in the embankment.

Key Words: air flow, modelisation, frost risk, TIN

Introduction

Dans le département du Bas-Rhin, la future déviation de la RN59 traversera le vignoble AOC d'Alsace dans la vallée du Giessen en contrebas des coteaux du Hanenberg et du Sommerberg. Cette vallée, relativement étroite et peu pentue aboutit au niveau de la commune de Châtenois à la grande plaine d'Alsace. Surélevé localement par la construction d'un remblai, le nouvel ouvrage suscite des inquiétudes parmi les vignerons. En effet, la nuit, en situation radiative (ciel clair ou peu nuageux, vents faibles ou nuls), ce remblai constituera un obstacle potentiel aux écoulements d'air froid qui provenant des versants vont s'accumuler au pied de l'ouvrage, formant ainsi un « lac d'air froid » (Beltrando *et al.*, 2003). Or au printemps, période du débourrement des bourgeons, cette accumulation entraînerait un risque supplémentaire de gel pour les vignes qui sont alors particulièrement vulnérables aux basses températures. Pour répondre aux inquiétudes des vignerons de Châtenois, la Direction Départementale de l'Équipement (DDE) du Bas-Rhin a commandé une étude climatique permettant d'estimer l'impact de l'ouvrage sur l'accentuation du risque gélif. Courant 2003, une première étude a permis par simulation numérique de déterminer l'emprise du lac d'air froid et de caractériser les zones viticoles concernées par le risque gélif. Ces résultats ont donné lieu à une modification du tracé original de la déviation.

³ Contrat de recherche Paris7-PRODIG.

L'objet de cette communication est de vous présenter la modélisation de l'organisation des écoulements d'air froid sous l'influence de ce nouveau tracé. A la différence de la première simulation qui s'appuyait sur des structures matricielles, cette modélisation exploite des primitives triangulaires adaptées à la représentation des concentrations d'écoulement le long d'obstacles bloquant ou déviant (Bocher *et al.*, 2005). L'un des objectifs de cette seconde étude est en effet de préciser, si nécessaire, la position d'ouvertures à réaliser pour rétablir une partie des écoulements vers la plaine.

Dans la suite de ce document, nous rappelons le principe général de la modélisation des écoulements de surface sur un maillage triangulaire. Ensuite, nous détaillons la construction du modèle dont l'étape préalable de préparation des données. Enfin, nous présentons les résultats de la modélisation, les adaptations proposées sur l'ouvrage, et nous concluons par l'apport et les limites de ce type de modélisation dans la prise en compte des risques liés au climat et aux aménagements anthropiques.

I. Présentation du modèle utilisé

La modélisation des écoulements d'air froid s'appuie sur de récents travaux de recherche menés sur le thème du parcours des écoulements de surface dans un bassin versant agricole bocager (Bocher *et al.*, 2005). Le modèle FlowTin, développé à l'occasion de ces travaux, exploite une structure triangulaire (Triangle Irregular Network ou TIN) contrainte par des données exogènes (courbes de niveau, talus, limites du parcellaire) comme support de base à la modélisation. Cette structure permet de déduire un graphe d'écoulement, traduction numérique des interactions entre la topographie et les obstacles (contraintes). Ce graphe nommé graphe de bassins est exploité pour connaître les points de concentration des écoulements le long des obstacles et produire de nouveaux indicateurs tels que le bassin d'alimentation contraint.

Dans le cadre de notre étude, où l'action des vents est négligeable, l'écoulement d'air froid est un processus physique similaire au ruissellement : tous deux interviennent en surface, et sont guidés par la topographie. De même, le remblai autoroutier par sa hauteur et son tracé longitudinal en opposition avec la pente constitue un obstacle en relief qui va perturber la dynamique du système d'écoulement hydraulique et aérien. L'utilisation du modèle FlowTin semble donc adaptée aux besoins de cette étude d'impact climatique.

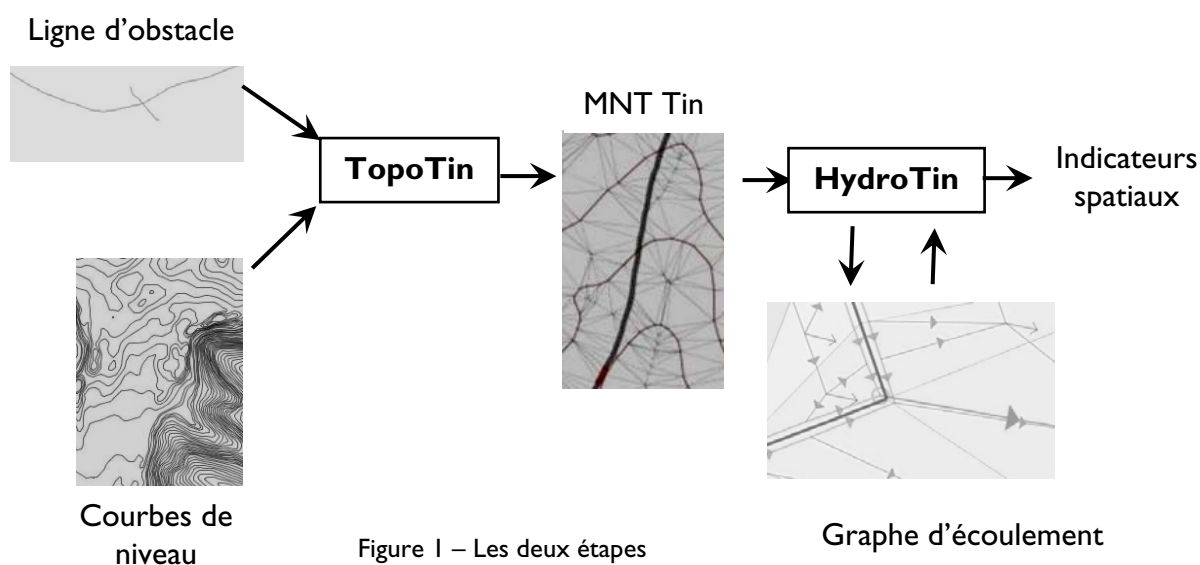


Figure I – Les deux étapes du modèle FlowTin

Appliqué au ruissellement, FlowTin est utilisé pour localiser les principaux axes d'écoulement et proposer la construction de barrières bocagères qui doivent ralentir ou stopper les eaux susceptibles de véhiculer des polluants d'origine agricole. Dans le cas des écoulements d'air, la problématique est inversée. Les zones de concentration sont recherchées le long de l'ouvrage pour déterminer la position d'ouvertures dont l'effet serait optimum. De ce fait, le modèle a été enrichi pour permettre la délimitation de l'emprise du lac d'air froid formé en chaque zone d'accumulation. La taille de cette emprise fournit une hiérarchisation de l'impact local de l'obstacle sur le risque gélif.

Au-delà de cette fonctionnalité, le modèle n'a subi aucune modification majeure. Les deux étapes du processus de modélisation furent réalisées dans le SIG OpenJump. La création du maillage triangulaire à partir des courbes de niveaux et des lignes d'obstacles par le module TopoTin, le calcul du graphe d'écoulement et des indicateurs par le module hydroTin (figure 1). Il fut ainsi possible sous la même interface de préparer une partie des données d'entrée du modèle, de réaliser la modélisation et mettre en forme les résultats obtenus.

2. Application du modèle

La DDE du Bas Rhin mit à notre disposition les plans d'implantation de la déviation au format numérique ainsi que 2 sources de données altimétriques : un semis de points topométriques à proximité du futur axe autoroutier (semis irrégulier, précision verticale décimétrique), et la Bd Alti de l'IGN (grille au pas de 50 m, dont la précision verticale varie de 5 m à 50 m avec l'altitude) sur la commune de Châtenois. Une première étape préalable à la modélisation fut donc d'extraire les courbes de niveaux et les principaux axes du tracé, qui servent de base à la construction du TIN.

2.1. Préparation des données

Une première grille altimétrique d'une résolution horizontale de 2 m fut construite en appliquant une interpolation « aux plus proches voisins »⁴ (*Natural Neighbour Interpolation*) sur un semis de points combinant la Bd Alti et sur la zone longeant le remblai, uniquement le relevé topométrique. La résolution horizontale de 2 m permet de bien prendre en compte les différences d'altitude indiquées par le semis topométriques, sur cette zone relativement plane. De cette grille fut extrait un premier jeu de courbes de niveau équidistantes de 1 m en altitude. La donnée ainsi obtenue est cependant inutilisable dans FlowTin car beaucoup trop riche d'information (2 440 lignes et près de 7 000 000 de points). En effet, les précédentes utilisations (Bocher *et al.*, 2005) montrent qu'au delà de 30 000 points, les modélisations deviennent trop coûteuse en temps de calcul et en utilisation mémoire. Par conséquent, trois simplifications ont été successivement appliquées :

- une restriction des données à la zone autour du tracé,
- une simplification de la géométrie des courbes de niveaux par la méthode de Douglas Peucker (décalage maximale de 0,2 m),
- un filtrage des courbes de niveaux en fonction de l'altitude pour limiter la redondance d'information : entre 0 et 195 m, une courbe tous les mètres ; entre 195 m et 300 m, tous les 5 m ; et au-delà de 300 m, tous les 10 m.

Le jeu de données résultant a une taille (180 lignes et environ 13 000 points) compatible avec le modèle tout en préservant la géométrie des courbes.

⁴ Création de la grille d'altitude et extraction des courbes de niveau réalisées réalisées avec le logiciel Vertical Mapper®. Paramètres d'interpolation : rayon de recherche 75 m, taille de cellule 2 m, et option de lissage avec dépassement (Smoother allowing overshoot)

Un prétraitement du tracé du remblai fut également nécessaire. Des plans numériques complets fournis par la DDE, seuls l'axe du tracé et ses connexions majeures aux voies transversales existantes (figure 2) furent conservés. Cet axe long de 6 000 m sur la zone d'étude, fut ensuite en tronçons réguliers de 25 m, pour lesquels il fut ensuite possible d'évaluer le bassin d'alimentation. Cette longueur fut choisie afin de produire des indicateurs à une échelle compatible avec la réalisation d'ouvertures, sans pour autant surcharger le modèle. La hauteur attribuée à chaque tronçon correspond à la moyenne des différences d'altitude entre les sommets du tronçon et leur projection sur la surface TIN, construite à partir du jeu de courbes de niveau précédemment calculé. Ainsi, cette hauteur traduit l'altitude réelle de l'ouvrage, en prenant en compte les erreurs d'approximation liées à l'élaboration des courbes de niveau. Le remblai est donc approximé comme une ligne crénelée (figure 2).

2.2. Détails de la modélisation

Le TIN est construit au moyen d'une triangulation de Delaunay contrainte par les courbes de niveaux sur la zone de Châtenois et par l'axe du tracé autoroutier. Ainsi les lignes du relief et les différents tronçons du remblai apparaissent comme une succession d'arrêtes de triangles. Le MNT ainsi produit est une surface continue en 2 ½ dimensions (figure 2), permettant la représentation des directions d'écoulement guidées par la topographie, ou déviées le long des différents tronçons.

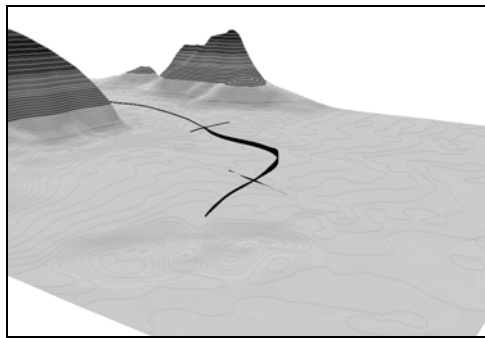


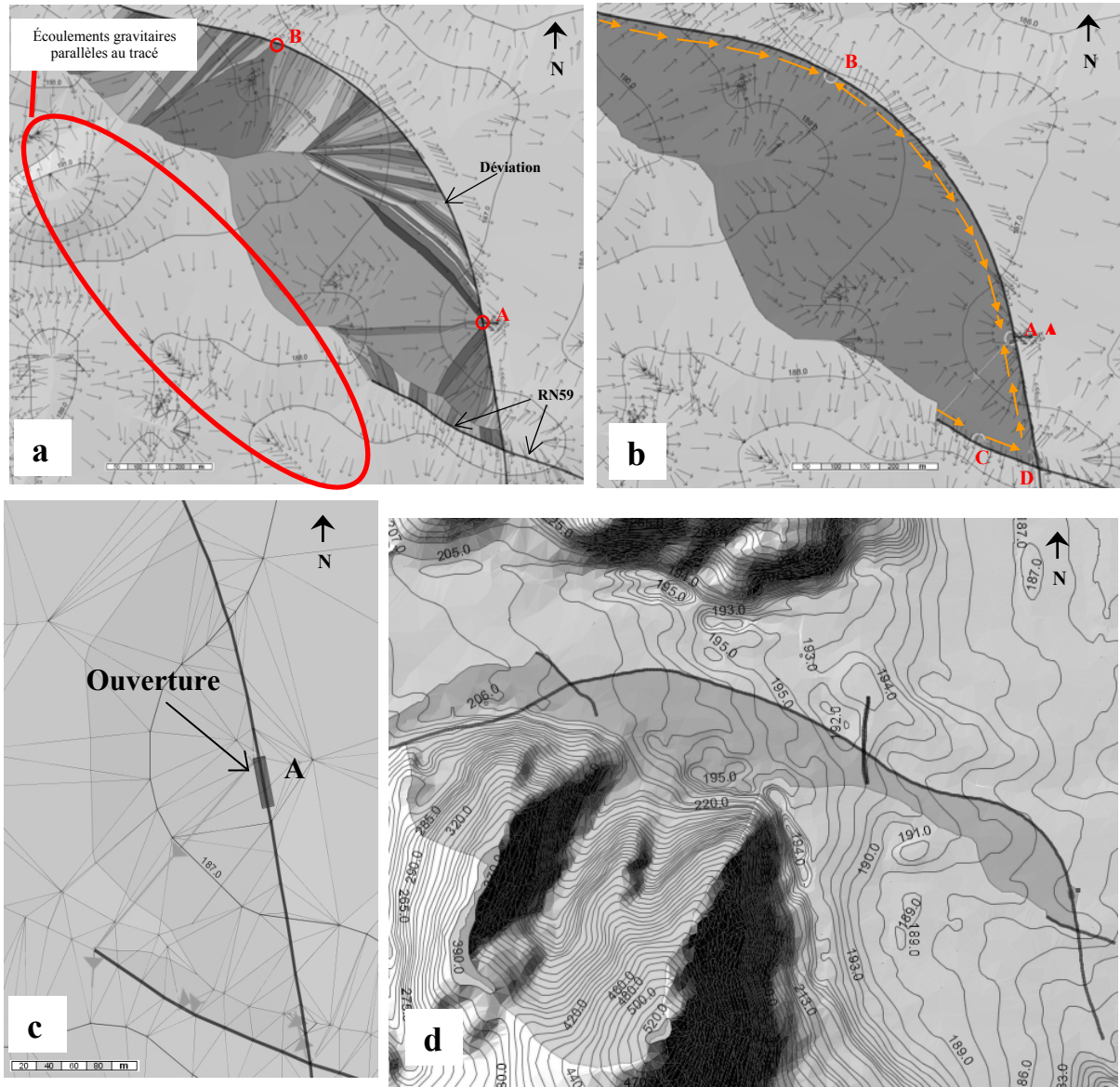
Figure 2 – Aperçu en 2.5 dimensions de la surface TIN sur la zone de Châtenois et de l'approximation du remblai par la ligne crénelée (Visualisation sous ArcScene avec une exagération verticale à 2.5)

Cette structure permet de prendre en compte les écoulements portés par trois types de primitives (triangles, arrêtes et points) : suivant la ligne de plus forte pente sur les triangles, traversant les courbes de niveaux ou longeant les tronçons du remblai, ou encore s'accumulant dans les puits topographiques, ou les cuvettes formées par le remblai. Les directions d'écoulements calculées localement permettent de mettre en relation les mailles du TIN et de produire pour l'ensemble de la zone d'étude un graphe traduisant le cheminement de l'air froid. Cependant ce graphe présente des ruptures liées à la présence de cuvettes d'origine topographique ou issues des redirections le long du remblai. Dans la réalité, ces ruptures dans le cheminement de l'air froid disparaissent après le comblement des cuvettes, par des phénomènes de débordement. Pour rétablir la continuité des écoulements, une procédure de connexion a été mise en place : une cuvette est connectée à l'un de ses exutoires naturels, si la profondeur de celle-ci est inférieure à une hauteur maximale de débordement, fixée pour cette étude à 20 m, autorisant ainsi toujours un débordement au dessus du remblai.

3. Résultats obtenus

Une première modélisation où la hauteur du remblai n'a pas été prise en compte a permis de visualiser la répartition des écoulements uniquement guidés par la pente naturelle (figure 3a). Il apparaît qu'une partie importante des écoulements gravitaires en provenance des

coteaux du Châtenois prenne une direction parallèle au tracé de la déviation, alors qu'une seconde partie, juste en amont du remblai, arrive dans une direction orthogonale au tracé. L'étude pour chaque tronçon des surfaces contributives met en évidence 2 bassins d'alimentation très convergents, qui traduisent 2 zones de concentrations naturelles des écoulements le long du tracé (notées A et B sur la figure 3a) : la première, et la plus importante, à 300m, et la seconde à 800m au nord de l'intersection de la déviation avec l'actuelle RN59.



Légende commune aux figures






-  Cuvette (zone de piégeage des écoulements)
-  Connexion de cuvette (les flèches pointent vers le déversoir de la cuvette)
-  Direction des écoulements topographiques (vecteur de plus forte pente)
-  Tracé du remblai
-  Redirection le long du remblai

Figure 3 – Résultats de la modélisation. Bassin d'alimentation de chaque tronçon du remblai (figure a) ; bassin d'alimentation contraint de l'ensemble du remblai, et points d'accumulation (figure b) ; lac d'air froid retenu au niveau de la première ouverture (figure c) ; étendue totale du bassin d'alimentation contraint au niveau de la première ouverture (figure d)

La seconde modélisation intégrant le relief du remblai montre que la redirection des écoulements le long des tronçons accentuera l'accumulation d'air froid dans ces deux zones de concentration (figure 3b). Ces zones de concentration traduisent la présence de 2 cuvettes le long du tracé, où vont se former des lacs d'air froid, stagnant, susceptible de favoriser le phénomène de gel. Deux autres cuvettes (notées C et D, sur la figure 3b) apparaissent également le long de l'actuelle RN 59. Cependant la connexion des bassins par débordement indique que trois des cuvettes se déversent dans la dernière (notée A), correspondant à la plus grande zone de concentration identifiée lors de la première modélisation. L'exutoire de cette cuvette principale est situé en amont du tracé, le long de la RN59 (figure 3b). Cela signifie qu'une fois le lac d'air froid formé, les nouvelles nappes d'air arrivant sur le remblai rejoindront les écoulements gravitaires parallèles au tracé.

Après simulation, la création d'une ouverture au point de concentration principal (noté A) implique bien la disparition de la cuvette associée (figure 3c) par le rétablissement des écoulements vers la plaine d'Alsace. Cependant, les écoulements arrivant jusqu'à cette ouverture prennent leur origine jusque dans les coteaux du Hannenberg (figure 3d). La pratique d'une seconde ouverture au nord de la première permettrait de limiter les volumes d'air stagnant le long de l'ouvrage. Nous avons donc proposé comme site d'ouverture secondaire, le second point de concentration naturelle des écoulements (noté B), identifié lors de la première modélisation. Ainsi, lorsque la capacité d'évacuation de cette seconde ouverture sera atteinte, la connexion des bassins devrait favoriser un délestage naturel vers la première ouverture.

Conclusion

Dans le cadre de cette étude d'impact climatique, le modèle FlowTin a permis, à la fois d'estimer le risque gélif lié à la construction d'un remblai autoroutier, mais aussi de déterminer la position d'ouverture sous l'ouvrage visant à réduire ce risque. En cela, il constitue un outil d'aide à l'information dans un contexte où les aménagements anthropiques ont un impact climatique direct.

Cette étude fut également l'occasion d'une première transposition très probante du modèle FlowTin, initialement développé pour la modélisation du cheminement des eaux de surface. Si les résultats obtenus semblent très satisfaisants, ce type de modélisation reste cependant perfectible. La précision des données d'entrée du modèle a, en effet, une influence directe sur la qualité des indicateurs produits. Plusieurs procédures de FlowTin, non présentées dans cet article, permettent déjà de corriger certaines incohérences dans les données, et l'une des améliorations envisagées concerne la possibilité de traiter des données très denses et donc potentiellement très précises. Une seconde voie de travail porte sur la gestion des volumes dans FlowTin, ce qui permettrait notamment de simuler la dynamique temporelle de débordement de bassins.

Bibliographie

- BELTRANDO G., QUENOL H., BRIDIER S. ET SAHAL A., 2003, *Evaluation de l'impact du futur remblai de la déviation de la RN59 sur les gelées printanières dans le vignoble de Châtenois (Alsace)*, Rapport d'expertise pour la Direction Départementale de l'Équipement du Bas-Rhin et le Syndicat Général des Vignerons d'Alsace, 20 p.
- BOCHER E., 2005, *Impact des activités sur le cheminement des écoulements de surface dans un bassin agricole, essai de modélisation. Application au bassin versant du Jaudy-Guindy-Bizien*, Thèse de doctorat, Laboratoire Reso UMR CNRS 6590, Université de Rennes 2, 420p.
- GEORGE P.L., BOROUCHAKI H., 1997, *Triangulation de Delaunay et maillage : applications aux éléments finis*, Hermès, 432p.
- LANGLOIS P., DELAHAYE D., 2002, *RuiCells, automate cellulaire pour la modélisation des écoulements de surface*, Revue Internationale de Géomatique, **12**, n°4, p. 461-497

Chaleur et canicules estivales dans les principales villes côtières de Tunisie

Habib Ben Boubaker

Laboratoire de Biogéographie, Climatologie Appliquée et Dynamique Erosive
Faculté des Lettres, des Arts et des Humanités, Manouba, Tunisie
habib.boubaker@flm.mu.tn

Résumé : *Les principales villes côtières de la Tunisie connaissent des épisodes de forte chaleur estivale de durée allant d'un jour à quelques semaines. Elles sont assez fréquentes, souvent persistantes de plus de 2 jours et d'intensité parfois accusée. Elles sont généralement attribuées à l'advection de l'air chaud saharien, en surface et en altitude.*

Mots-clés : Température, chaleur, canicule, Tunisie

Abstract: *The principal coastal cities of Tunisia know episodes of strong summer heat of duration going one day at a few weeks. They are rather frequent, often persistent of more than 2 days and sometimes marked intensity. They are generally allotted to advection of the Saharan hot air, on the surface and altitude.*

Key Words: Temperature, heat, dog-days, Tunisia

Introduction

La Tunisie se caractérise par une forte concentration des activités et de la population dans ses principales villes côtières. Les conditions climatiques favorables qui ont largement contribué à cette concentration manifestent pourtant, de temps en temps, des anomalies contraignantes pour le confort de la population, pour les activités de plein air, voire même d'intérieur des bâtiments,...

En l'occurrence, c'est l'été qui est le plus redouté pour ses vagues de chaleur, qui peuvent durer jour et nuit. Des anomalies thermiques positives, atteignant plus de 30 % la normale estivale, sont fréquentes. Ces épisodes de chaleur, pouvant évoluer à des canicules, représentent de véritables risques, surtout si l'augmentation de la température a été brutale, provoquant une espèce de « choc thermique ». La menace pour la santé est d'autant plus grave que la chaleur est persistante ou qu'elle s'accompagne de pics de pollution urbaine.

Dans le présent travail, nous analysons :

- La **fréquence** de ces épisodes de chaleur et leur **persistance** ;
- l'**intensité** de la chaleur diurne et des « nuits tropicales » ;
- les **facteurs** responsables de ces épisodes de forte chaleur estivale.

I. Données et méthodes

I.1. Problèmes de définition

L'Organisation météorologique mondiale (OMM) définit une vague de chaleur comme étant « un réchauffement important de l'air, ou une invasion d'air très chaud sur un vaste territoire, généralement de quelques jours à quelques semaines ». Toutefois, cette définition ne donne pas de précision quant aux termes associés, généralement évoqués en cas d'anomalie positive de grande ampleur, tels que « chaleur », « canicule », ...

La chaleur étant ressentie différemment d'une région climatique à l'autre et d'une saison à l'autre, plusieurs seuils ont été proposés pour définir un épisode de chaleur. En l'occurrence, en France, les seuils de 25, 30 et 35°C sont souvent admis pour définir, respectivement, un jour de chaleur, de forte et de très forte chaleur (Bessemoulin P. et al, 2004). En Belgique, une

« vague de chaleur » dure au moins cinq jours consécutifs avec une température de 25°C ou plus et comprend au moins 3 jours avec 30°C ou plus (Vandiepenbeeck, 2004).

Ces seuils, si précis soient-ils, restent encore objet de critiques. Outre leur caractère empirique, ils ne peuvent traduire la sensation de chaleur vécue dans des topoclimats différents, à une même température et au même instant. Dans tous les cas, ils ne peuvent s'adapter au contexte tunisien, surtout qu'il s'agisse de la saison estivale, déjà chaude par excellence. Les températures maxi moyennes y sont ordinairement voisines ou supérieures à 30°C dans la majeure partie du pays, y compris le littoral.

Les jours de chaleur doivent donc se définir en relation avec un écart par rapport à la température moyenne « normale » d'une station donnée, pour une saison donnée. Le critère d'un jour chaud d'été ne peut pas s'appliquer à l'hiver par exemple. **Deux jours** consécutifs de température supérieure à la normale du mois (ou de la saison) d'au moins 25 %, constituent de ce fait une **vague de chaleur**, d'autant plus intense que la chaleur est persistante. Il va sans dire que cette durée de chaleur soit suffisante pour provoquer un stress accablant, nuisible pour la santé.

1.2. Données et méthodes

Dans le contexte de la Tunisie, où l'été est par définition la saison chaude et sèche, nous proposons un critère plus flexible. N'étant pas exclusif à une région donnée, il s'accommode à la réalité de climato-thermique de chaque station, pour détecter les journées qui manifestent une chaleur exceptionnelle, ainsi que les vagues de chaleur.

Partant des données thermométriques quotidiennes, maxi et mini, observées entre 1950-2003, l'étude a porté sur les 25 % des journées les plus chaudes par station, qu'on peut qualifier **d'exceptionnellement (ou fortement) chaudes**. Elle correspondent à celles où les températures maximales journalières (TX) sont supérieures au paramètre statistique Q3 (troisième quartile) qui correspond pour une série normale à :

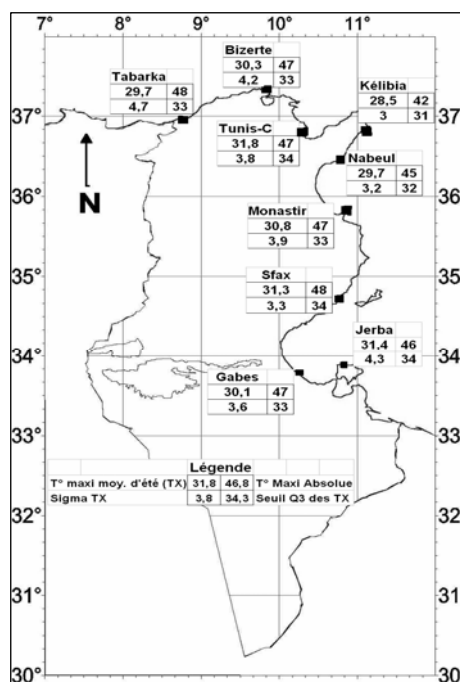
$$[TXM + 2*(SIGTX)/3] ; \text{Exemple : Tunis-C: } TXM = 31.8 \text{ } ^\circ\text{C} ; SIGTX = 3.8 \text{ } ^\circ\text{C}$$

25 % des observations supérieures à 34.3 °C sont considérées exceptionnellement chaudes.

Etant donnée la longueur des jours d'été (14 à 15 heures), une chaleur aigüe qui s'établit pendant le jour, a forte chance de se prolonger la nuit. Selon les stations, entre 95 et 99 % des journées exceptionnellement chaudes recensées, correspondent à des températures minimales nocturnes (Tn) $\geq 20^\circ\text{C}$, valeur typique des « nuits tropicales ».

En somme, l'étude est menée à partir des séries de températures quotidiennes diurnes (Tx) et nocturnes (Tn) observées au cours du demi siècle dernier (1950-2003), dans 9 stations représentatives des différentes régions littorales du pays (Tabarka, Bizerte, Tunis, Kélibia, Nabeul, Monastir, Sfax, Gabes et Jerba) (figure 1). Ces données nous ont été gracieusement fournies par l'Institut National de la Météorologie de Tunis.

Figure 1 – Carte de localisation et paramètres de sélection des journées chaudes d'été (juin + juillet + août)



Les températures extrêmes appartenant au 3^e quartile, indicatrices des épisodes de chaleur exceptionnelle, évoluent dans des fourchettes supérieures à 10°C (entre Q3 et TXA) (figure 1). Par exemple, à Bizerte, où la moyenne estivale des températures maximales diurnes est de 30,3°C, les journées chaudes sélectionnées oscillent entre 33,1 et 46,5°C. Quant aux minimales nocturnes observées en parallèle, qui sont en moyenne de 19,3°C, elles atteignent 28,4°C pendant la même période.

2. Fréquence et intensité des épisodes de chaleur estivale

2.1. Fréquence des épisodes de forte chaleur

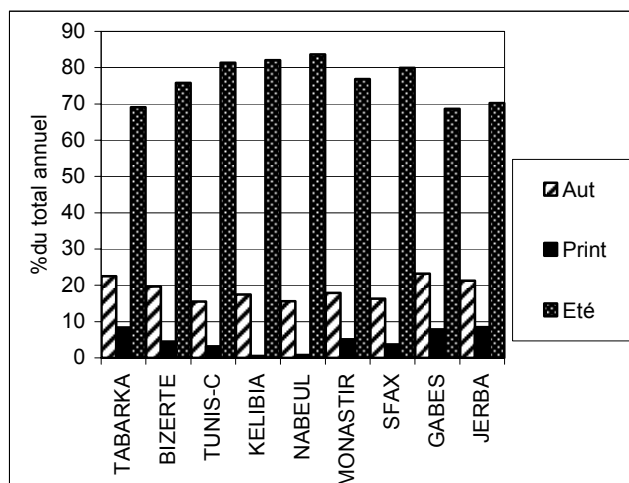


Figure 2 – Répartition saisonnière du nombre de jours à chaleur « estivale » (en %) avec TX \geq Q3 de l'été

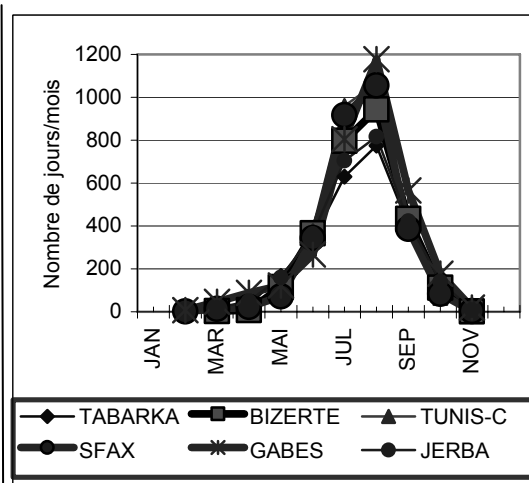


Figure 3 – Fréquence mensuelle absolue des jours à forte chaleur estivale

L'extrapolation du critère de chaleur estivale exceptionnelle, retenu plus haut pour l'été, à l'ensemble des observations journalières de l'année (Tx > Q3) permet de noter que (figure 2):

- l'été est par excellence la saison qui détient le taux le plus élevé des journées exceptionnellement chaudes de l'année, soit plus de 70 % des observations.
- Cette chaleur estivale n'est pas exclusive à l'été. Des journées caniculaires, à chaleur de taille estivale, sont susceptibles de se produire même en dehors de l'été, au cours des saisons intermédiaires. A Tabarka, Bizerte, Gabes et Jerba, plus du 1/5 de ces jours ont lieu en automne, dont la chaleur a souvent l'air de prolonger l'été.

A l'échelle mensuelle (figure 3), c'est le mois d'août, secondé de juillet, qui ont totalisé le nombre le plus élevé de jours à forte chaleur pour l'ensemble des stations littorales. Le mois de juin vient en 3^e position.

En dehors de l'été, des jours de forte chaleur estivale s'observent en septembre, presque à égalité avec juin, mais aussi en octobre et novembre. Beaucoup moins fréquemment, le même type de jours peut apparaître précocement, au cours des mois du printemps, voire même en fin d'hiver, en février, à Sfax, Gabes et Monastir.

Quant à la **variation interannuelle** du nombre de jours d'été exceptionnellement chauds (figure 4), il affiche une tendance nette à l'augmentation. Comparant les séries les plus complètes de 6 stations littorales sur la période (1950-2003), il s'avère que la station de Tunis-Carthage, à climat largement urbanisé et anthropisé, enregistre le total interannuel record de jours fortement chauds (2402 jours). Tabarka, la station la plus septentrionale et

largement ouverte aux influences nordiques rafraîchissantes, détient par contre le total le plus faible (1744 jours).

Certains pics, synonymes d'étés particulièrement chauds, tels que celui de 1952, 1982, 1994 ou 2003 sont faciles à distinguer dans la série.

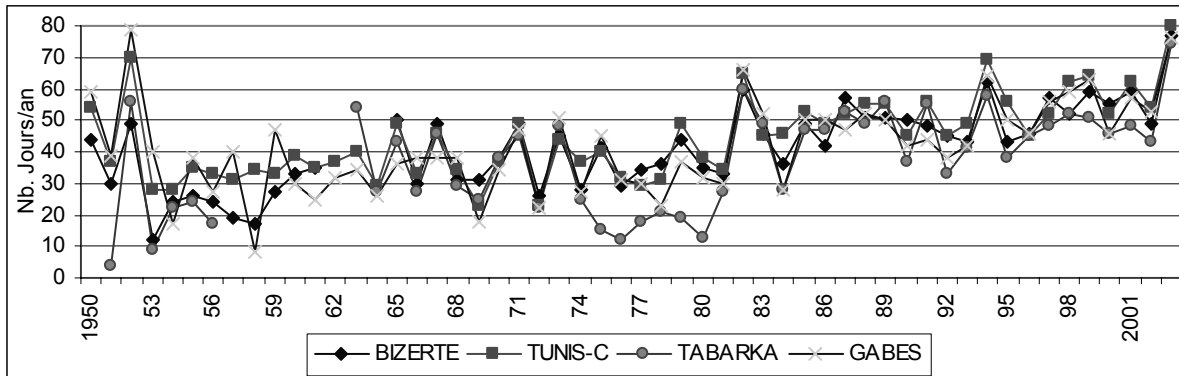


Figure 4 – Nombre de jours d'été à forte chaleur (TX>Q3) dans quelques stations littorales (1950-2003)

2.2. La persistance de la chaleur

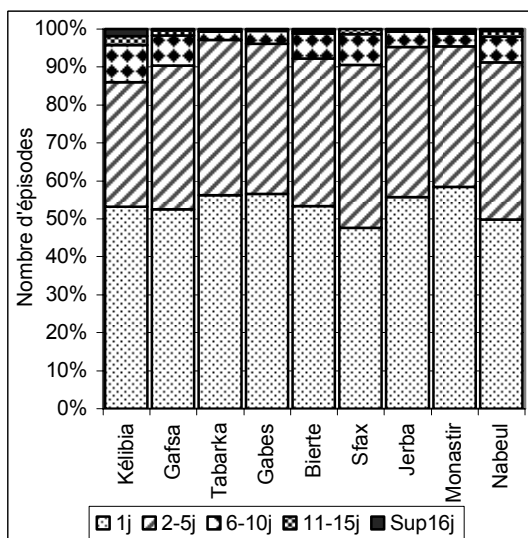


Figure 5 – Fréquence (en %) du total inter-annuel des épisodes de forte chaleur estivale (1950-2003)

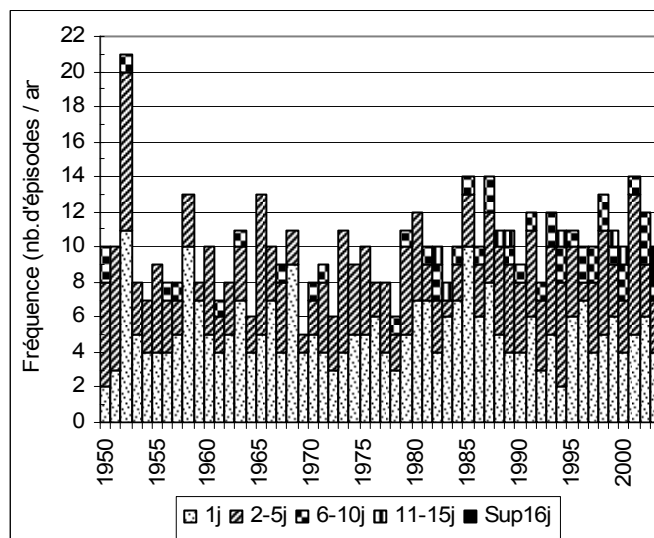


Figure 6 – Fréquence d'occurrence des épisodes de forte chaleur estivale à Tunis-C

En fonction de la durée des épisodes de forte chaleur recensés, nous avons distingué 5 principaux types : épisodes courts (1 jour), moyens (2-5jours), longs (6-10j), très longs (11-15j) et exceptionnellement longs (16 jours et plus).

Le regroupement de ces jours de chaleur en fonction de leur durabilité permet de déduire que (figures 5 et 6) :

- le cumul des journées exceptionnellement chaudes consécutives de l'été dénote de la primauté des épisodes de courte et de moyenne durée. Les longues vagues de chaleur (11 à 15 j) sont moins importantes en termes de fréquence, mais certainement plus stressantes.
- Pendant les années exceptionnellement chaudes (1982, 1994, 2003, ...) la chaleur devient beaucoup plus persistante que d'ordinaire. Le nombre de jours chauds isolés

régresse en faveur des épisodes longs, très longs, voire même de longueur exceptionnelle.

- Certains été plus frais, (1953, 1963, ...) ce sont plutôt les épisodes de courte et de moyenne durée qui l'emportent.

2.3. Intensité de la chaleur

Pour évaluer l'**intensité** de la chaleur au cours d'un épisode donné, plusieurs critères sont à prendre en compte (figures 7 et 8):

- La valeur absolue des Tx et Tn observées ;
- L'ampleur de l'anomalie thermique, qui s'estime en rapport avec la normale des Tx et Tn du mois en considération;
- Enfin, la persistance de la chaleur, évoquée plus haut, est aussi un indicateur expressif de l'intensité d'un épisode de chaleur.

En effet, les épisodes de forte chaleur estivale en Tunisie se caractérisent par des niveaux thermiques qui dépassent de loin les normes proposées pour l'Europe (figures 7 et 8). Sur la bordure littorale du pays, ils sont toujours supérieurs à 30°C. Les températures maximales absolues atteignant souvent 40°C, voire même 45. L'écart thermique aux normales saisonnières dépasse souvent 30 % de la température observée. Dans ces mêmes stations littorales, les pics de températures sont le plus souvent accompagnés d'une teneur élevée de l'air en vapeur d'eau, ce qui accentue la sensation de chaleur et de stress chez les organismes vivants.

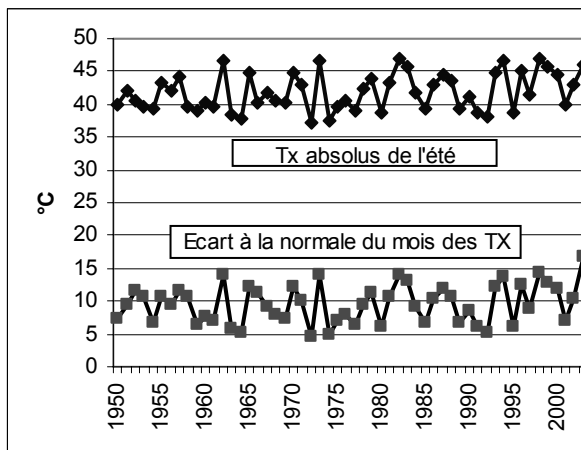


Figure 7 – Variation inter-estivale des températures maxi absolues et écart à la normale du mois à Tunis (1951-2003)

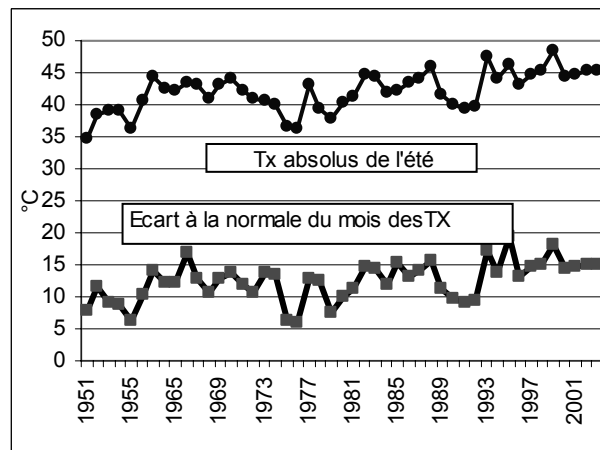


Figure 8 – Variation inter-estivale des températures maxi absolues et écart à la normale du mois à Tabarka (1951-2003)

3. Les facteurs responsables des épisodes de forte chaleur estivale

Les épisodes de forte chaleur estivale inventoriés sont de deux types. Ils sont :

- soit généralisés sur le pays. Dans ce cas, ils sont attribués à des facteurs aérologiques qui affectent l'ensemble du pays.
- soit spécifiques à une région ou une station particulière. Ils sont alors soit générés, soit amplifiés par l'effet des facteurs régionaux et/ou locaux.

Le plus souvent, ce sont des masses d'air chaud saharien qui balayent le pays. Particulièrement dans les régions littorales, la recrudescence de l'humidité contribue à en aggraver la sensation de chaleur. Cette humidité joue le rôle d'un gaz à effet de serre, capable de maintenir la chaleur nocturne. Plus encore, dans les principales villes côtières industrielles (Sfax, Gabes, Bizerte, Tunis), l'effet urbain et la concentration des polluants contribuent de leur part à renforcer les îlots de chaleur.

Les advections de l'air chaud saharien, classiques en été, risquent souvent de s'accompagner d'un blocage d'air chaud en altitude. L'Anticyclone des Açores, qui peut déborder jusqu'aux frontières orientales de la Tunisie, peut stagner plus longtemps que d'ordinaire. La circulation atmosphérique prend le plus souvent une orientation méridienne, tant en surface qu'en altitude, avec une dorsale anticyclonique sur nos régions.

En l'occurrence, la situation du 1^{er} juillet 1998, a provoqué une chaleur excessive touchant l'ensemble du pays, avec des Tx atteignant 46,5°C à Tunis, 45,3° à Tabarka, 46,5° à Bizerte, 36,5° à Kélibia, 43,5° à Monastir, 43,3° à Sfax, 41,1° à Jerba.

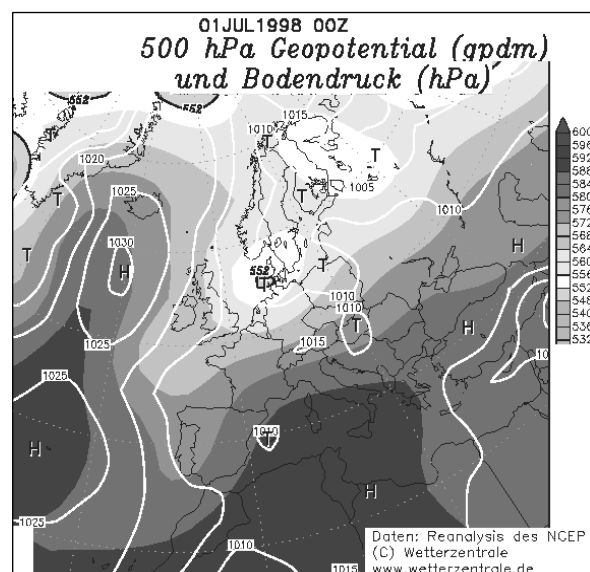


Figure 9 : Exemple de situation à circulation méridienne, acheminant de l'air chaud vers la Tunisie, en altitude et en surface

Partant de critères spécifiques, il est difficile d'établir des comparaisons entre leur vulnérabilité avec celle d'autres climats. Certes, l'effet de surprise est moins dramatique qu'en Europe, puisque les gens disposent déjà de traditions d'acclimatation. Mais, avec la modernisation des sociétés et des systèmes architecturaux, l'amélioration du niveau de vie, le souci de s'équiper en moyens d'adaptation s'intensifie. Les chaleurs caniculaires tuent donc de moins en moins de personnes.

Toutefois, une étude fine sur les incidences bioclimatiques des épisodes de forte chaleur, non seulement en été mais à travers le reste de l'année, reste fort utile.

Bibliographie

- BESSEMOULIN P., BOURDETTE N., COUTIER PH., MANACH J., 2004 : La canicule d'août 2003 en France et en Europe. *La Météorologie*, N° 46, août 2004, p. 25-33.
- DROGUE G. ET PAUL P., 2005 : Les températures extrêmes de l'année 2003 dans le Nord-Est français et ses bordures luxembourgeoise et allemande. *Revue de Géographie de l'Est*, Tome XIV, 2/2005, p. 79-98
- PAUL P., WAHL L., 2005 : Climat, sécheresse et canicule. *Revue de Géographie de l'Est*, Tome XIV, 2/2005, p. 65-77
- ORGANISATION METEOROLOGIQUE MONDIALE, 2003 : Communiqué de presse. N°702, 4 p.
- VANDIEPENBEECK M., 2003 : Vague de chaleur et jours de canicule : http://www.meteo.be/francais/pages/Klimatologisch/caniculus_fr.ht

Etude de l'impact de l'évolution du climat sur la santé en Algérie

R. Bessaoud¹, L. Houti¹, F. El-Goutni², S.A. Benfedda², K. Saddoki²

1 Laboratoire de Recherche
sur les Systèmes d'Information en Santé (LABSIS)
Oran, Algérie

bessaoud@wissal.dz et leilahouti@yahoo.fr

2 Institut Hydrométéorologique de Formation et de Recherche,
IHFR, Oran, Algérie

Résumé : Une recrudescence particulière de la leishmaniose cutanée et de la fièvre boutonneuse méditerranéenne (maladies à transmission vectorielle) est observée ces dix dernières années dans le Nord de l'Algérie. L'étude des données de morbidité concernant la leishmaniose cutanée pour le foyer de M'sila (période 1994 à 2002) et la fièvre boutonneuse méditerranéenne pour les wilayas de l'Ouest (période 1997-2004) croisées avec les données climatologiques ont permis de faire plusieurs constats indiquant ainsi que ces maladies à transmission vectorielle sont sensibles aux changements du climat du fait de la modification des écosystèmes qui en résultent.

Mots-clés : Climat, Leishmaniose Cutanée, Fièvre Boutonneuse Méditerranéenne, Algérie

Key Words: Climate, Cutaneous Leishmaniasis, Mediterranean Spotted Fever, Algeria.

Introduction

Avec le bouleversement des écosystèmes résultant des changements climatiques, les maladies infectieuses semblent connaître une recrudescence (OMM, 1999) ou une expansion géographique (McMichael, 2003) avec émergence d'épidémies au milieu d'une situation environnementale déjà favorable (Last JM, 2001). Les épidémies de maladies à transmission vectorielle peuvent être dues à une accélération du développement du parasite et à une explosion des populations de vecteurs (McMichael, 2003 ; IPCC, 2001). Le changement climatique a un impact sur la répartition géographique des insectes vecteurs (phlébotome, tique, puce) et leurs hôtes animaux, ainsi que sur leur densité et leur période d'activité (McMichael, 2003 ; IPCC, 2001). Dans le cas des zoonoses, les précipitations importantes, la sécheresse et l'introduction de nouvelles espèces végétales affectent généralement la biologie de l'agent pathogène, ainsi que la dynamique de la population des rongeurs et des vecteurs (Bessaoud, 2002).

Les modifications du régime des précipitations ont également des effets à court et à long terme sur les habitats vectoriels. Une augmentation des précipitations peut augmenter le nombre et la qualité des gîtes larvaires de vecteurs comme les tiques, les moustiques et les gastéropodes, ainsi que la densité de la végétation, avec une influence sur les gîtes de repos.

Dans le cas de l'Algérie, deux maladies vectorielles ont connu une recrudescence spectaculaire en Algérie au cours des dix dernières années (INSP, Relevés annuels). Il s'agit de la leishmaniose cutanée à M'Sila (Nord-Est du pays) et de la fièvre boutonneuse méditerranéenne dans la région Nord-Ouest du pays.

La leishmaniose cutanée est une *méthazoonose* dont l'agent pathogène est un parasite zooflagellé appartenant au genre *Leishmania*, transmis à l'homme par la piqûre du phlébotome, un petit moucheron qui vit dans les régions chaudes et peuplant les lieux obscurs et humides (Gentillini, 1995). L'incubation des leishmanies chez l'homme est silencieuse et dure deux à six mois. La maladie se manifeste par des lésions défigurantes sur les régions découvertes du corps, essentiellement la face. Le réservoir principal est constitué par le rat des sables le *Psammomys Obsesus*, rongeur diurne, peuplant le voisinage des lacs salés (Chott El-Hodna pour la région de M'sila) des régions steppiques (Ministère de la Santé d'Algérie, 2004). Le *Psammomys Obsesus* est une gerbille originaire des milieux désertiques secs et semi désertiques du Nord de l'Afrique. Le deuxième réservoir est péri domestique, et représenté par le rat des champs ou Mérion (Mérion Shawi), qu'on rencontre au Nord du pays (Rapport ARCE, 2005).

La fièvre boutonneuse méditerranéenne, ou fièvre exanthématique méditerranéenne, est une maladie infectieuse bactérienne, due à une rickettsie du genre *Rickettsia*: *Rickettsia conorii*. Elle est transmise par la tique du chien, *Rhipicephalus sanguineus* (Gentillini, 1995). Elle est particulièrement apte à s'implanter dans des zones d'habitat artificiel, principalement en milieu urbain, après avoir été transportée par des chiens, ce qui peut expliquer l'émergence de cas de fièvre boutonneuse méditerranéenne en dehors des zones et/ou des périodes habituelles. La maladie est endémique dans les pays du pourtour méditerranéen.

1. Matériel et méthode

Une étude rétrospective a été menée pour la période 1994 à 2002 pour la leishmaniose cutanée dans le foyer de M'sila, et pour la période 1997-2004 pour la fièvre boutonneuse méditerranéenne pour les wilayas de l'Ouest. Les données de morbidité du Relevé Epidémiologique Mensuel (INSP-Alger) ont été croisées avec les données climatologiques des wilaya : température, humidité, fréquence des vents et niveau des précipitations.

La région de M'sila, est une wilaya des Hauts Plateaux, région steppique, et particulièrement traversée par une immense étendue d'eau, le Chott El Hodna. Les données de fièvre boutonneuse méditerranéenne concernent les wilayas limitrophes d'Oran et d'Ain Témouchent, situées sur le littoral ouest du pays caractérisé par un climat de type méditerranéen.

2. Résultats

2.1 Facteurs climatiques liés au développement de la leishmaniose cutanée à M'sila

La région de M'sila représente le plus important foyer de leishmaniose cutanée en Algérie, avec des flambées épidémiques allant jusqu'à 8000 cas (épidémie de 1981-1982), 3898 cas en 1997, et 2470 cas en 2002, avec une tendance franche à la hausse. La maladie apparaît entre l'automne et le début du printemps et présente un pic d'incidence en saison d'hiver.

a) Précipitations

Le pic de cumul de précipitations durant la période août à octobre précède le pic d'incidence de la leishmaniose qui se trouve toujours en saison hiver. Les mois 1, 5 et 6 précédents sont les mieux corrélés avec l'incidence de la leishmaniose, les coefficients sont respectivement (0.186, 0.179, 0.168) et hautement significatifs ($p < 0,001$).

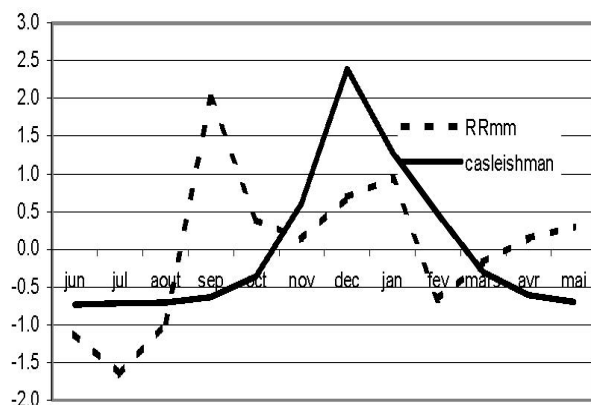


Figure 1 – Moyennes mensuelles normalisées des précipitations et incidence de la leishmaniose cutanée à M'sila, 1994-2002

b) Fréquence des vents faibles

Le vent affecte le phlébotome, insecte très léger, qui peut être emporté. Son activité vectorielle peut être par conséquent réduite.

Les quatre couples d'années où l'incidence était importante sont représentées par les figures 2 à 5 montrant une relation asynchrone entre l'incidence de la leishmaniose cutanée et la fréquence de vents faibles.

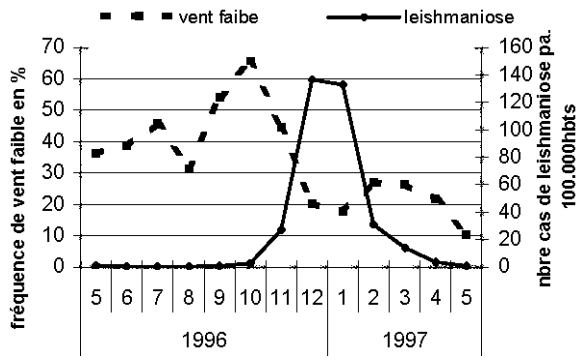


Figure 2 –Fréquence de vents faibles et incidence de la leishmaniose cutanée M'sila (année 1996-1997)

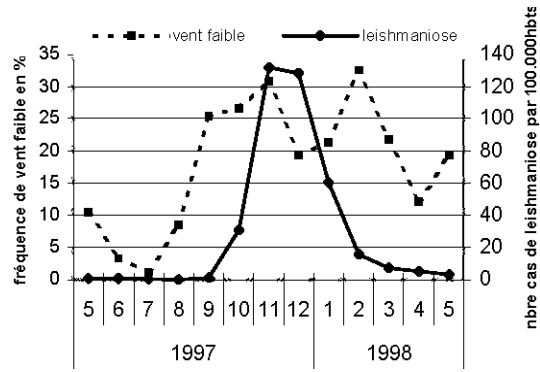


Figure 3 – Fréquence de vents faibles et incidence de la leishmaniose cutanée à M'sila (année 1997-1998)

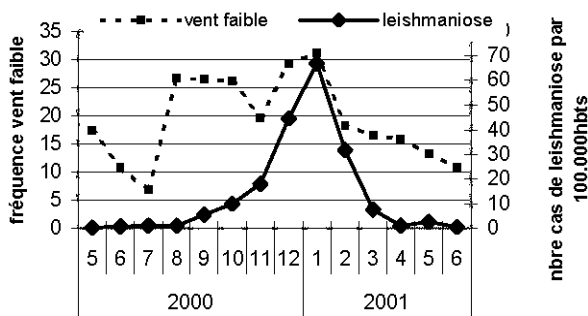


Figure 4. Fréquence de vents faibles et incidence de la leishmaniose cutanée M'sila année 2000-2001

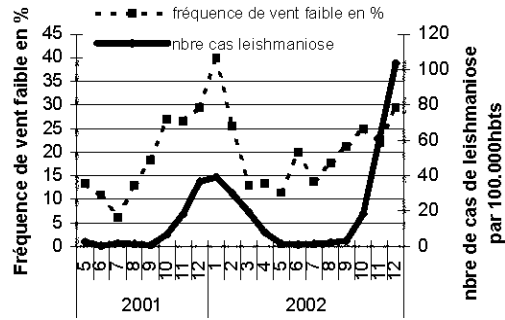


Figure 5. Fréquence de vents faibles et incidence de la leishmaniose cutanée M'sila année 2001-2002

Le pic épidémique de leishmaniose cutanée en saison d'hiver survient après un pic de fréquence de vents faibles durant la saison d'automne en particulier.

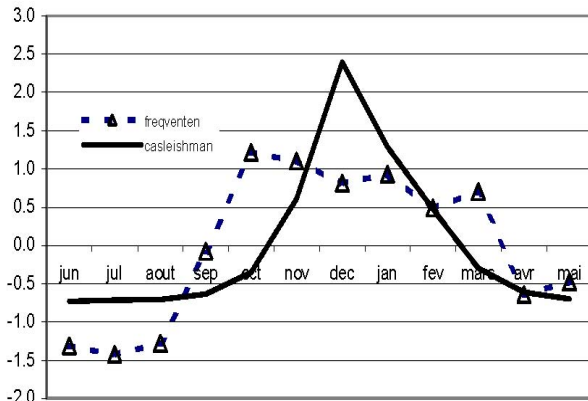


Figure 6 – Moyennes mensuelles normalisées de la fréquence de vents faibles et incidence de la leishmaniose cutanée à M'sila -1994-2002

La courbe des cas de leishmaniose cutanée présente une hausse à partir de la valeur de fréquence de vents calmes supérieure à 25 %. Une fréquence de vents faibles durant la saison d'automne est suivie d'un pic de la maladie.

Les fréquences des vents faibles des mois précédents 6, 5 et 4 sont les mieux corrélées à la survenue de leishmaniose cutanée. Les valeurs de r sont respectivement (0.327, 0.332, 0.218) avec un fort degré de signification ($p < 0.001$).

c) La température

Les températures sont généralement élevées en raison de la continentalité de la zone avec une moyenne annuelle proche de 20°C.

Quand la courbe d'incidence de la leishmaniose présente un pic, la courbe de température présente des valeurs basses vu que la maladie apparaît en début d'automne et disparaît à la fin du printemps. La corrélation de la température (moyenne et moyenne minimale) est très

bonne avec un fort degré de signification. Les coefficients de corrélation de la température moyenne et de la température minimale moyenne avec l'incidence de la leishmaniose sont proches de 0.6 des mois précédents 4, 5 et 6.

La température peut modifier la croissance de la maladie chez le vecteur en altérant le nombre de morsures tout comme la dynamique de la population du vecteur, et change aussi la fréquence de contact avec l'homme. Tout changement dans le régime de la température peut modifier la longueur de la saison de transmission. Il est donc important d'envisager des études entomologiques sur le phlébotome Papatasi pour déterminer l'optimum de température de son activité pour chaque région touchée par cette pathologie.

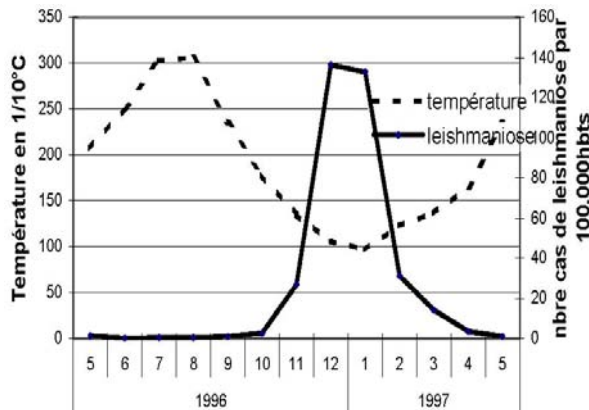


Figure 7 – Moyenne mensuelle de la température et incidence de la leishmaniose cutanée à M'Sila, 1994-2002

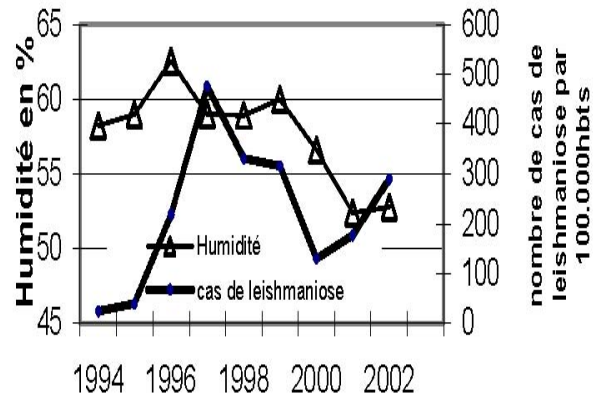


Figure 8 – Humidité relative moyenne et incidence de la leishmaniose cutanée à M'sila, 1994-2002

d) L'humidité

L'humidité de la région de M'sila est relativement élevée. L'humidité moyenne de la période, qui dépasse 55 % malgré la continentalité de la région, est due à la présence du Chott El Hodna.

Cette humidité est un facteur favorisant l'apparition de la maladie en protégeant les insectes des températures élevées. L'humidité des mois 1, 4, 5 et 6 précédents est la mieux corrélée avec l'incidence de la leishmaniose donnant des valeurs respectives de 0.368, 0.285, 0.455 et 0.442, ($p < 0,01$).

Au total, l'incidence de la leishmaniose est bien corrélée avec les températures (température moyenne et température minimale moyenne), suivie de l'humidité relative, la fréquence de vents faibles, puis les précipitations.

Les résultats de l'analyse multivariée montrent que les paramètres qui interviennent le plus dans le développement de la leishmaniose sont la température moyennes des 4^e et 5^e mois qui précèdent l'incidence. Ceci indique que des températures moyennes élevées peuvent contribuer à créer des conditions particulières favorables au développement du phlébotome et donc à une recrudescence de la leishmaniose après 4 à 5 mois, correspondant à la période d'incubation.

En conclusion, les paramètres météorologiques qui influencent l'incidence de la leishmaniose sont par ordre d'influence : la température moyenne mensuelle, l'humidité et le vent.

2.2. Facteurs climatiques liés au développement de la fièvre boutonneuse méditerranéenne à Oran et Ain -Témouchent

Au cours de la période 1997-2004, la fièvre boutonneuse méditerranéenne a enregistré des pics épidémiques en 1999 et en 2003. C'est une maladie saisonnière, estivale, pouvant survenir de mai à octobre, mais l'essentiel des cas est enregistré de juillet à septembre [INSP, Observatoire]. La fièvre boutonneuse méditerranéenne est présente dans tout le littoral Algérien, ainsi que dans les hauts plateaux. L'Ouest du pays est le plus touché. Selon les données de l'INSP (relevés épidémiologiques annuels) et l'Observatoire Régional de la Santé (Région Ouest), les régions de Tlemcen, Ain-Témouchent, Oran et Mostaganem enregistrent la plus forte incidence avec plus de 8 cas par 100 000 habitants [INSP, Observatoire].

a) Précipitations

Les courbes de cumul annuel des précipitations et d'incidence de la fièvre boutonneuse méditerranéenne à Ain-Témouchent, présentent la même allure et enregistrent deux pics en 1999 et en 2003. A Oran, le pic de précipitations de 2001 n'a pas été suivi d'un pic de leishmaniose.

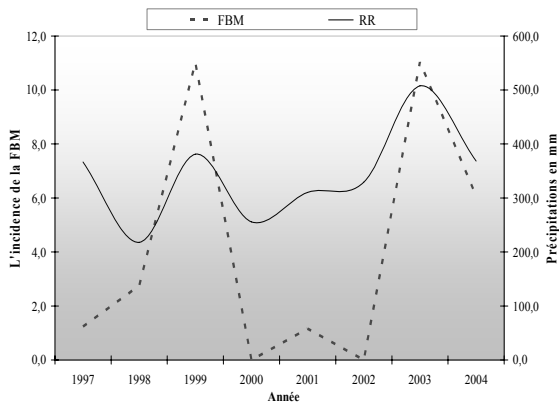


Figure 9 – Cumul annuel des précipitations et incidence de la FBM à Ain-Témouchent, 1997-2004

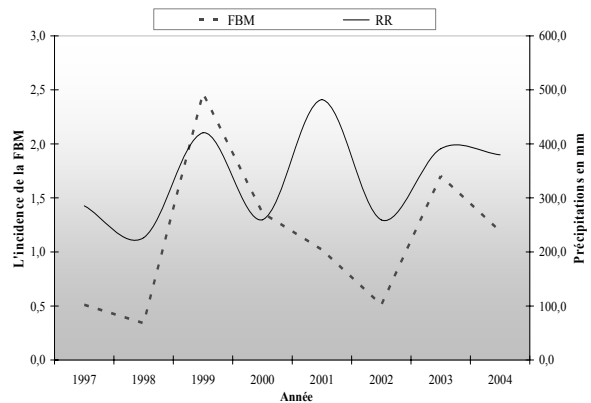


Figure 10 – Cumul annuel des précipitations et incidence de la FBM à Oran, 1997-2004

b) La température

Les données des stations météorologiques de Ain-Témouchent et d'Oran indiquent une augmentation des températures minimale et moyenne au cours des années épidémiques.

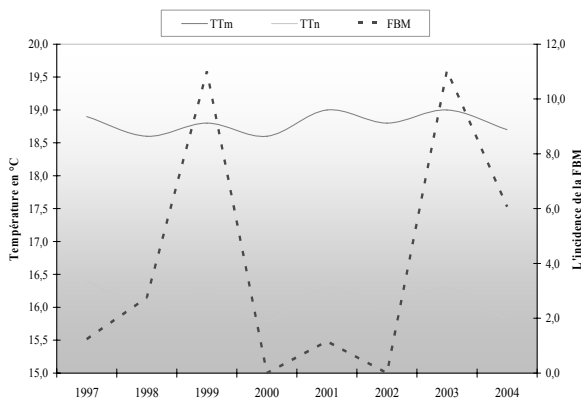


Figure 12 – Température annuelle moyenne et minimale et incidence de la FBM à Ain-Témouchent, 1997-2004

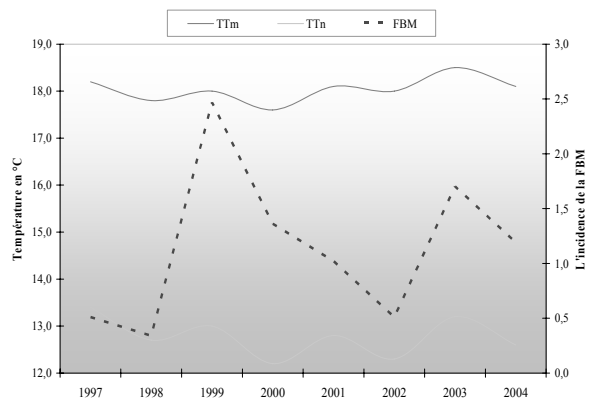


Figure 13 – Température annuelle moyenne et minimale et incidence de la FBM à Oran, 1997-2004

3. Discussion

Les années 1999 et 2003 sont caractérisées par une augmentation de la pluviométrie qui s'est traduite par une augmentation de l'humidité moyenne annuelle. Du point de vue pluviométrique, l'année 2003 est considérée comme la meilleure année après une période longue de sécheresse, un hiver froid et rigoureux. Elle a également été marquée par une canicule historique au cours de l'été.

Au total, ces résultats font apparaître les températures mensuelles (minimum et moyenne) comme les principaux facteurs intervenant dans les modèles de régression ainsi que le nombre de jours de pluie.

Ainsi, nous avons pu voir que la leishmaniose cutanée connaît une recrudescence en Algérie depuis le milieu des années 90, avec une incidence de 25,77 cas pour 100 000 habitants en 2002, et une extension dans les wilayas du nord. C'est la maladie vectorielle la plus importante avec 90 à 97 % des cas. L'étude du foyer principal, M'sila, montre que la maladie est cyclique avec des pics d'incidence entre l'automne et le printemps, et il apparaît que les facteurs climatiques liés au développement de la maladie sont une température moyenne mensuelle et minimale moyenne élevées, une humidité relative élevée et une fréquence de vent faible supérieure à 25 % durant la saison d'automne.

En ce qui concerne la fièvre boutonneuse méditerranéenne, elle enregistre également une recrudescence depuis le milieu des années 90 avec des pics épidémiques, survenant en saison estivale. L'Ouest du pays est le plus touché. Les températures mensuelles moyennes et minimum élevées et le niveau des précipitations conditionnent sa recrudescence.

Conclusion

La leishmaniose cutanée et la fièvre boutonneuse méditerranéenne apparaissent comme des maladies fortement influencées par les facteurs climatiques, en particulier la température. Tout réchauffement survenant à la faveur de l'évolution du climat, en synergie avec l'humidité et/ou les précipitations, ainsi que les autres facteurs d'environnement liés au couvert végétal, aura très probablement un impact sur la recrudescence de ces pathologies.

Bibliographie

- BESSAOU D. R. 2002 : *Climat et santé humaine au Maghreb*. PNUD- GEF, Maroc, 157 p.
- GENTILLINI M. 1995. *Médecine tropicale*. Médecine-Sciences Flammarion,
- IPCC. 2001, *Climate change*, vol 1. Cambridge University Press, 2001
- INSTITUT NATIONAL DE SANTE PUBLIQUE - Alger. *Relevé Epidémiologique Annuel*. 1989, 1990, 1991, 1992, 1993, 1994, 1995, 1996, 1997, 1998, 1999, 2000, 2001, 2002
- LAST JM, CHIOTTI QP. Les changements climatiques et la santé. *ISUMA*, vol 2 n°4. Hiver 2001
- McMICHAEL A.J. et al., 2003. *Climate Change and Human Health – Risks and responses*. WHO, WMO, UNEP, 322 p.
- OBSERVATOIRE REGIONAL DE LA SANTE-OUEST (Algérie). *Relevé des maladies à déclaration obligatoire*. 2003-2004
- OMM, 1999. *Le temps, le climat et la santé*. n° 382
- RAPPORT ARCE, 2005. Impact de l'évolution récente du Climat sur la santé – Observatoire des Changements climatiques – Juillet 2005 (site web : <http://www.arce.asso.dz>)

Impacts du réchauffement climatique sur les petites îles du pacifique sud, modélisation et gestion du risque

Application au littoral de l'agglomération de Papeete (Polynésie française)

Frédéric Bessat¹, Brice Anselme²

¹ UMR-CNRS 8586 et Université Paris-Sorbonne (PARIS IV), France
frederic.bessat@paris4.sorbonne.fr

² UMR-CNRS 8586 et Université Paris-Panthéon-Sorbonne (PARIS I), France
brice.anselme@univ-paris1.fr

Résumé : *Les littoraux des îles de l'océan Pacifique sont fortement menacés par les effets des changements climatiques et de l'élévation prévisible du niveau relatif de la mer. Dans plusieurs îles, et particulièrement sur l'île de Tahiti, les équipements d'infrastructure vitaux et les zones de forte concentration de la population risquent d'être menacés en raison de leur situation au niveau ou près du niveau actuel de la mer et de leur emplacement à proximité des côtes (souvent à 1 ou 2 km, par exemple pour l'agglomération de Papeete). En outre, les études de vulnérabilité indiquent que le coût de protection de l'infrastructure et du littoral pourrait être très lourd pour certains petits Etats insulaires.*

Mots-clés : Océan pacifique, Polynésie française, changement global, submersion côtière, impacts sociétaux

Abstract : *Climate-related risks are not new to Pacific islands local government planners and resource and hazard managers. Climate change will, by and large, not create new risks, but may change the frequency and intensity of existing risks and hazards, as well as introducing some long-term shifts in climate regimes across the country. Adapting to long-term climate change will also contribute to our resilience to natural fluctuations of sea level. Planning to address the effects of climate change is most likely to be effective and cost-efficient if it is integrated into local government's standard work programme, rather than treated in isolation. The study and documents provide guidance on identifying and assessing likely future local effects of sea level rise on Papeete area. It is designed to help local government identify and quantify opportunities and hazards which climate change poses for their functions, responsibilities and infrastructure.*

Introduction

Il existe un fort consensus scientifique international sur la réalité du changement climatique et sur les impacts qui se manifestent déjà dans certaines régions. De plus, il est largement admis que, malgré l'adoption de mesures importantes pour réduire les émissions de gaz à effet de serre, certains changements climatiques ne pourront être évités, pas plus que leurs répercussions économiques, sociales et environnementales, ni leur incidence sur les populations.

Des changements climatiques de l'ampleur de ceux que prévoit le Groupe intergouvernemental d'experts sur l'évolution du climat (GIEC) pour le présent siècle toucherait les zones côtières de diverses manières. Mentionnons, entre autres, l'élévation des niveaux marins (de 44 cm en 2050 à 88 cm en 2100), la modification du régime des vagues ainsi que la magnitude des ondes de tempêtes. En règle générale, on accorde beaucoup d'attention aux variations des niveaux d'eau, qui auraient une ampleur non négligeable, quoique variable, dans toutes les zones côtières.

Une évaluation de la sensibilité du littoral à l'élévation du niveau de la mer conclurait que la plupart des côtes sont très sensibles. Sur le plan physiographique, une élévation du niveau moyen de la mer aurait principalement pour effet d'accélérer les changements littoraux qui se produisent actuellement dans les zones côtières ; l'érosion et le recul des plages, l'érosion des falaises. L'inondation des basses terres côtières et l'accroissement des ondes de tempêtes sont également des préoccupations importantes. Il pourrait résulter de ces changements toute une série d'impacts biophysiques et socio-économiques les long des zones côtières qui, à terme, auraient une incidence sur divers secteurs, notamment les aménagements, les transports, le tourisme et les loisirs, de même que sur la gestion des collectivités.

Les petits états insulaires et particulièrement la Polynésie française font partie des pays qui sont les plus susceptibles de pâtir des effets négatifs de l'évolution climatique (Hay J.E et G. Sem, 2000). En effet, par leurs caractéristiques géographiques, nombres d'îles de la Polynésie sont vulnérables aux phénomènes climatologiques extrêmes. Il est absolument nécessaire qu'ils disposent des capacités et des moyens leur permettant de s'adapter à ces phénomènes.

La réaction et la capacité d'adaptation de la Polynésie française joueront un rôle important dans l'établissement de la vulnérabilité des zones côtières au changement climatique. Aussi, il convient d'assurer la prise en compte de la vulnérabilité des milieux naturels côtiers très en amont dans les réflexions sur les choix de développement et d'équipement de la collectivité afin de mieux cibler les stratégies d'adaptation. Les stratégies de protection, d'accommodement et de retrait nous donnent un solide cadre d'action pour nous adapter aux impacts du changement climatique, notamment à l'augmentation du rythme d'élévation du niveau de la mer.

Les objectifs et les résultats présentés dans ce travail portent plus particulièrement sur le littoral de l'agglomération de la ville de Papeete (île de Tahiti). Une étude précise de terrain a permis préalablement de définir les zones potentiellement vulnérables. Le travail a constitué par la suite à d'une part suivre l'évolution du changement climatique et l'élévation du niveau de la mer et rassembler les données sur la question en Polynésie française, d'autre part, à établir une modélisation cartographique des zones vulnérables de l'agglomération de Papeete à l'élévation du niveau de la mer.

I. Méthodologie et techniques

Pour cartographier les zones vulnérables du littoral de l'agglomération de Papeete, nous avons procédé en quatre étapes :

I.1. Délimitation des secteurs d'étude

Le littoral de l'agglomération de Papeete étant relativement étendu, la première étape de notre travail a consisté à identifier sur le terrain quelles étaient les zones *a priori* les plus vulnérables à une augmentation du niveau marin consécutif au réchauffement climatique. Nous avons ainsi identifié quatre secteurs (le littoral des communes de Pirae Arue, de la mairie de Pirae à l'E du Yacht club de Arue, le nord de l'agglomération de Papeete, le secteur nord de Faa'a au nord de l'aéroport international, de la pointe Hotuarea à l'hôtel Sheraton, le secteur sud de Faa'a s'étendant du sud de l'aéroport jusqu'à Teruamao sur la commune de Punaauia) présentant à la fois une topographie basse et un habitat relativement dense, les secteurs les plus exposés correspondant la plupart du temps à des zones d'habitats précaires (figure 1).

I.2. Calcul du Modèle Numérique de Terrain (MNT)

Les secteurs d'étude identifiés, nous avons ensuite procédé au calcul du modèle numérique de terrain à partir des points altimétriques que le Service de l'urbanisme de l'agglomération de Papeete nous a aimablement fournis. Ces relevés topographiques réalisés lors d'une mission aérienne en 1997 sont espacés de 2 m et constituent un maillage très dense, leur précision altimétrique étant inférieure à 20 cm (*pers. comm.* Service de l'urbanisme).

Nous avons donc dans un premier temps extrait les points altimétriques des quatre secteurs retenus, puis nous avons calculé une surface interpolée par la méthode du krigeage. Nous obtenons ainsi pour chacune des zones, une grille régulière constituée de cellules de 2 m de côté, renseignées par une altitude locale. Nous avons attribué à toutes les cellules correspondant aux surfaces marines, une altitude nulle.



Figure 1 – Habitat précaire au sud de l'aéroport international de Tahiti - Faa'a
(B. Anselme - 3 mars 2005)

1.3. Réalisation du modèle d'écoulement de l'eau

La méthode utilisée repose sur l'utilisation du concept d'automates cellulaires. Le principe de base d'un automate cellulaire repose sur une partition de l'espace d'étude en cellules régulières reliées par leur topologie de voisinage et possédant chacune un nombre d'états finis. L'intérêt majeur de ce formalisme est d'associer à chaque cellule des règles de transition relativement simples qui définissent ses interactions avec les autres et son évolution, le passage d'un état au suivant. Cette approche offre des possibilités de modélisation très intéressantes en géographie, car bien que basée sur des règles de transition simples, elle se prête bien à la modélisation d'interactions spatiales complexes. Elle est par ailleurs plus facilement accessible que les méthodes classiques de modélisation utilisant des équations dynamiques aux non initiés et peut intégrer rapidement leurs questionnements. Nous sommes très sensibles à l'utilisation de ce type d'approche qui vise à susciter de nouvelles formes de connaissances par le biais des partenariats, que ce soit entre disciplines scientifiques ou par le travail avec des acteurs autour d'un enjeu global, comme c'est le cas pour le réchauffement climatique et l'élévation du niveau marin.

L'automate cellulaire que nous présentons ici est une représentation très simplifiée de la réalité. Il simule l'écoulement de l'eau sur une grille topographique à partir d'une règle de transition locale qui gouverne la circulation de l'eau d'une cellule à ses voisines (voisinage de Moore), comme schématisé sur la figure 2.

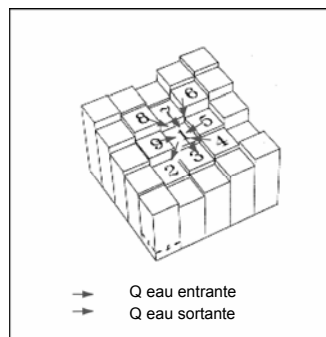


Figure 2 – Schéma représentant le fonctionnement du modèle d'écoulement de l'eau.

La cellule centrale n°1 perd une quantité d'eau redistribuée aux cellules en contrebas (2 et 3), mais reçoit de l'eau en provenance des cellules ayant une hauteur (sol et colonne d'eau) supérieure (4 à 9), d'après Luo *et al.* 2003.

Nous initialisons le modèle en attribuant aux cellules situées en mer une hauteur d'eau conforme aux estimations faites par les experts du réchauffement climatique (figure 3a). Puis

l'eau va circuler de cellule en cellule selon un algorithme issu de celui proposé par Murray and Paola (1994, 1997) :

$$Q_i = R_r Q_0 \frac{P_i}{\sum P_i}$$

- Q_i hauteur d'eau reçue par une cellule voisine i , située en contrebas de la cellule centrale
- Q_0 hauteur d'eau maximale que la cellule centrale peut déverser vers les cellules voisines
- P_i pente entre la cellule i et la cellule centrale
- R_r coefficient de relaxation

A chaque itération, le modèle commence par calculer les pentes P_i entre chaque cellule et ses voisines. La pente traduit la différence de hauteur entre les cellules, la hauteur étant définie comme la somme de l'altitude de la cellule et la hauteur de la colonne d'eau au-dessus. A partir de la pente maximale, le modèle calcule la quantité d'eau Q_0 qu'une cellule va pouvoir déverser vers ses voisines. Cette quantité est ensuite répartie à l'ensemble des cellules adjacentes situées en contrebas de la cellule centrale, proportionnellement à la pente. Un coefficient de relaxation R_r , compris entre 0 et 1, permet de ne pas déverser la totalité de l'eau de la cellule centrale vers ses voisines en un seul pas de temps, mais de manière progressive et plus réaliste (D'Ambrosio *et al.*, 2001). Le calcul est renouvelé jusqu'à ce que le niveau d'eau se stabilise à la hauteur entrée à l'initialisation du modèle (figure 3b).

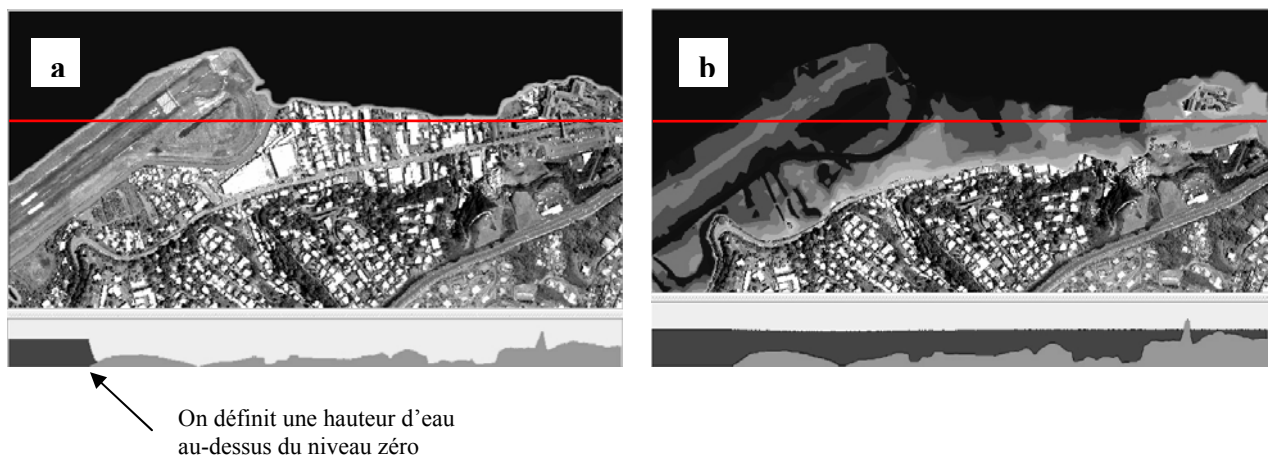


Figure 3 a et b. (a) Initialisation du modèle. Le trait indique l'emplacement de la coupe représentée au bas de la figure. (b) Résultat de la modélisation après stabilisation du niveau d'eau.

1.4. Intégration des sorties du modèle dans le SIG

Les niveaux d'eau issus du modèle sont ensuite intégrés dans le SIG comme une nouvelle couche d'information géographique. L'affectation d'un niveau de transparence à cette couche et sa superposition aux photographies aériennes du littoral de l'agglomération de Papeete, nous permettent d'obtenir une représentation précise des enjeux encourus en cas de submersion marine. Il est ensuite possible d'effectuer des analyses spatiales par croisement des informations géographiques, comme par exemple les niveaux de submersion et l'habitat, qui apportent une aide précieuse aux gestionnaires qui ont en charge l'aménagement de la ville (figure 4).

2. Résultats

Les restitutions cartographiques selon respectivement des niveaux d'eau de 44 cm puis 88 cm indiquent que les espaces submergés de l'agglomération de Papeete sont relativement limités. Cela tient en partie à la topographie du littoral mais plus encore aux travaux de protection des espaces par l'édification de murets et digues.

Cependant, Tahiti étant situé au milieu du Pacifique, les houles sont importantes et peuvent venir de toutes part (Laurent V., 2003) ; les houles issues des dépressions polaires ou subtropicales des hémisphères sud et nord, généralement de l'ordre de 2,5 à 3,5 m. On observe également les houles d'alizé qui peuvent atteindre régulièrement 2 m, exceptionnellement 4 m.

Nous avons donc choisi de réaliser une modélisation selon une houle moyenne de 3 m. Les résultats cartographiques (figure 4) sont éloquent.

L'utilisation délibérée d'un modèle dynamique présente l'avantage de repérer les entrées d'eau susceptibles de contourner des aménagements de protection. Il permet ainsi aux gestionnaires et aux aménageurs de visionner de façon réaliste la vulnérabilité des espaces concernés.

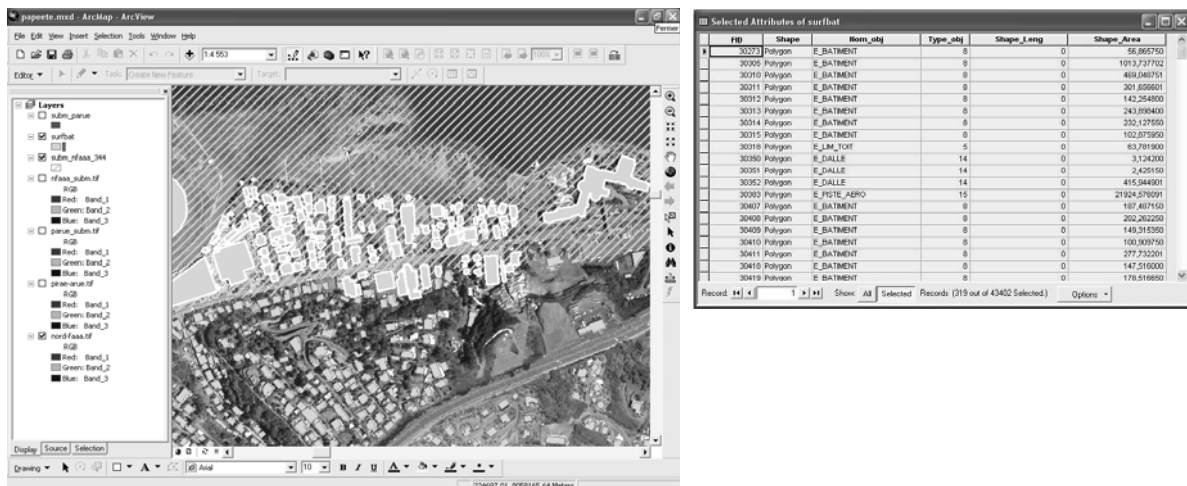


Figure 4 – Exemple d'analyse spatiale croisant le niveau d'eau issu du modèle et l'habitat. Les informations relatives au foncier sont immédiatement identifiées spatialement et dans la base de données

Conclusion

Une approche totalement intégrée est nécessaire pour évaluer la vulnérabilité des îles de la Polynésie française face à l'évolution du climat. L'action croisée de plusieurs paramètres biophysiques (taille, élévation des terres, isolement relatif, etc.) et des particularités économiques et socioculturelles des îles détermine en fin de compte la vulnérabilité de ces espaces. De plus, certaines îles sont soumises périodiquement à des phénomènes indépendants du climat (par exemple les cyclones et tempêtes ou les tsunamis) dont il faut tenir compte pour estimer précisément la vulnérabilité d'ensemble. Il faut également prendre en considération la valeur des biens et services non marchands (tels les actifs de subsistance, la structure sociale, les connaissances et le savoir-faire traditionnels) qui peuvent également être menacés par les changements climatiques. Dans certaines cultures, ce patrimoine est tout aussi important que les biens et services marchands.

Vu l'incertitude qui entache l'évolution du climat, il est possible que les Etats insulaires hésitent à adopter des mesures d'adaptation, d'autant que certaines pourraient être coûteuses et

exiger une modification des habitudes de comportement et des normes sociales. En principe, les politiques et programmes de développement qui visent une utilisation durable des ressources et qui permettraient de réagir efficacement à l'évolution du climat et à d'autres changements seraient bénéfiques pour les petits Etats insulaires, même dans l'éventualité où le climat ne serait pas modifié.

Remerciements

Nous tenons à remercier le Service de l'Urbanisme du Papeete pour sa disponibilité et la mise à disposition des données altimétriques, du SIG et des photos aériennes. Par ailleurs, un grand merci à Monsieur Nader ABOUDAGA pour ses conseils avisés relatifs à l'utilisation du modèle.

Bibliographie

- D'AMBROSIO, D., DI GREGORIO, S., GABRIELE, S. and GAUDIO, R., 2001. A cellular automata model for soil erosion by water, *Physics and Chemistry of the Earth*, Part B, **26** (1), 33-40.
- DESGARETS E., MOMPÉLAT J.M. 2004. Bilan des connaissances sur les surcotes marines en Polynésie. *Rapport provisoire BRGM*, 51 p.
- HAY J.E, SEM G., 2000. *Vulnerability and adaptation : evaluation and regional synthesis of national assessments of vulnerability and adaptation to climate change*. South Pacific Regional Programme (SPREP), Apia, Samoa, 28 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 (IPCC)*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 881 p.
- LAURENT V., 2003. *Houle saisonnière à Tahiti*. Météo-France, Direction interrégionale de la Polynésie française. DIRPF/PROD/CLIM-Etudes
- LUO, W., DUFFIN, K.L., PERONJA, E., STRAVERS, J.A., HENRY, G.M., 2003. A Web - based Interactive Landform Simulation Model (WILSIM), *Computers and Geosciences*, 19 p.
- MURRAY Y, A.B. and PAOLA, C., 1994. A cellular model of braided rivers, *Nature*, **371**, 54-57.
- MURRAY, A.B. AND PAOLA, C., 1997. Properties of a cellular braided - stream model, *Earth Surface Processes and Landforms*, **22** (11), 1001-1025.
- SHEA E.L, DOLCEMASCOLO G., BARNSTON A., HAMNETT M. and N. LEWIS 2001. *Preparing for a changing climate: the potential consequences of climate variability and change*. Pacific Islands. US Global research program. East-West Center, Honolulu, Hawaii, 102 p.

Mise en place d'un observatoire pour le suivi éco-climatique des Hauts Plateaux du Vercors

Sylvain Bigot^{1,2}, Jean-Paul Laurent², Sandra Rome³ et Pierre-Eymard Biron⁴

1 Institut de Géographie Alpine, Grenoble, France
sylvain.bigot@ujf-grenoble.fr

2 Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et en Environnement,
LTHE, UMR 5564, Université Joseph Fourier, Grenoble, France
jean-paul.laurent@hmg.inpg.fr

3 Laboratoire Gestion et Valorisation de l'Environnement (GVE, Nice)
de l'UMR 6012 E.S.P.A.C.E. – IUFM de Corse, Corte, France
sandra.rome@wanadoo.fr

4 Réserve Naturelle des Hauts Plateaux du Vercors, Lans-en-Vercors, France
pierre-eynard.biron@pnr-vercors.fr

Résumé : Une phase d'instrumentation engagée depuis 2004 permet d'obtenir des données météorologiques originales à l'échelle de la Réserve des Hauts Plateaux du Vercors, au cœur de la région Rhône-Alpes. Grâce à ces données et aux stations du réseau national installées en périphérie de la Réserve, complétées par l'imagerie SPOT-Végétation, il est possible de mieux comprendre le comportement éco-climatique des hauts plateaux, notamment en relation avec la phénologie végétale et en fonction de périodes de sécheresse estivale.

Mots-clés : Vercors ; mesures in situ ; bilans climatiques ; phénologie

Abstract: A phase of instrumentation started since 2004 makes it possible to obtain new weather data on the scale of the Reserve of the High Plateau of Vercors (Rhône-Alpes Region). With these data and time-series of the national network installed around the Reserve, supplemented by the SPOT-Vegetation imagery, it is possible to better understand the eco-climatic behavior of the high plateau, in particular the phenology of vegetation and the periods of summer dryness.

Key Words: Vercors ; in situ measurements ; climatic assessments ; phenology.

Introduction

Le massif du Vercors constitue une charnière géographique entre les Préalpes du Sud, soumises aux influences du climat méditerranéen, et les Préalpes du Nord qui enregistrent un climat humide et plus froid. Cette région karstique constitue par ailleurs un réservoir de biodiversité incontesté, avec une richesse floristique et faunistique très importante, à tel point que cet espace est qualifié de 'laboratoire écologique naturel' ou encore de 'cœur de nature du Parc Naturel Régional du Vercors'. Mais, au-delà de ce simple constat, peu de travaux se sont pour l'instant penchés sur l'évolution spatio-temporelle des différentes interactions bioclimatiques de surface, particulièrement dans le contexte de variations actuelles et futures des températures et des ressources en eau d'origine atmosphérique. Les variations des bilans de l'eau de surface et leurs impacts sur le couvert végétal demeurent donc encore très mal connus, alors qu'ils déterminent en grande partie les phases souterraines au sein du massif ou les écoulements périphériques. En dehors de quelques séries ombrothermiques ponctuelles, aucune campagne de mesures climatiques continues et diversifiées n'a finalement été entreprise afin de dresser un diagnostic actualisé et/ou des comparaisons régionales.

Engagée depuis 2004, une phase d'instrumentation et d'acquisition automatique de données météorologiques permet de dresser un premier bilan à l'échelle de l'espace préservé constitué par la Réserve Naturelle des Hauts Plateaux du Vercors. Complété par des chroniques régionales réparties autour des plateaux, ainsi que par une collection de données satellitaires (SPOT-Végétation), l'objectif de ce travail préliminaire est d'établir les principales variations éco-climatiques associant précipitations, températures et phénologie végétale à l'échelle des Hauts Plateaux, particulièrement en période estivale.

I. Le cadre géographique et climatique de l'étude

I.1. Localisation et contexte écologique

Située dans le sud-est de la France, la Réserve Naturelle des Hauts Plateaux du Vercors (nommée RNHP) comprend plus de 16600 hectares, dont environ 6000 ha d'espaces forestiers. Elle se situe au sein du Parc Naturel Régional du Vercors créé en octobre 1970 et qui s'étend sur 186000 hectares (dont 112500 ha de forêt de chênes, hêtres, pin, sapins et épicéas) répartis entre les départements de la Drôme et de l'Isère.

Alors que le Parc Régional a des altitudes comprises entre 200 et 2341 m (au Grand Veymont), les hauts plateaux de la Réserve possèdent une altitude moyenne de 1620 m. En dehors de quelques émergences, ils se caractérisent surtout par une sécheresse édaphique liée aux sols calcaires.

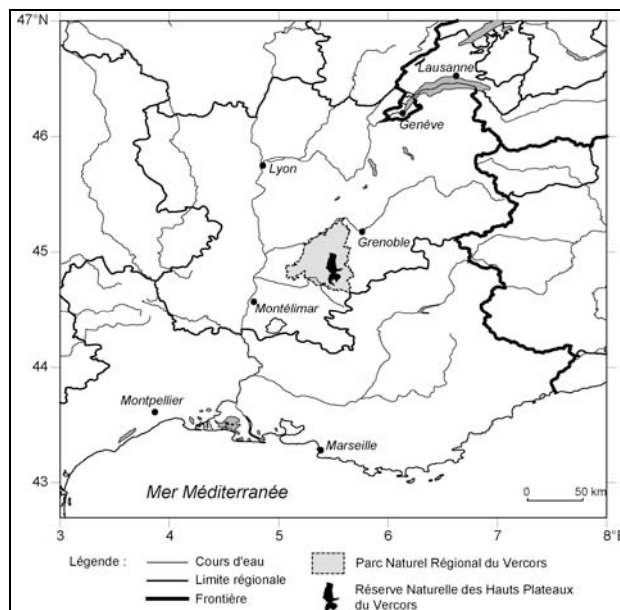


Figure 1 – Localisation de la Réserve Naturelle des Hauts Plateaux du Vercors (au sein du Parc Régional)

A l'échelle locale, la combinaison des influences pédologiques, climatiques et orographiques entraînent une grande diversité écologique, particulièrement à travers l'étagement de la végétation. Les principaux regroupements écologiques comprennent le niveau montagnard (900-1600 m) essentiellement forestier (hêtre, sapin, pin sylvestre), le niveau subalpin (1600-2100 m) avec un mélange de pins à crochets et de pelouses et, enfin, le niveau alpin (au-dessus de 2100 m) dépourvu de forêt mais peu représenté dans le Vercors. Mais le massif présente aussi un contraste entre les versants méridionaux aux caractéristiques floristiques méditerranéennes et les reliefs septentrionaux où la végétation subit d'autres influences, notamment atlantiques et alpines. Cette complexité explique en partie la rareté et l'endémisme de nombreuses espèces végétales, dont près d'une soixantaine sont protégées au niveau national ou régional.

La végétation de la RNHP présente une mosaïque de pelouses, de landes et de forêts. Les plateaux de moyenne altitude sont le domaine privilégié d'une forêt mixte de conifères et de feuillus (hêtraie-sapinière). Sans l'intervention de l'homme, les hauts plateaux seraient recouverts d'une forêt de pins à crochets et seules les plus hautes crêtes seraient occupées par la pelouse alpine. Le pâturage des troupeaux transhumants maintient ce milieu semi-ouvert car sinon, la forêt enregistre une phase de transgression sur les pelouses.

I.2. Les principales tendances climatiques régionales

Afin d'établir une description synthétique de la variabilité climatique régionale quasi-séculaire, certaines séries instrumentales sont sélectionnées. Le choix se porte notamment sur les stations de Lyon-Bron et de Montélimar-aéroport qui possèdent des chroniques complètes depuis 1925. Situées dans le sillon rhodanien, respectivement au NW et SW de la Réserve du Vercors (figure 1), elles résument les principales tendances climatiques observées à l'échelle continentale européenne, en particulier pour l'évolution des températures atmosphériques. En effet, outre la tendance positive générale des températures observée à Lyon et à Montélimar,

ce sont surtout les températures minimales (Tn) qui subissent la plus forte augmentation (figure 2).

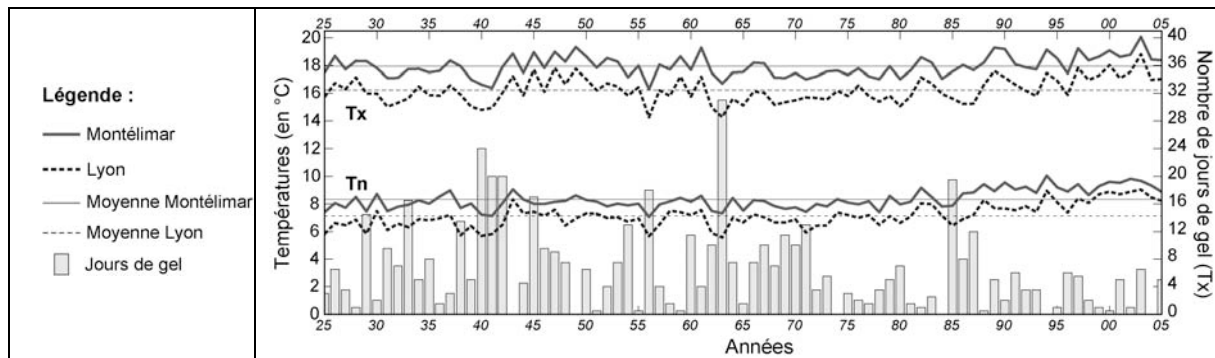


Figure 2 – Tendances climatiques comparées entre les stations de Montélimar-aéroport et Lyon-Bron sur la période 1925-2005 pour les températures minimales (Tn), les températures maximales (Tx) et le nombre de jours de gel diurne moyenné pour les deux stations (histogrammes) ; la moyenne 1925-2005 des Tn et Tx est indiquée à chaque fois par un trait horizontal ; les données sont fournies par Météo France.

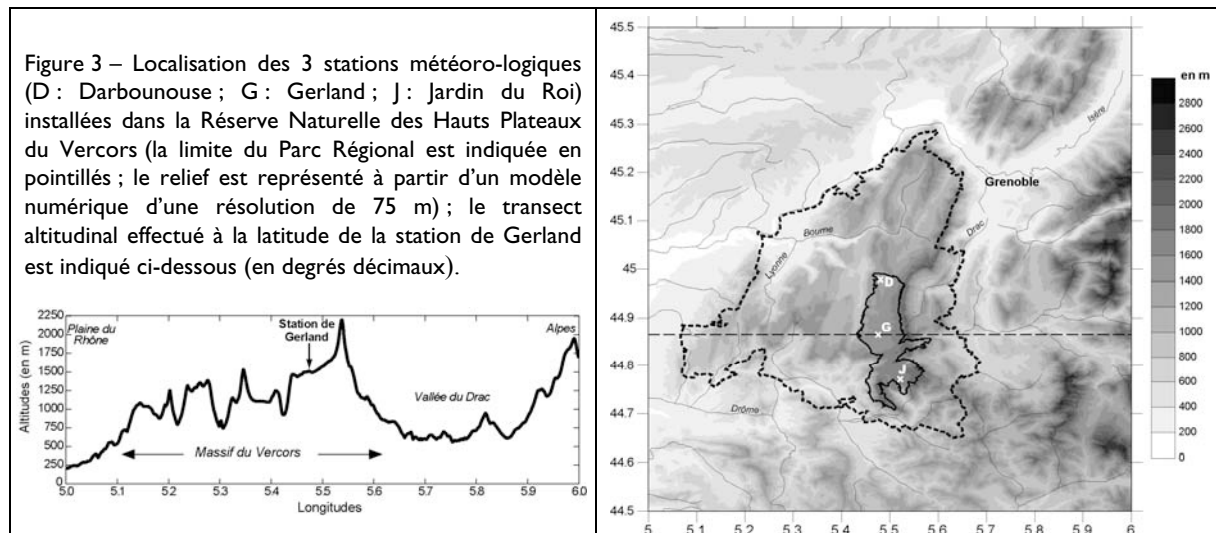
Houghton *et al.* (2001) évoquent une hausse deux fois plus grande des Tn continentales par rapport aux températures maximales (Tx) lors de la seconde moitié du XX^e siècle (0,7 à 1,7°C/siècle pour les Tn contre seulement 0 à 1,3°C/siècle pour les Tx). A l'échelle française, la hausse des températures minimales présente un gradient est-ouest, tandis que celle des maximales offre un gradient nord-sud (Moisselin *et al.*, 2002). Une explication généralement avancée pour le gradient des tendances des minimales est l'accroissement de la nébulosité sur les façades océaniques. Le gradient méridien des Tx serait en effet plus lié à des processus dépendant à la fois du continent et du bassin méditerranéen. Les précédents travaux menés à l'échelle européenne concluent également que la décennie 1990-99 enregistre la plus forte hausse des 100 dernières années. La même conclusion est valable à l'échelle de la région Rhône-Alpes. La hausse semble même se renforcer depuis quelques années puisque depuis 1998, les Tn moyennes annuelles enregistrées à Lyon dépassent régulièrement la moyenne quasi-séculaire de 8,2°C des températures minimales établie à Montélimar (figure 2). Parallèlement, les hivers semblent moins rigoureux avec, en particulier, une diminution significative du nombre de jours de gel diurne. En revanche, aucune tendance claire ne peut être observée à partir des cumuls pluviométriques annuels.

Ces éléments caractéristiques d'une évolution sensible du climat régional sont susceptibles d'apporter des variations écologiques importantes dans le massif du Vercors, au centre d'interactions bioclimatiques multiples. Ces variations concernent à la fois les saisons de croissance végétale, directement corrélées aux températures mais aussi à la couverture neigeuse (chronologie des épisodes, épaisseur, période de fusion, ...). Les travaux du Groupe Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat concluent par exemple qu'une augmentation de 1°C de la température correspond en moyenne à l'élévation en altitude de 150 mètres de l'étagement écologique, les plantes de moyenne montagne étant les plus vulnérables à ces changements. Des variations phénologiques immédiates au sein des écosystèmes sub-alpins devraient donc accompagner une évolution climatique, influençant en retour les aires de répartition et la productivité végétales.

2. La mise en place du réseau de mesures sur les Hauts Plateaux du Vercors

Après différents repérages de terrain, le site retenu pour l'installation d'une première station météorologique sur la propriété du Conseil Général de l'Isère est localisé au cœur de la réserve (toponyme *Près de Gerland* ; 44°52'2''N - 5°28'6''E ; figure 3). Ce choix s'explique d'une part par la recherche d'une bonne accessibilité (faible distance pédestre d'une voie

carrossable) afin de transporter facilement les différents matériels pour la construction du parc de mesures (enclos et instruments) et, ensuite, de pouvoir s’y rendre aisément pour les phases régulières de maintenance. D’autre part, situé à 1510 mètres d’altitude sur un espace ouvert associant pelouses et futaies de résineux, *Gerland* est également représentatif des hauts plateaux, tout en étant suffisamment éloigné des points culminants de la ligne de crête orientale (figure 3).



Installé en septembre 2004, le parc de mesures est opérationnel depuis le 10 octobre 2004 et archive les données via une centrale Campbell Scientific CR23X alimentée par panneau solaire couplé à une batterie de 24 Ah. Les instruments comprennent un pluviomètre à pesée OTT (avec un système de chauffage), un moniteur de vent (vitesse et direction) Young, un capteur d’humidité et de température de l’air Vaisala HMP45, un bilan-mètre Kipp & Zonen CNR1 mesurant le rayonnement solaire incident et réfléchi dans la gamme 0,3-3 μm ainsi que le rayonnement infrarouge reçu de l’atmosphère et réémis par le sol dans la gamme 5-42 μm (ces quatre composantes permettent d’estimer le rayonnement net reçu par le sol), un capteur ultrasonique de hauteur de neige SR50, et trois capteurs de température (thermocouples type T) placés dans le sol à 5, 15 et 30 cm de profondeur. L’acquisition automatique est réalisée à un pas de temps de 3 minutes alors que le stockage des valeurs moyennes s’effectue toutes les 30 minutes (recalé à toutes les 15 minutes depuis le 23 septembre 2005). La mémoire interne de la centrale (2 MO) confère une autonomie de stockage supérieure à un an, donc largement compatible avec les périodes d’inaccessibilité du site pour cause d’enneigement. En outre, depuis décembre 2005, un système de télétransmission des données via le réseau GSM a été ajouté, afin d’automatiser la consultation et l’archivage des données.

Après cette phase initiale, afin de renforcer l’instrumentation de la Réserve et de tenir compte de son allongement méridien (sur environ 31 km) pour mieux évaluer les différences climatiques régionales, la recherche de deux nouveaux sites a été entreprise fin 2005. Deux nouvelles stations (avec centrale d’acquisition de type Campbell CR510) sont finalement installées en décembre 2005 sur les sites de *Darbounouse* (44°58’42’’N – 5°28’48’’E ; 1350 m) en forêt domaniale, et du *Jardin du Roi* (44°46’16’’N – 5°31’16’’E ; 1740 m) sur la propriété du Conseil Général de la Drôme, les données étant collectées par télétransmission (figure 3).

3. Un premier bilan à partir des mesures météorologiques in situ

Afin de mieux caractériser le climat des hauts plateaux, un bilan est mené à l’échelle de l’année 2005 qui offre une série complète de mesures à la station de Gerland. Ces

observations sont comparées statistiquement aux chroniques de 116 stations météorologiques gérées par Météo France et situées en périphérie de la Réserve, dans les départements de l'Isère et de la Drôme. Cette seule année d'étude permet de mettre en évidence le caractère d'interface climatique des hauts plateaux, aussi bien pour les températures moyennes que pour les cumuls pluviométriques annuels. Le site de Gerland enregistre une température moyenne annuelle de 4°C, c'est-à-dire de l'ordre de celle des stations alpines de Chamrousse ou de l'Alpe d'Huez (figure 4a).

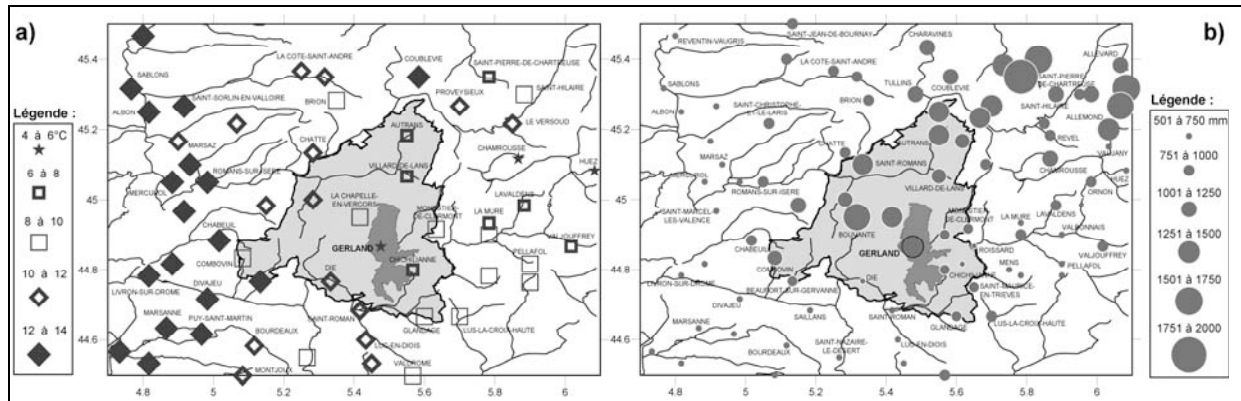


Figure 4 – a) Températures moyennes annuelles en 2005 en périphérie de la station de Gerland installée sur les Hauts Plateaux du Vercors (seules sont indiquées les stations de Météo France de l'Isère et de la Drôme en activité au cours de cette année. b) Idem pour les totaux pluviométriques moyens.

Le contraste régional est donc très net d'ouest en est (plus chaud à l'ouest, plus humide à l'est et en altitude), mais aussi du nord au sud, révélant les influences continentales, méditerranéennes et topographiques. Cela sous-entend donc aussi une grande complexité d'étude des séries thermiques à des échelles temporelles fines (décadaire, journalière et horaire) qui peuvent associer différentes contraintes bioclimatiques. Avec 1496 mm de précipitations en 2005, Gerland est considérée comme une des stations les plus humides de la région, en limite des espaces méridionaux et occidentaux beaucoup plus secs (entre 500 et 750 mm ; figure 4b). Ce chiffre est en outre sous-estimé car les précipitations neigeuses ont été localement mal estimées à cause de problèmes instrumentaux. La pluviométrie de la RNHP se distingue cependant des régions situées au nord-est où la part des pluies hivernales dépasse 35 %, contre souvent moins de 25 % dans le sud du Vercors. La comparaison avec un descripteur du régime pluviométrique méditerranéen n'indique pourtant aucune corrélation linéaire significative à l'échelle de la Réserve, à l'inverse des stations situées dans la vallée du Rhône ou au sud-est du Vercors (figure 5).

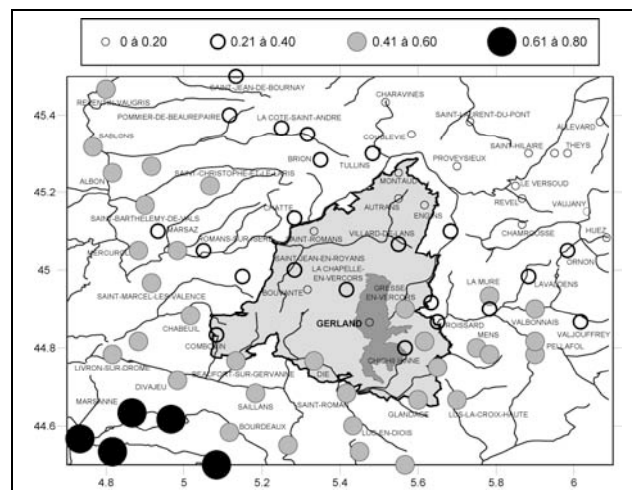
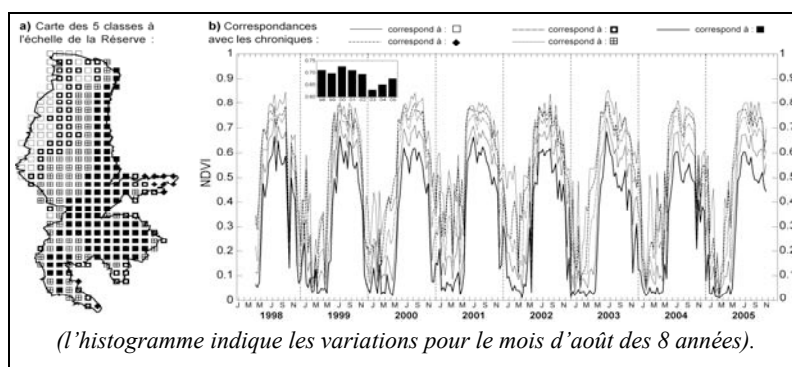


Figure 5 – Coefficients de corrélation linéaire calculés entre, d'une part une station méditerranéenne (Marseille) et, d'autre part, les stations du Vercors, à partir des précipitations décennales de l'année 2005 (les corrélations significatives au seuil de 99 % sont indiquées par un cercle plein).

4. Observation et détermination de variations éco-climatiques

En complément de ce premier bilan climatique élaboré grâce à l'instrumentation au sol, il faut aussi pouvoir déterminer, dans une perspective éco-climatique, et de manière quasi-opérationnelle, la cartographie de l'activité végétale ainsi que les différentes phénophases saisonnières et interannuelles. L'imagerie provenant du satellite SPOT-4 (*Végétation*) est une des solutions retenues pour travailler à l'échelle de l'ensemble du domaine de la Réserve. Les données journalières sont disponibles depuis avril 1998 et possèdent une résolution spatiale de 1 km. Les valeurs utilisées dans ce travail pour le calcul d'un indice de végétation de type NDVI sont les synthèses décadaires appelées S10 obtenues auprès du Joint Research Centre via le Flemish Institute for Technological Research. Une partition spatio-temporelle des principaux régimes phénologiques est obtenue grâce à une classification automatique calculée sur les valeurs du NDVI dans les limites géographiques de la Réserve (figure 6).

Figure 6 – Classification automatique en 5 classes des valeurs décadaires de NDVI à l'échelle de la Réserve Naturelle du Vercors et sur la période allant d'avril 1998 à octobre 2005 (la méthode est de type hiérarchique ascendante) : **a)** Carte représentant l'affectation des pixels à chacune des classes ; **b)** Chroniques correspondantes à chacune des classes.



Impossible à interpréter en période hivernale à cause de la couverture neigeuse, le découpage est en revanche explicite en période estivale, correspondant à la symphénologie des principaux espaces végétaux (prairie, futaie de résineux, futaie mixte, futaie de feuillus). On observe en particulier la forte diminution de l'activité photosynthétique en été 2003, corollaire du stress thermique et hydrique ambiant (figure 6b). Altérées au cours de l'année 2003, les différentes aires végétales semblent encore particulièrement affectées en 2004. Ces variations bioclimatiques se sont notamment traduites dans le Vercors, dès l'automne 2003, par des mortalités d'essences liées à des attaques de scolytes (insectes xylophages).

Conclusion

La phase d'instrumentation engagée à l'échelle de la Réserve Naturelle des Hauts Plateaux du Vercors permet d'étudier les limites climatiques régionales encore confuses et d'améliorer la compréhension de certaines interactions bioclimatiques. Plusieurs actions sont en cours, certaines strictement liées à l'instrumentation (choix et maintenance des capteurs, corrections et validation des séries), alors que d'autres reposent plutôt sur des analyses bioclimatiques (phénologie, stress hydrique et thermique, poids de la topographie).

Remerciements : les auteurs remercient le personnel de la Réserve Naturelle des Hauts Plateaux et du Parc du Vercors, en particulier Yann Buthion. Les données satellitaires ont été fournies gracieusement par le programme SPOT-Végétation. Les données de Météo France ont été obtenues via une convention recherche *Climathèque*.

Bibliographie

- HOUGHTON J.T., DING Y., GRIGGS D.J., NOGUER M., VAN DER LINDEN P.J. ET XIAOSU D. (eds.), 2001. *Climate Change 2001: The scientific basis*. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of IPCC. Cambridge University Press, Royaume-Uni, 944 pages.
- 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.

Cartographie des données dendrochronologiques du nord-ouest de la France pour la période médiévale (XIV^e-XV^e siècles)

Essai d'interprétation climatique

S. Blain¹, O. Planchon², V. Bernard³

¹ CRPAA UMR5060 IRAMAT CNRS, Université Bordeaux-3,
Maison de l'Archéologie, Pessac, France
blainsophie35@hotmail.com

² COSTEL LETG, UMR 6554 CNRS, Université Rennes-2, France
olivier.planchon@uhb.fr

³ Civilisations Atlantiques et Archéosciences UMR 6566 CNRS,
Université Rennes-1, France
vincent.bernard@univ-rennes1.fr

Résumé : Une analyse dendrochronologique a permis de révéler l'effet « structurant » de sécheresses longues, intenses et continues sur le quart nord-ouest de la France, au XX^e siècle et au Moyen-Âge (XIV^e-XV^e siècles). Lorsque la période végétative enregistre de manière soutenue et durable des déficits pluviométriques combinés à des échaudages, on constate une homogénéité dans la réaction des arbres de l'ensemble de l'espace étudié, modulée par l'altitude et certains effets d'exposition.

Mots-clés : Dendrochronologie, Nord-ouest de la France, Paléoclimatologie, Analyse spatiale.

Abstract: A dendrochronological analysis shows a “structuring” impact of long, intense and uninterrupted droughts in the North-West of France, during the XXth century and during the Middle Ages (XIVth-XVth centuries). When the vegetative period is subjected to a long and intense precipitation deficiency, which is combined with shrivellings, a homogeneous reaction of the selected trees is recorded in all the studied area. This reaction varies in accordance with the altitude and exposure effects.

Key Words: Dendrochronology, North-West of France, Palaeoclimatology, Spatial analysis.

Introduction

Une cartographie de données dendrochronologiques, obtenues pour des chênes du quart nord-ouest de la France, a été réalisée à l'aide d'un SIG, d'abord pour des années caractéristiques de l'époque contemporaine (1880-1980), pour laquelle des données météorologiques (température et précipitations) étaient disponibles, puis pour des années sélectionnées durant l'époque médiévale (XIV^e-XV^e siècles). Plusieurs tentatives ont été menées pour étendre le registre des variations de température dans l'hémisphère Nord de façon à couvrir le dernier millénaire (Jones et Mann, 2004 ; Jones *et al.*, 2001). Toutes s'appuient sur la représentation de la variabilité des températures à large échelle, en insistant sur la dimension temporelle plutôt que sur la dimension spatiale. L'objectif de cette étude a donc été, grâce à une cartographie détaillée, de proposer une interprétation climatique des variations de la distribution spatiale des indices de croissance végétale au niveau d'échelle régional.

I. Méthodes et données

I.1. Dendro-chronologie et climatologie

L'analyse dendrochronologique s'appuie sur l'étude de la variation des largeurs de cernes annuels représentatifs des conditions climatiques auxquelles ils ont été soumis au cours de leur croissance. Les *proxy* naturelles telles que les cernes de croissance des arbres traduisent les influences combinées de divers facteurs dont la variabilité peut refléter indistinctement à

la fois la température et les précipitations. L'approche commune pour la reconstitution du climat à partir des *proxy* consiste à utiliser une régression statistique pour établir une connexion entre des observations climatiques et la variabilité des *proxy* au cours d'une période donnée. La dendrochronologie permet non seulement d'identifier des événements climatiques extrêmes et relativement ponctuels dans l'espace, mais aussi d'en proposer une datation à l'année près. La synchronisation (ou inter-datation) de séries de cernes s'appuie sur l'existence d'années dites « caractéristiques » qui présentent un même sens de variation de croissance pour au moins 75 % des arbres étudiés (Lambert, 1998). Afin de s'assurer de la représentativité climatique des signaux dendrochronologiques étudiés, seules les années caractéristiques négatives (représentatives d'une chute de croissance) ont été prises en considération. L'identification de ces années a été effectuée à partir de l'inter-comparaison des moyennes dendrochronologiques de chacune des forêts actuelles échantillonnées. Afin d'interpréter les événements climatiques responsables des chutes de croissance enregistrées par les chênes sélectionnés, les signaux climatiques bien documentés de l'époque contemporaine ont été transposés à des cas de l'époque médiévale. Pour pallier le problème de l'hétérogénéité des données actuelles / médiévales, il était indispensable de recourir à des sources anciennes ou à des cartes climatiques apportant des informations sur la distribution spatiale des espaces soumis plus ou moins fréquemment et intensément à des périodes de sécheresse dans les régions étudiées.

1.2. Données

Les données ont été collectées sur un grand quart nord-ouest de la France, soit un espace couvrant le massif Armoricain et une grande partie du bassin Parisien (figure 1).

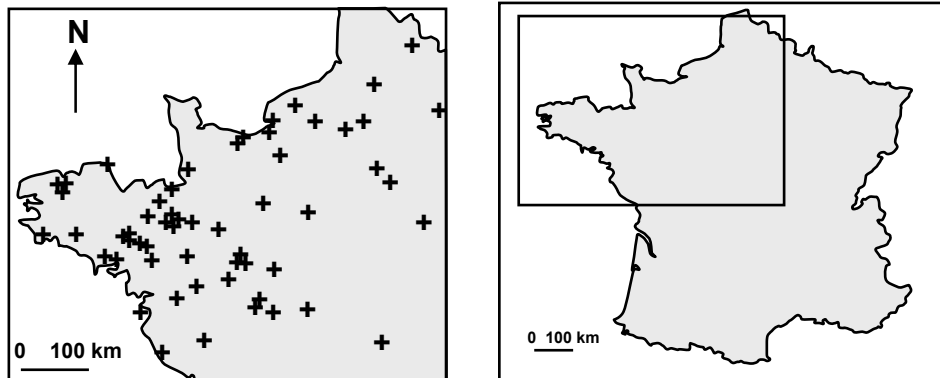


Figure 1 – Carte de localisation des sites dendrochronologiques étudiés

Les données issues de prélèvements d'arbres vivants proviennent de la base Dendron II (G.N. Lambert), de la base *Tree-Ring Data* disponible en ligne (www.ncdc.noaa.gov/paleo/tree-ring.html) et, pour la forêt du Gâvre (Loire-Atlantique) et la ferme de La Bintinais (Ile-et-Vilaine) ont été fournies par F. Guibal (*Institut Méditerranéen d'Ecologie et de Paléoécologie*, Marseille). Ces données recueillies pour 16 référentiels couvrent la période 1880-1995.

Les données des sites médiévaux proviennent de bois d'œuvre issus de constructions monumentales (édifices religieux ou civils) ou domestiques (maisons à pans de bois, granges). Ces séquences dendrochronologiques ont été constituées par divers laboratoires français et étrangers : *Paleoecology Center* (Belfast) ; *Centre de Recherche en Archéologie Médiévale* (Caen), *Laboratoire de Chrono-Ecologie* (Besançon), *Laboratoire Civilisations Atlantiques et Archéosciences* (Rennes), *Centre Technique du Bois* (Paris), *Laboratoire de*

dendrochronologie (Liège), *Programme d'Etude sur l'habitat Aristocratique Breton*. Les analyses dendrochronologiques ont été recueillies pour plus de 80 sites du quart nord-ouest de la France et couvrant une période qui s'étend du XII^e au XVIII^e siècle.

Les températures moyennes et précipitations mensuelles de l'époque contemporaine ont été recueillies dans les *Annales des Bulletins du Centre Météorologique* (données de la fin du XIX^e siècle et du début du XX^e siècle) et dans les *Résumés mensuels du temps* de Météo-France (XX^e siècle). Afin de définir les conditions climatiques correspondant aux années caractéristiques, des stations météorologiques de référence ont été sélectionnées à proximité des sites de prélèvement des carottes de bois. Pour les années retenues et étudiées, les anomalies ont été calculées par rapport à la normale 1961-1990 (*Normales climatiques 1961-1990*, Météo-France).

L'étude cartographique des cas dendrochronologiques marquants pour les XIV-XV^e siècles s'est accompagnée d'une recherche des mentions historiques relatives aux conditions climatiques des années concernées, à l'aide des informations contenues dans les ouvrages de P. Alexandre (1987) et E. Le Roy-Ladurie (1983). Ces données doivent être utilisées avec précaution compte tenu de leur grande part de subjectivité.

2. Résultats

2.1. Typologie et spatialisation des données dendrochronologiques actuelles

La meilleure couverture dendrochronologique (nombre de cernes par an) a été obtenue pour la période 1880-1980, période durant laquelle ont pu être aussi obtenues des données climatiques. Pendant cette période, 19 années caractéristiques négatives se distinguaient de l'inter-datation des 16 référentiels étudiés : 1885, 1887, 1891, 1896, 1898, 1900, 1905, 1911, 1915, 1919, 1921, 1928, 1933, 1934, 1949, 1952, 1959, 1972 et 1976. Parmi ces 19 années caractéristiques recensées, 16 ont pu faire l'objet d'une étude climatique. L'étude de ces années, effectuée à l'aide de diagrammes ombrothermiques correspondant à ces années caractéristiques et complétée par les informations reportées par V. Dubreuil (1994), a révélé 15 cas de sécheresse sur 16. La sécheresse, telle qu'elle peut être définie par la combinaison d'un déficit pluviométrique et (le plus souvent, en saison chaude) de températures anormalement élevées, présente cependant plusieurs aspects selon sa durée, son intensité et la saison durant laquelle elle intervient. Ces caractéristiques ont, en effet, selon l'intensité du déficit hydrique, une influence sur la croissance des plantes et doivent donc être prises en considération, la gravité du déficit hydrique différant selon le cas. Quatre types d'années ont été différenciées en fonction du déroulement de la période de sécheresse :

- Type 1. **Sécheresse continue et intense**, marquant la période végétative dans sa totalité (printemps et été). Les années concernées ont été 1896, 1921, 1949, 1976 et, dans une moindre mesure (période de plus courte durée), 1900 et 1952.
- Type 2. **Sécheresse discontinue qui affectait essentiellement l'été** : 1898, 1959 ; (sans échouage) : 1885 et 1887 ; (discontinue en été) : 1919.
- Type 3. **Sécheresse hivernale** : 1891 et 1905.
- Type 4. **Aucune sécheresse significative identifiée** : 1972. Des anomalies pluviométriques négatives ont été enregistrées pour plusieurs mois de l'année, mais non successifs et sans valeurs mensuelles de type $P < 2t$.

La sécheresse est donc le phénomène climatique discriminant des trois premiers types identifiés. Les sécheresses du nord-ouest de la France sont liées à la persistance de hautes pressions de surface sur l'Europe occidentale et/ou centrale, les trajectoires préférentielles des

systèmes perturbés étant déviées vers le nord (Perron, 1990 ; Dubreuil, 1994). Cependant, malgré leur ampleur, la répercussion de ces sécheresses aux échelles régionale et locale était nuancée. La répartition des indices de croissance végétale du type 1 soulignait une réaction moins accentuée des forêts situées sur les reliefs les plus élevés (Normandie). Le déficit hydrique y était vraisemblablement moins prononcé que dans les plaines avoisinantes, notamment les plaines et bas plateaux du centre et du sud du bassin Parisien, et des pays de la Loire. Les sites les moins affectés par la sécheresse sont donc ceux habituellement les plus arrosés. Les différences de réponses visibles avec les autres types sont également sensibles au processus de régulation par le couvert végétal ou le sol.

2.2. Typologie et spatialisation des données dendrochronologiques médiévales

Si les faits atmosphériques responsables de la variabilité climatique actuelle sont les mêmes à l'époque médiévale, on peut supposer que la typologie établie à partir des données de l'époque contemporaine est valide aussi aux époques antérieures. La période historique sélectionnée est comprise entre 1350 et 1470, compte tenu de la meilleure couverture dendrochronologique spatiale et temporelle que représente cette période. L'inter-comparaison des 77 référentiels dendrochronologiques sélectionnés sur le nord-ouest de la France durant la période médiévale a permis d'identifier 15 années caractéristiques communes à la majorité d'entre eux. Quatre types de répartition ont été identifiés (figure 2).

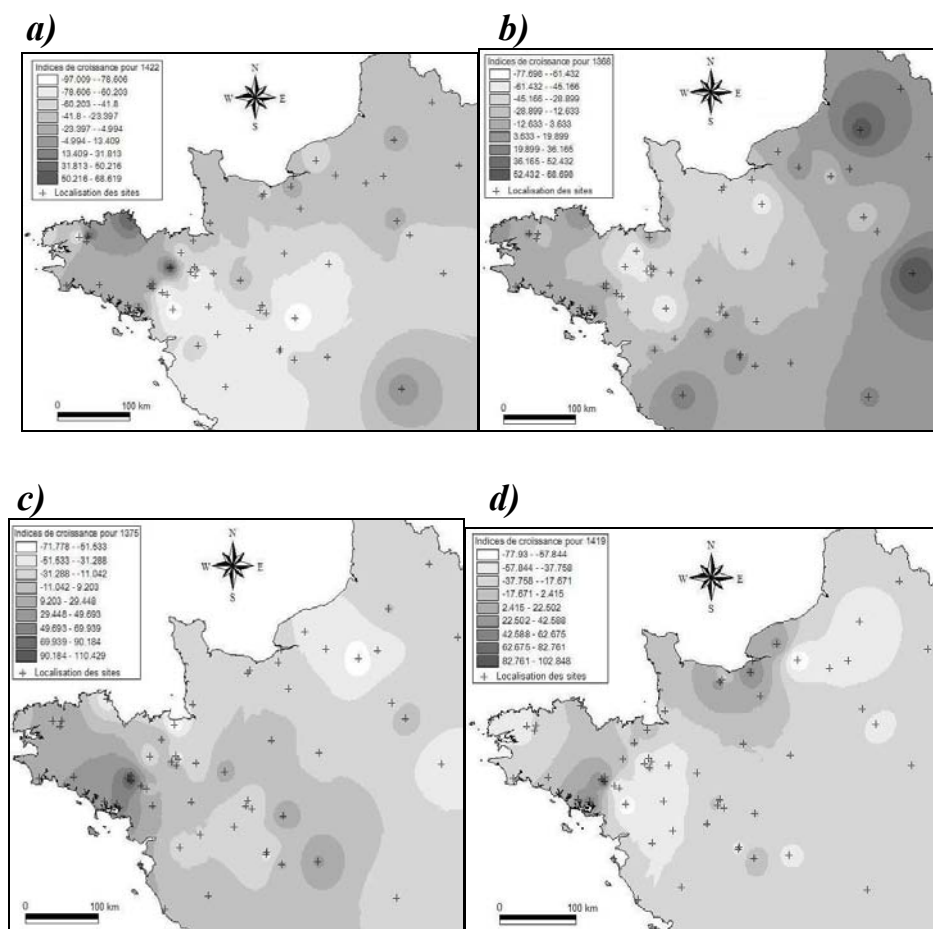


Figure 2 – Distribution spatiale des indices de croissance pour les années 1422 (a), 1368 (b), 1375 (c) et 1419 (d)

Type 1 : années 1352, 1390, 1422 (figure 3a), 1434, 1461, 1462 et 1464. La valeur interpolée de l'indice de croissance diminue du nord-ouest de la Bretagne et du Cotentin vers les Pays de la Loire et le bassin Parisien, indiquant une réaction progressivement plus marquée à la

sécheresse. La distribution spatiale des indices de croissance est comparable à celle des situations du type 1 de l'époque contemporaine. Les sources historiques citées par P. Alexandre (1987) et E. Le Roy Ladurie (1983) confirment ces résultats, par exemple l'année 1422, qui aurait subi « un printemps et un été très sec ».

Type 2 : années 1360, 1368 (figure 3b) et 1442. L'impact sur la croissance végétale de la situation météorologique dominante apparaît plus marqué sur l'est de la Bretagne et l'ouest de la Normandie que pour les années du type 1. La distribution spatiale des indices de croissance est comparable à celle des situations du type 2 de l'époque contemporaine. Pour l'année 1368, P. Alexandre a noté « un hiver doux et un été sec ».

Type 3 : années 1375 (figure 3c) et 1412. L'impact climatique sur la croissance biologique se répartit selon un gradient SW-NE, avec deux situations opposées : impact climatique sur la croissance végétale plus sensible vers le nord-est en 1375, vers la Bretagne et la bordure atlantique en 1412. Une sécheresse estivale est constatée dans les textes sur le nord de l'Europe en 1375.

Type 4 : années 1387, 1390, 1399 et 1419 (figure 3d). La distribution spatiale des indices de croissance est bruitée par des situations locales diverses. Pour les années classées dans cette catégorie, aucune mention de sécheresse généralisée n'a été constatée dans les textes médiévaux. En 1419 par exemple, un été frais et pluvieux a succédé à des épisodes de gelées tardives (jusqu'en mai dans certaines régions).

Les quatre types de répartition identifiés font ressortir, dans la plupart des cas, des gradients spatiaux liés à la prédominance des effets d'exposition par rapport à la trajectoire préférentielle aux systèmes perturbés atlantiques. Les forêts du Nord-Ouest de la Bretagne et de Normandie occidentale semblent en effet moins sensibles aux événements climatiques impliquant un stress hydrique que celles des plaines et bas plateaux du sud du bassin Parisien et des pays de la Loire. Les diverses nuances dans la répartition des indices de croissance les plus bas pourrait résulter de positions différentes des hautes pressions de surface responsables des situations de sécheresse.

Conclusion

Les résultats de cette étude ont permis de révéler l'effet "structurant" d'une sécheresse longue, intense et continue sur la distribution spatiale des indices de croissance. En particulier, lorsque les deux saisons successives de la période végétative enregistrent de manière soutenue des déficits pluviométriques combinés à des échaudages, on constate une homogénéité dans la réaction des arbres de l'ensemble de l'espace étudié, modulée par l'altitude et les effets d'exposition. Une interprétation climatique était possible dans ces cas de réponse homogène sur la plus grande partie de l'espace étudié.

Bibliographie

- ALEXANDRE P., 1987. *Le climat en Europe au Moyen-Âge*. Ed. de l'Ecole des Hautes Etudes en Sciences Sociales, Paris, 827 p.
- DUBREUIL V., 1994. *La sécheresse dans la France de l'Ouest : étude d'après les bilans hydriques et les données des satellites NOAA-AVHRR*. Thèse de Doctorat, Université Rennes-2, 381 p.
- JONES P.D., MANN M.E., 2004. Climate over past millennia. *Reviews of Geophysics*, 42, RG2002, 42 p.
- JONES P.D., OSBORN T.J., BRIFFA K.R., 2001. The evolution of climate over the last millenium. *Paleoclimate review*, 292, 662-667.
- LAMBERT G.N., 1998. La dendrochronologie, mémoire de l'arbre. In : A. Ferdière, *Les méthodes de datation en laboratoire*, Errance, Paris, 13-69.
- LE ROY LADURIE E., 1983. *Histoire du climat depuis l'An Mil*. Flammarion, Paris, 2 tomes, 287 et 254 p.
- PERRON G., 1990. Types de temps et ensoleillement en climat océanique : une méthode de climatologie appliquée à la Bretagne. Thèse de Doctorat, Univ. Rennes 2, 312 p.

Approche spatialisée des températures de surface en haute montagne et estimation de la distribution du pergélisol dans un massif des Hautes Alpes

Xavier Bodin¹, Stephan Gruber², Philippe Schoeneich³, Monique Fort⁴

¹ PRODIG UMR 8586, Université Paris 7 Denis Diderot / EA SEIGAD, Institut de Géographie Alpine, Grenoble, France
xbodin@hotmail.com

² Glaciology and Geomorphodynamics Group, Université de Zurich, Suisse / EDYTEM UMR 5204, Université de Savoie, Le Bourget-du-Lac

³ EA SEIGAD, Université Joseph Fourier, Institut de Géographie Alpine, Grenoble, France

⁴ PRODIG UMR 8586, Université Paris 7 Denis Diderot, France

Résumé : Sensible aux fluctuations climatiques à moyen et long terme, le pergélisol alpin montre de plus en plus de signes de dégradation suite au réchauffement post-Petit Age Glaciaire. D'intensité variable, ces phénomènes se traduisent par la fonte de la glace contenue dans les sols de haute montagne, parois et formations superficielles, risquant de provoquer écroulements, laves torrentielles et glissements, menaçant les communautés alpines. La prise en compte des aléas induits par la dégradation du pergélisol nécessite, dans un premier temps, de préciser la distribution spatiale du pergélisol alpin, en utilisant des méthodes de détection variées, plus ou moins aisées à mettre en oeuvre. A l'échelle régionale, et lorsque suffisamment de données sont disponibles, les modèles statistico-empiriques, comme ceux utilisés en Suisse, sont relativement efficaces. Les informations de base étant généralement inexistantes pour les Alpes françaises, un modèle de distribution utilisant des données climatiques locales et un modèle numérique de terrain a été élaboré et testé sur un massif des Hautes Alpes. En tenant compte de la température de l'air, de la radiation solaire et du rôle thermique des débris grossiers, il est possible de reconstituer la température à la surface du sol durant la période de l'équilibre thermique hivernal. La cartographie de ce paramètre, calibrée à l'aide de mesures de terrain et d'interprétations géomorphologiques, permet ainsi d'estimer la distribution du pergélisol du massif.

Mots-clés : montagne, pergélisol, température de surface

Abstract: The alpine permafrost is sensitive to medium to long term climatic fluctuations, and shows nowadays more and more signs of degradation since the end of the Little Ice Age. If the magnitude of the phenomena related to the alpine permafrost degradation is variable, their consequences, destabilisation of frozen rockwalls or mass movement of ice-cemented debris slopes, may threaten the human communities in the future. The mitigation of such hazards is of importance but first of all necessitates the assessment of the spatial distribution of alpine permafrost, which can be performed thanks to various detection methods. At regional scale, and when sufficient information is available, statistico-empirical models have proved to be efficient, as the Swiss permafrost map has shown. Since the input data is almost inexistent in France, a spatial distribution model has been designed using local climatic data and Digital Elevation Model and was tested on an Alpine massif (Massif du Combeynot, Hautes Alpes). Taking into account of the mean air temperature, the potential solar radiation and the thermal influence of coarse debris, it is therefore possible to estimate the ground surface temperature during the winter thermal equilibrium period. The model, calibrated thanks to ground temperature measurements and to field mapping of geomorphological features, can then be used to infer the spatial distribution of permafrost for the whole massif.

Key Words: mountain, permafrost, ground temperature

Introduction

Dans les Alpes, l'élaboration de modèles statistico-empiriques, basée sur des indicateurs géomorphologiques ou sur des mesures de terrain (Haeberli, 1973), et couplée à des estimations du bilan radiatif, a permis de déterminer les secteurs affectés par le pergélisol (Hoelzle, 1992 ; Hoelzle *et al.*, 1993). Certains modèles, récemment développés, tiennent compte des relations physiques existantes entre les différents paramètres du bilan d'énergie (Stocker-Mittaz *et al.*, 2002 ; Gruber *et al.*, 2003), mais nécessitent d'importantes quantités de données. En l'absence de telles mesures pour les Alpes françaises, une nouvelle approche de la distribution du pergélisol a été développée, se fondant sur la reconstruction des

températures du sol durant l'équilibre hivernal. Décomposant la température de surface en une somme de termes reflétant l'influence respective de la température de l'air, de la radiation solaire et du type de surface, le modèle est ajusté à deux échelles, d'une part grâce à l'ensemble des glaciers rocheux actifs répertoriés sur le massif, et, d'autre part, grâce aux mesures effectuées sur un glacier rocheux en particulier.

1. Aperçu climatique de la haute montagne alpine

1.1. Présentation générale du massif du Combeynot

L'isotherme -2°C est généralement assimilée à la limite inférieure du pergélisol tant dans les hautes latitudes qu'en haute montagne. Sur le massif du Combeynot, localisé au nord-est du massif des Ecrins, aux alentours de 45°N et $6,4^{\circ}\text{E}$, seulement 5 % du massif dépasse l'altitude moyenne de l'isotherme -2°C , située vers 2900 m. Toutefois, de nombreuses formes de relief caractéristiques, telles que les glaciers rocheux, suggèrent qu'une part bien plus importante des terrains est concernée par le pergélisol. Cet écart est lié en partie aux couvertures sédimentaires grossières, qui stockent l'air froid dans les porosités et diminuent considérablement l'effet du réchauffement estival. De plus, une partie du mélange glace/débris engendré dans ce contexte est exportée vers l'aval par fluage, processus qui est à l'origine de la morphologie caractéristique des glaciers rocheux.

1.2. Le microclimat des dépôts grossiers de haute montagne

La température de la surface du sol est issue d'un bilan énergétique complexe, faisant intervenir des flux de chaleur sensible, radiatifs et conductifs essentiellement, et des flux de chaleur latente (figure 1). De plus, dans le contexte géomorphologique considéré, la présence de dépôts détritiques implique une rugosité et une porosité très fortes de la couche superficielle du sol, engendrant des transferts convectifs non négligeables (Delaloye, 2004). Enfin, le couvert neigeux modifie considérablement l'apport de chaleur par le rayonnement solaire et découple le régime thermique du sol de celui de l'air.

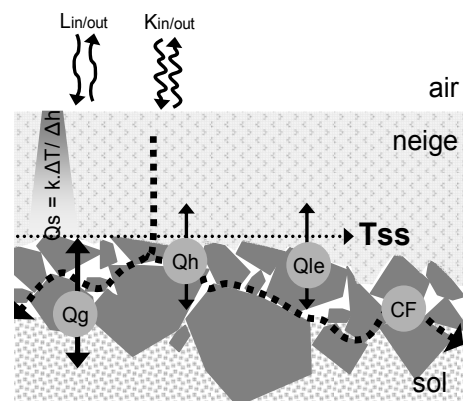


Figure 1 – Les principaux échanges de chaleur intervenant à l'interface sol/neige/atmosphère

$L_{in/out}$: rayonnement grande longueur d'onde
 $K_{in/out}$: rayonnement courte longueur d'onde
 Q_g : flux géothermique ; Q_h : chaleur sensible
 Q_e : chaleur latente ;
 Q_s : conduction dans la neige ;
 CF : convection.

2. Un modèle de spatialisation des températures de surface

2.1. Approche de la température de surface durant l'équilibre thermique hivernal

Lorsqu'un manteau neigeux épais recouvre le sol depuis suffisamment longtemps, son effet isolant conduit à rendre la température à la surface du sol (T_{ss}) essentiellement dépendante de l'état thermique du sol sous-jacent. Durant cette période dite « d'équilibre thermique hivernal » (WEqT, Winter Equilibrium Temperature ; Delaloye, 2004), la T_{ss} reflète alors la présence ou l'absence de pergélisol. Les valeurs de -2°C et -3°C sont alors couramment admises comme révélatrices de la présence possible, respectivement probable, de pergélisol (Haerberli, 1973 ; Haerberli et Epifani, 1986 ; Hoelzle, 1992).

Durant la période WEqT, les paramètres essentiels contrôlant la Tss sont la température de l'air, la radiation solaire reçue par la surface en été, la présence ou non d'une couverture de débris rocheux openwork et le manteau neigeux. Etant données les difficultés à relier physiquement chacun de ces paramètres en l'absence de mesures convenables, une approximation de la Tss est fournie sous la forme :

$$(1) T_{ss} = \alpha / RSP_{max} * RSP + TAM_{[mars-mars]} + \beta * [1/0bloc]$$

$$(2) \text{ et } \varepsilon = T_{ss_{mes}} - T_{ss_{mod}}$$

où la Tss est décomposée en une somme de termes (RSP = radiation solaire potentielle ; $TAM_{[mars-mars]}$ = température moyenne de l'air de mars à mars ; [1/0bloc] = présence ou absence d'une couverture de blocs openwork en surface) dont l'influence respective est déterminée par les deux paramètres suivants :

- α : surplus de température induit par une insolation maximale ;
- β : déficit thermique provoqué par la stagnation d'air froid entre les blocs.

L'erreur résiduelle ε est calculée d'après des mesures de terrain et des hypothèses de températures à la racine des glaciers rocheux actifs.

2.2. Ajustement du modèle

De nombreux glaciers rocheux, d'altitude, d'exposition et de taille variées, sont présents sur le massif. Leurs racines, c'est-à-dire les zones sources où se forme le mélange glace/débris, possèdent des caractéristiques topoclimatiques similaires marquées par des conditions limites d'insolation, de température de l'air et d'enneigement essentiellement, en dehors desquelles le bilan énergétique est défavorable à la formation de pergélisol, et laisse donc la place soit à un glacier soit à un dépôt détritique simple.

Le glacier rocheux 1 de la Combe de Laurichard (RGL1), située au N du massif, fait l'objet d'un suivi thermique depuis octobre 2003 (Bodin, 2005). Par ailleurs, le Modèle Numérique de Terrain (10m de résolution) permet d'extrapoler les températures de l'air à 2m (avec un gradient de $0,006^{\circ}\text{C.m}^{-1}$) à partir des données des stations météorologiques de Briançon (1 324 m) et de La Grave (1 750 m), et de calculer la radiation solaire potentielle au moyen du modèle de bilan d'énergie TEBAL (Gruber *et al.*, 2004). La détermination des paramètres α et β s'effectue alors en minimisant l'écart entre les valeurs calculées par l'équation (1) et les conditions thermiques connues ou supposées à la racine des glaciers rocheux d'une part à l'échelle du massif et d'autre part à l'échelle d'un seul glacier rocheux.

2.2.1 Ajustement à l'ensemble des glaciers rocheux du massif

A l'échelle du massif, on supposera que les Tss à la racine des glaciers rocheux sont similaires aux valeurs mesurées durant la période WEqT de l'hiver 2004 à la racine de RGL1.

i) dans un premier temps, l'utilisation d'un échantillon de glaciers rocheux peu ensoleillés permet de ne s'intéresser qu'au déficit thermique provoqué par les dépôts détritiques grossiers (α étant fixé à 0) : on trouve $\beta_m = -3,8^{\circ}\text{C}$, pour une Tss moyenne à la racine de $-3,5^{\circ}\text{C}$;

ii) en reportant cette valeur dans l'équation (1) et en utilisant maintenant l'ensemble de la population de glaciers rocheux, on détermine $\alpha = 2,4^{\circ}\text{C}$ pour une Tss moyenne fixée à $-2,5^{\circ}\text{C}$.

Autrement dit, la part du rayonnement solaire dans la Tss durant l'équilibre thermique hivernal serait de $2,4^{\circ}\text{C}$, et celle des dépôts grossiers de $-3,8^{\circ}\text{C}$ pour expliquer une température moyenne à la racine des glaciers rocheux de $-2,5^{\circ}\text{C}$.

2.2.2. Ajustement au glacier rocheux I de la Combe de Laurichard

Sur le massif du Combeynot, la présence d'un manteau neigeux conséquent en 2003-2004 a permis une bonne isolation du sol et l'apparition de l'équilibre thermique hivernal. Une cartographie des WEqT a ainsi été établie en mars 2004 pour la quasi-totalité de la surface du glacier rocheux RGL1 pouvant servir de référence pour le modèle.

En supposant que l'effet du rayonnement solaire à l'échelle du glacier rocheux est le même qu'à l'échelle du massif ($\alpha = 2,4^{\circ}\text{C}$), on trouve $\beta_{\text{rgl}} = -5,9^{\circ}\text{C}$.

3. Interprétation des résultats et discussion des résidus observés

3.1. Les températures modélisées sur les glaciers rocheux du massif

Le modèle élaboré a été ajusté afin de reproduire les conditions thermiques régnant d'une part à la racine de RGL1, et d'autre part en supposant que ces conditions sont globalement similaires sur tous les autres glaciers rocheux du massif. Les Tss à la racine des glaciers rocheux sont donc « mécaniquement » proches de $-2,5^{\circ}\text{C}$. Cependant, les valeurs modélisées au front des glaciers rocheux (figure 3), reflétant les conditions topoclimatiques de la partie terminale de la forme, oscillent autour d'une moyenne de $-2,2^{\circ}\text{C}$ ($\sigma = 0,86$), pour une température de l'air moyenne proche de 0°C .

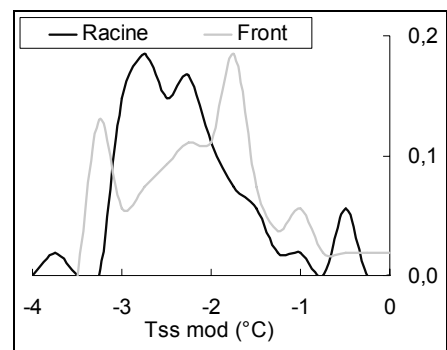


Figure 2 – Distribution des Tss modélisées à la racine et au front des glaciers rocheux.

Ce résultat confirme le rôle de la radiation solaire, et surtout celui des couvertures détritiques, dans la localisation du pergélisol. Il amène à s'interroger sur la pertinence, du moins pour le cas présent et à cette échelle d'étude, de la correspondance entre la température de l'air -2°C et le pergélisol sous sa forme discontinue.

3.2. Les températures modélisées sur RGL1

Les mesures de température à l'interface sol/neige et de hauteur de neige effectuées en mars 2004 et mars 2005 permettent de connaître la répartition spatiale de ces deux paramètres pour deux années à l'enneigement très différent. Si en 2003-2004 un équilibre thermique a bien été atteint en hiver, la saison hivernale 2004-2005 a été très déficitaire et le sol s'est fortement refroidi et n'a pas connu de période WEqT.

La cartographie des résidus du modèle (utilisant les paramètres α et β du paragraphe 2.2.2.) permet de visualiser sa variabilité spatiale (figure 3).

Par rapport à l'année 2004, les résidus pour 2005 apparaissent beaucoup plus variables dans l'espace et s'étendent sur une plage de valeur plus large. Le rôle de l'enneigement dans cette plus grande variabilité peut être considéré grâce aux mesures de hauteur de neige. Si la relation reste statistiquement non significative entre les deux paramètres, l'augmentation du coefficient de détermination entre 2004 ($R^2 = 0,0003$) et 2005 ($R^2 = 0,18$) suggère néanmoins qu'au-delà d'une certaine hauteur de neige la répartition spatiale des Tss à l'échelle décimétrique est indépendante de la répartition du manteau neigeux.

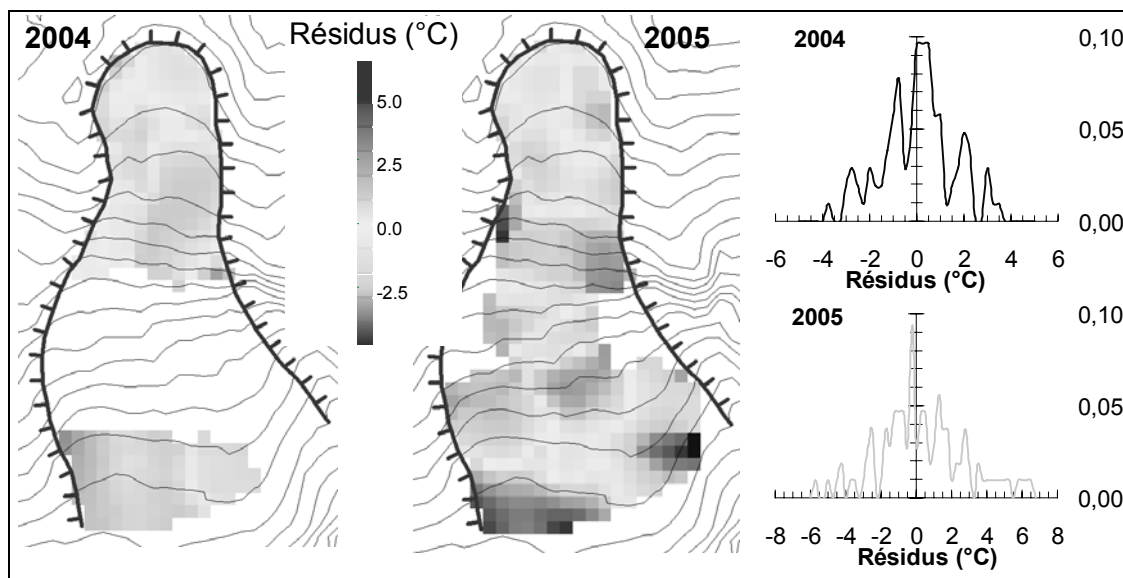


Figure 3 – Cartographie et distribution des résidus sur RGLI pour les années 2004 et 2005.

3.3. Limites et développements souhaitables du modèle de reconstruction de la Tss

Les résidus observés sur RGL1 en 2004 peuvent être attribués à une calibration inadéquate du modèle, plus adapté à reproduire les Tss à l'échelle du massif, et à sa simplicité qui ne prend pas en compte la réalité physique des paramètres du bilan énergétique en surface et leur variabilité spatiale. Le suivi des températures dans le premier mètre de la couche superficielle du glacier rocheux devrait à terme permettre de quantifier le déficit thermique réel que provoque l'air présent dans les porosités.

A l'échelle du massif, cette quantification précise semble moins cruciale pour déterminer la Tss que l'estimation de la radiation solaire et l'appréciation du contexte géodynamique propre à chaque glacier rocheux. La validation du modèle passe en outre par des mesures de température étendues à l'interface sol/neige durant l'équilibre thermique hivernal sur un grand nombre de site d'altitude, d'exposition et de contexte géomorphologique variés. La réalisation de ces mesures est toutefois soumise à des contraintes nivo-météorologiques qui pour l'instant n'ont pas permis le démarrage des campagnes de terrain.

Conclusion

Sur le massif du Combeynot, l'isotherme -2°C est positionnée à 2900 m, ce qui la place en moyenne 300 m au dessus du front des glaciers rocheux présents sur ses versants. Cet écart entre la température du sol et celle de l'air peut s'expliquer, entre autres, par le déficit thermique que provoquent les dépôts grossiers, le tout étant également modulé par la quantité de rayonnement solaire reçu. Par un modèle formalisant une relation simple entre ces différents paramètres, la température du sol durant l'équilibre thermique hivernal peut être reconstruite en l'ajustant à des conditions thermiques mesurées ou hypothétiques à la racine des glaciers rocheux actifs du massif. Les résultats montrent que les fronts des glaciers rocheux, stationnant en moyenne à 2600 m, ont des températures de surface proches de -2°C , en accord avec la présence de pergélisol. La radiation solaire serait ainsi à l'origine de contrastes thermiques de l'ordre de $2,4^{\circ}\text{C}$ en moyenne sur le massif, alors que le déficit lié aux formations superficielles poreuses se monterait à $-3,8^{\circ}\text{C}$. Toutefois, cette démarche ne prend pas en compte certains paramètres importants, tels que le contexte lithologique local, la configuration topographique, la dynamique des glaciers rocheux, l'histoire climatique durant l'Holocène ou encore la variabilité spatiale et temporelle du manteau neigeux. L'analyse des

résidus pour le glacier rocheux 1 de Laurichard montre de plus qu'à cette échelle l'influence des circulations d'air dans les dépôts rocheux ou du manteau neigeux est plus difficile à discerner. Enfin, la validation du modèle à l'échelle du massif serait renforcée par des mesures de terrain qui restent à acquérir.

Bibliographie

- BODIN X. 2005 : L'état thermique du glacier rocheux de Laurichard en 2003-2004 : analyse des températures de surface, spatialisation du régime thermique et implications géodynamiques. *Environnements Périglaciaires*, **12**, 19-38.
- DELALOYE R. 2004 : *Contribution à l'étude du pergélisol en zone marginale*. Université de Fribourg, 240p.
- GRUBER S., PETER M., HOELZLE M., WOODHATCH I. ET HAEBERLI W., 2003 : Surface temperature in steep alpine rockfaces - A strategy for regional-scale measurement and modelling. *8th International Conference on Permafrost*, Zurich
- GRUBER S., HOELZLE M. ET HAEBERLI W., 2004 : Rock-wall temperature in the Alps: modelling their topographic distribution and regional differences. *Permafrost and Periglacial Processes*, **15**, 299-307
- HAEBERLI W., 1973 : Die Basis-Temperatur der winterlichen Schneedecke als möglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost in den Alpen. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, **9**, 221-227
- HAEBERLI W., EPIFANI F., Mapping the distribution of buried glacier ice – an example from Lago delle Loccie, Monte Rosa, Italian Alps. *Annals of Glaciology*, **8**, 78-81
- HOELZLE, M., 1992 : Permafrost occurrence from BTS measurements and climatic parameters in the Eastern Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, **3**, 143-147
- HOELZLE, M., HAEBERLI W., KELLER F. 1993 : Application of BTS measurements for modelling mountain permafrost distribution. Proc. of the Sixth International Conference on Permafrost, Beijing, China.
- SOCKER-MITTAZ C., HOELZLE M. ET HAEBERLI W., 2002 : Modelling alpine permafrost distribution based on energy-balance data: a first step. *Permafrost and Periglacial Processes*, **13**, 271-282

Etude spatio-temporelle des caractéristiques thermo-pluviométriques des différentes aires de la ville de Gênes

Gerardo Brancucci¹, Massimiliano Fazzini² Alfio Giuffrida³

1 Università di Genova, Dipartimento Polis,
Facoltà di Architettura, Genova, Italie
brancucci@arch.unige.it

2 Università di Ferrara – Dipartimento di Scienze della terra
Ferrara, Italie
fzzmsm@unife.it

3 SMAM – CNMCA, Aeroporto Pratica di Mare, Pomezia, Italie
giuffrida@am.it

Résumé : La ville de Gênes s'étend pour environ 240 km² dans une aire à très forts contrastes topographiques et serrée entre la mer Ligure au sud et l'Apennin, qui s'élève jusqu'à environ 850 mètres au nord. La morphologie du territoire détermine des différences climatiques très évidentes à l'échelle fine - avec des températures annuelles moyennes comprises entre 10 et 16°C degrés et des précipitations comprises entre 1000 et 1200 mm - L'analyse de la distribution spatio-temporelle des températures et des précipitations dans la ville a été faite en considérant les données de deux stations appartenant au réseau du Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare (SMAM), celle de Sestri Ponente, en face de la mer et celle de Passo dei Giovi, située à une altitude de 472 mètres sur un col qui met en communication la ville avec la plaine du Pô à environ 20 km au nord de la côte. Les données météorologiques communes aux deux stations sont limitées à la période 1963-1979. L'étude des valeurs thermométriques montre de très forts gradients verticaux pendant toutes les saisons, à cause de la position maritime de Sestri et continentale de Passo Giovi, tandis que l'étude des tendances pour la station de Sestri, à partir de 1963 jusqu'à 2000 – période sans forte urbanisation - a permis de quantifier de presque 1°C degrés la hausse de la température moyenne. L'étude de la pluviométrie a souligné des différences significatives pour les types pluviométriques des deux aires topographiques tandis qu'on n'observe pas de différences substantielles dans les quantités moyennes annuelles.

Mot-clés : Morphologie complexe, aire de cyclogenèse, gradient pluvio-thermométrique, variations à l'échelle fine

Abstract : The urban area of Genoa is 240 km² and it is characterized by a marked relief ratio; the city is confined between the Liguria sea to the south and the Apennines – with the highest peaks around 850 m s.l.m. – to the north. The landscape morphology determines significant climatic differences with mean annual temperature ranging from 10 to 16°C and annual precipitation ranging from 1000 to 1300 mm. The time-space analysis of temperature and precipitation has been carried out considering the data of two stations of the National Air Force Meteorological Service, i.e. Sestri Ponente, located on the coast and Giovi Pass, located 200 inland at an elevation of 472 m a.s.l., on a pass that connects the city with the Po Plain. The meteorological data refers to the 1963-1979 interval.

The study of the thermometric values pointed out very steep thermal gradients during every season because of the different geographic position of the two stations; the study of the seasonal and annual trends for the Sestri station during the 1963-2000 interval shows an increase of 1°C in both the minimum and maximum temperature, though the city has not been affected by a wide urbanization in the study time span. The analysis of rainfall data pointed out marked differences in the monthly precipitation of the two stations while modest differences are recorded in the mean annual values

Key Words : complex morphology; low pressure air; thermo-pluviometric gradient; local climatic variations.

Introduction

La ville de Gênes s'étend sur presque 20 km de l'ouest vers l'est sur la côte de la mer ligurienne (Golfe de Gênes) tandis qu'à l'intérieur les quartiers les plus importants occupent le fonds des vallées des fleuves Polcevera et Bisagno, qui descendent de la ligne de partage des eaux des Apennins qui se trouve à moins de quinze kilomètres de la côte. A cette remarquable complexité orographique correspond une très grande variété de situations climatiques locales. Le territoire urbain ne dispose d'un réseau climatique assez satisfaisant que depuis les années 90, tandis que, dans la banlieue collinaire, manquent complètement des séries historiques longues et caractérisées par des données de bonne qualité. La série historique la plus longue de la ville est celle de l'observatoire de l'Université, situé au centre ville pas loin de la station de Sestri.

L'analyse des conditions climatiques de la ville a été effectuée sur les données de deux stations du Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare (SMAM) - tab.1 et figure1 situées dans deux différents domaines géographiques - mais qui n'ont qu'une période d'observations communes très limitée. Dans la municipalité, nous disposons d'autres stations météorologiques qui – à part celle de l'observatoire située au centre ville et dont on va utiliser les données mensuelles – ont changé plusieurs fois de position et donc ne sont pas adaptées à une étude de qualité.

STATION	Altitude m.s.n.m.	Lat.nord	Long. Est	Distance mer km	Position	Séries données
Genova Sestri	2	44°42	8°85	0.1	Cote	1961-2000
Passo dei Giovi	472	44°63	8°93	21.2	Crinale	1951-1979

Tableau 1 – Caractéristiques topo-géographiques des stations étudiées

La stations de Sestri est située près de l'aéroport, face à la mer, à une distance proche du centre-ville ; de plus les vents, fréquents et parfois très forts permettent un fort brassage des niveaux atmosphériques les plus proches de la surface et donc les données thermométriques sont très représentatives des conditions moyennes de la ville.

La station de Passo dei Giovi est située sur un col qui met en communication la vallée du fleuve Polcevera – qui se jette dans le golfe de Gênes – avec la vallée du fleuve Scrivia, qui va confluer dans le Pô. Le col est situé à une altitude inférieure à 500 mètres dans un contexte orographique très complexe. Donc cette dépression permet des forts contrastes entre les masses d'air méditerranéennes qui « remontent » de la mer et celles plus continentales qui dominant sur la plaine du Pô.



Figure 1 – Image satellitaire de la ville de Gênes. (Google Earth 2005)

I. Le climat de Gênes

La ville de Gênes présente, globalement, un climat de type tempéré, avec des hivers doux et assez pluvieux (moyenne de Janvier de 8°C, précipitations de 120 mm) et des étés modestement chauds et secs (moyenne de juillet de 24° C et précipitations de 28 mm) : on remarque donc une amplitude thermique annuelle et quotidienne modérée (respectivement 16 et 7° C degrés) qui est caractéristique des climats à composante maritime.

La remarquable action modératrice de la mer est encore plus évidente par comparaison entre les températures moyennes mensuelles de l'air et de la mer : entre les températures d'août et celles de janvier, l'eau présente une différence inférieure à dix degrés ; donc elle réussit à amortir les extrêmes thermiques du continent, surtout en hiver et en été, à travers les mécanismes des brises de mer. Les valeurs de l'humidité relative moyenne mensuelle se ressentent elles-mêmes de l'ambiance maritime et sont toujours supérieures à 65 % avec des maxima de 75 % au printemps.

Au point de vue des précipitations, la ville présente une distribution qui n'est pas commune dans le domaine méditerranéen : si la saison la plus pluvieuse est l'automne, le printemps aussi présente des quantités remarquables et l'été n'est pas non plus sec. Brancucci (1994) définit ce type pluviométrique comme "sublittoral" tandis que dans la classification quantitative des régimes pluviométriques italiens de Fazzini et Giuffrida (2005) l'aire littorale est classée comme "ligure", ayant des précipitations proches de 1000 mm et un maximum absolu des précipitations en octobre ou novembre. L'aire collinaire interne est caractérisée par un type pluviométrique "apenninique septentrional" où les précipitations annuelles et estivales sont plus abondantes (>1200 mm), tandis qu'on remarque une baisse durant l'hiver. L'aire du Golfe de Gênes est justement connue pour les fréquentes cyclogenèses "sous le vent" définies "Genoa low", dues soit à la forme courbée de la côte soit à la proximité de la mer des reliefs des Apennins. Toutefois cette situation synoptique ne détermine pas une hausse générale de la nébulosité moyenne : l'ensoleillement moyen annuel est de 6,7 heures et même durant l'hiver on arrive à presque 4 heures par jour; enfin la fréquence considérable des vents (en particulier du Sirocco - SE et du Libeccio - SO) ne favorise pas la formations des brouillards.

Selon la classification de Koeppen-Geiger (Brancucci, 1994) l'aire littorale ville présente un climat tempéré subtropical *Csa* avec des hivers doux et des étés très chauds (températures moyennes du mois le plus chaud > 22° C) et assez secs (précipitation moyenne < 30 mm) tandis que l'aire collinaire au-dessus de 400 mètres se différencie de la première par des étés moins chauds et plus pluvieux – type sublittoral *Cfb*.

Selon la classification climatique de Bagnouls et Gaussen, 1957 (Brancucci, 1997) la ville appartient au domaine climatique "subméditerranéen", avec deux mois secs près de la côte tandis que l'aire interne présente un climat "tempéré – ipomexaérique" caractérisé par la totale absence de "déficit" hydrique du sol. Enfin, en appliquant l'indice d'Aridité de De Martonne modifié, la ville présente des valeurs annuelles comprises entre 43 à l'Aéroport (climat humide) et 62 à Passo Giovi (Pré-humide)

2. Analyse spatiale des données

2.1. Températures

L'étude pluvio-thermique de l'aire est limitée à la période 1963-1979; quoique la période ne soit pas particulièrement longue ça suffit pour « quantifier » les différences entre la partie maritime et la partie interne collinaire de la ville.

Les températures moyennes annuelles des deux stations sont très différentes les unes des autres (tab.1); elles avoisinent les 16°C degrés dans l'aire marine tandis qu'elles descendent à environ 10° C degrés dans l'aire collinaire. Donc le gradient thermique vertical moyen annuel est particulièrement élevé. En hiver, ces différences sont encore plus marquées, en premier lieu parce que l'aire de Passo Giovi ressent des fréquentes descentes d'air froid continental qui font baisser sensiblement les températures dans toute la plaine du Pô et dans les vallées qui vont y confluer ; la chaîne des Apennins, bien qu'elle y soit morphologiquement déprimée, abrite l'aire côtière où les courants arrivent avec un effet de foehn donc chauds et secs.

Le long de la côte, en janvier, le mois le plus froid, la température moyenne est de 8° C degrés et les chutes de neige, les jours de gel et les brumes sont très rares; dans les aires les plus élevées les températures moyennes dépassent légèrement 1° C degré et le gradient thermique vertical pour les températures minimales atteint 1,5°C degré. Ajoutons que, dans l'aire de colline en décembre-février, on a environ cinquante jours de gel, presque cinq jours de glace et environ quinze jours avec un brouillard dense. La moyenne de la hauteur de la neige fraîche annuelle frise presque 100 centimètres.

MOIS	J	F	M	A	M	G	J	A	S	O	N	D	MOY	H	P	E	A
SESTRI - 2MSNM																	
temp max	10.5	11.8	14.1	16.9	20.7	24.0	27.2	27.0	24.0	20.3	15.4	11.9	18.6	11.4	17.2	26.1	19.9
temp moy	7.6	8.8	11.0	13.7	17.4	20.6	23.8	23.5	20.6	17.0	12.4	8.9	15.4	8.5	14.0	22.6	16.7
temp min	4.7	5.8	7.8	10.5	14.0	17.3	20.3	19.9	17.3	13.8	9.4	6.0	12.2	5.5	10.8	19.2	13.5
P.SO GIOVI - 472 MSNM																	
temp max	4.7	6.5	10.0	13.8	17.5	21.1	24.6	23.6	20.0	15.6	10.1	6.1	14.4	5.8	13.8	23.1	15.1
temp moy	1.4	3.1	6.0	9.4	13.0	16.5	19.3	18.4	14.9	11.6	6.6	2.9	10.3	2.5	9.5	18.1	11.1
temp min	-2.0	-0.4	1.9	5.0	8.5	11.9	14.0	13.2	10.8	7.6	3.2	-0.3	6.1	-0.9	5.1	13.0	7.2
MOIS	J	F	M	A	M	G	J	A	S	O	N	D	MOY	H	P	E	A
Gradmax/100 mt	1.2	1.1	0.9	0.7	0.7	0.6	0.6	0.7	0.8	1.0	1.1	1.2	0.89	1.2	0.7	0.6	1.0
Gradmoy/100mt	1.3	1.2	1.1	0.9	0.9	0.9	1.0	1.1	1.2	1.1	1.2	1.3	1.10	1.3	1.0	1.0	1.2
Gradmin/100mt	1.4	1.3	1.3	1.2	1.2	1.1	1.4	1.4	1.4	1.3	1.3	1.4	1.30	1.4	1.2	1.3	1.3

Tableau I – Valeurs mensuelles, saisonnières et annuelles des températures et des gradients thermiques moyens période 19661-1979. - grad : gradient ; max : Maximales ; Moy : Moyennes, min : T minimales

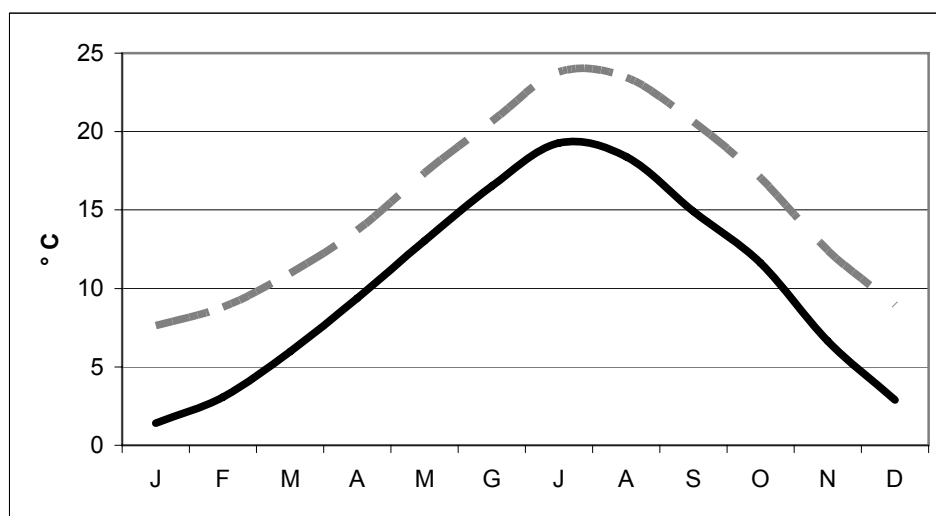


Figure 2 – Valeurs moyennes de la température pour Sestri (courbe hachurée) et pour Passo Giovi (courbe continue) : période 1961-1979

A partir du mois d'avril les différences thermique s'atténuent grâce à la grande fréquence des brises de mer qui intéressent la partie côtière de la ville et du réchauffement de la plaine du Pô qui souvent intéresse même toute la vallée du fleuve Scrivia jusqu'à sa tête, en causant en outre, des orages très fort.

C'est fondamental de souligner que les conditions d' « océanité climatique » sont évidentes même en été, quand les températures maximales dépassent 30° C degrés, tandis que le nombre des jours tropicaux est relativement haut – environ dix – pendant que la morphologie et l'extension considérable de l'île de chaleur limite remarquablement le rayonnement durant la nuit.

2.2. Précipitations totales

La complexité orographique, la proximité de la mer des reliefs de l'Apennin, les caractéristiques synoptiques du golfe de Gênes, favorisent les précipitations, qui sont abondantes et assez bien distribuées durant l'année – relativement à la position de la ville à l'intérieur d'un domaine géographique et climatique tout à fait méditerranéen.

Les précipitations moyennes annuelles sont partout supérieures à 1100 mm, distribuées en 102 jours à Sestri et 108 à Passo Giovi. En réalité les différences entre la côte et l'Apennin ne sont pas remarquables : la plupart des phénomènes sont de type cyclonique donc l'effet orographique est général et n'est pas limité aux reliefs les plus élevés, nonobstant le fait que les vallées qui descendent de la ligne de partage des eaux aient des fortes pentes, et la morphologie favorise l'ascension des masses d'air humides qui arrivent de la mer.

Il faut souligner que la déviation standardisée relative aux différentes saisons est en général très élevée; c'est dire qu'il existe de très forts écarts entre les totaux annuels. Cette caractéristique est très commune dans un territoire qui présente des morphologies très variées et qui est situé à proximité d'une mer "chaude".

De plus, la relative homogénéité des valeurs totales annuelles contraste avec les différences dans la répartition saisonnière des précipitations : l'automne est partout la saison la plus arrosée. A ce propos il faut rappeler que la station pluviométrique de Bolzaneto – située, dans la vallée du Polcevera, à la même distance de Sestri et de Passo Giovi, à une altitude de 120 m. détient le record européen des précipitations en 24 heures (949,4 mm le 8 octobre 1970). Sur la côte, la période à fortes précipitations d'origine frontales se prolonge aussi durant tout l'hiver pendant que l'Apennin subit l'anticyclone thermique centré sur la plaine du Pô. Au contraire ce dernier secteur de la ville est souvent touché par la précipitation orageuse de type thermique durant toute la période estivale.

A ce propos le gradient pluviométrique mensuel est même négatif ou absent durant les trois mois d'hiver (tab.3) tandis qu'il devient résolument positif seulement durant l'automne. On peut considérer la valeur moyenne annuelle – inférieure à 1 mm/100 mètres – comme très limitée pour un territoire méditerranéen compris entre la mer et la montagne. Le nombre de jours avec des orages est compris entre 16-18 à la cote et 22-26 dans l'aire interne, avec une fréquence plus marquée en l'été dans la banlieue collinaire et à la fin de l'automne sur la côte.

MOIS	J	F	M	A	M	G	J	A	S	O	N	D	TOT	H	P	E	A
SESTRI - 2MSNM																	
prec mm	134	119	102	79	69	55	28	76	113	189	121	81	1167	334	249	159	424
dev std.	103	92	53	52	43	27	23	55	66	180	55	56	268	144	87	63	197
P.SO GIOVI - 472 MSNM																	
prec mm	96	103	107	94	87	57	47	99	116	151	177	83	1212	282	288	197	444
dev std.	81	95	73	54	63	34	37	84	124	149	125	65	305	117	125	96	256
Grad/100 mt	-8.249	-3.359	0.887	3.254	4.021	0.551	4.04	4.864	0.581	-8.068	11.88	0.472	0.906	-11.1	8.16	8.22	4.39

Tableau 3 – Valeurs mensuelles et saisonnières des précipitations totales et des gradients pluviométriques (période 1961-1979)

3. Tendances termo-pluviométriques

D'après l'analyse des valeurs journalières relatives à la station de Sestri pour la période 1961-2000, on peut distinguer des évidences très significatives. On remarque d'abord une nette hausse des valeurs moyennes annuelles et saisonnières – d'environ 1° C (tableau 4), ensuite un signal bien connu dans la plus grande partie de la péninsule italienne et en particulier dans les grandes villes (Fazzini *et al.*, 2001; Brunetti *et al.*, 2005); enfin, la hausse thermique est particulièrement accentuée dans la période octobre-mars ; au contraire elle baisse légèrement dans le reste de l'année. La hausse est équivalente tant pour les températures minimales que les maximales. Tout cela dans un contexte temporel où il n'y a pas eu une remarquable expansion urbaine et industrielle de la ville.

Hiver: $Y_t = 0.048x - 86.6$	$Y_p = -5.069x + 10915$
Printemps: $Y_t = 0.022x - 29.5$	$Y_p = -2.71x + 5594$
Ete : $Y_t = 0.034 - 44.8$	$Y_p = -0.979 - 2891$
Automne: $Y_t = 0.004x + 9.26$	$Y_p = 0.462x - 510.47$
An : $Y_t = 0.027x - 37.25$	$Y_p = -8.291x + 17467$

Tableau 4 – Equations de régression relatives aux tendances de températures (t) et précipitations (p) saisonnières et annuelles pour la station de Sestri - période 1961-2000

Même l'analyse des valeurs des précipitations totales a confirmé une tendance qui va se répéter souvent dans le territoire de l'Italie et en général dans le bassin central de la Méditerranée - caractérisée par une appréciable baisse des totaux annuels. Cette baisse, d'environ 8 mm/an, est concentrée pour la plus grande part dans le trimestre d'hiver. Le printemps aussi présente une légère baisse des valeurs à laquelle s'oppose une absence de tendance en été et une faible hausse en automne. Pendant cette dernière saison, on observe une hausse dans la fréquence des phénomènes orageux. Enfin, le nombre des jours avec des précipitations > 1 mm est resté au contraire presque constant.

Conclusion

L'analyse climatique effectuée dans ce travail a permis de bien caractériser les différences qui existent entre le domaine littoral et le domaine collinaire de la ville. Notons que pour améliorer les résultats et mettre en évidence des différences à l'échelle fine – déterminées par le complexe morphologie – il est fondamental de considérer aussi les données d'autres stations situées dans l'ensemble du territoire urbain, même si les séries des données ne sont pas assez longues.

Bibliographie

- BISCI C, DRAMIS F, FAZZINI M, ALTOBELLO L. & DORIGATO S. (2001) – “Analyse des tendances thermo-pluviométriques du versant adriatique compris entre la lacune de Venice et le cap de S.Maria de Leuca » in « *Climat et environnement* », Actes XIV congrès de l'AIC – Seville; 141-142
- BRANCUCCI G. 2000 Il clima della Liguria. Osservatorio permanente corpi idrici della Liguria, Lang ed. 159 p.
- BRUNETTI M, MAUGERI M, MONTI F, NANNI T. 2005: Temperature and precipitation variability in Italy in the last two centuries from homogenised instrumental time series. *Int. J. Climatol.* , 42, 33-45
- BUFFONI L., BRUNETTI M., MANGIANTI F., MAUGERI M., NANNI T., 2001 'Trends in high frequency precipitation variability in some northern Italy secular stations', , In *Global Change and Protected Areas, Advances in Global Change Research*, Kluwer Academic Publishers, London, 19-27
- FAZZINI M. 2005 : Definizione quantitativa dei regimi pluviometrici nelle Alpi orientali italiane. *Geogr. Fis. Dinam. Quat. Suppl.* 7 (Volume speciale in onore di G.B.Castiglioni) 155-162.
- GIULIACCI M, ABELLI S. ET DIPIERRO G. 2004 “Il clima d'Italia nell'ultimo ventennio” Alpha test ed, 344 p.

Actions de l'homme sur le milieu et ulcère de Buruli en Côte d'Ivoire

Télesphore Brou^{1,3}, Hélène Broutin², Djibril Ouattara⁴, Jean-François Guegan²

1 Institut de Géographie Tropicale, Abidjan, Côte d'Ivoire

2 Génétique & Evolution des Maladies Infectieuses, GEMI-UMR 2724 IRD-CNRS,
Equipe "Evolution des Systèmes Symbiotiques", Montpellier, France

3 UMR Hydrosociétés Montpellier, France
telesb@hotmail.com

4 Université de Cocody, UFR des Sciences Médicales, Abidjan, Côte d'Ivoire
ouattaradjibril@yahoo.fr

Résumé : Cet article montre la relation qui existe entre la prévalence de l'ulcère de Buruli et plusieurs variables du milieu physique en Côte d'Ivoire. L'étude repose sur trois années de données épidémiologiques sur la maladie (1995-1997), collectées dans les centres de santé de base du pays par l'institut Follereau. Le contexte écologique le plus favorable au développement de cette maladie est incontestablement la proximité des barrages à vocation agricole, particulièrement surtout dans la partie centrale du pays.

Mots-clés : Côte d'Ivoire, ulcère de Buruli, facteurs environnementaux

Abstract: This paper shows relations between Buruli ulcer prevalence and some of natural conditions in Ivory Coast. Three years of epidemiologic data (1995-1997) has been used in the analysis. These data have been collected in the Ivory Coast's Raoul Follereau Institute. The results of the analysis show best relations between the proximity of agricultural dams and diseases cases. This link is particularly strong in the center of the country.

Key Words: Ivory Coast, ulcerates of Buruli, environmental factors

Introduction

Plusieurs travaux scientifiques ont montré les conséquences des modifications des écosystèmes naturels sur l'altération des interactions entre les populations humaines et leur environnement augmentant les risques de transmission de maladies infectieuses (Aron, Patz 2001, Cadot *et al.*, 1998). L'ulcère de Buruli, dont l'agent étiologique est *Mycobacterium ulcerans*, représente l'infection causée par des Mycobactéries la plus fréquente rencontrée chez l'homme immunocompétent après la lèpre (*M. leprae*) et la tuberculose (*M. tuberculosis*). Cependant, depuis une dizaine d'années, dans certains pays africains, l'ulcère de Buruli devient majoritaire et cette infection humaine qui semble récente est donc encore très mal connue - d'où son appellation de « maladie mystérieuse » ou « nouvelle lèpre ». Les premières descriptions cliniques de l'agent responsable (*Mycobacterium ulcerans*) date de 1948 en Australie. Mais la maladie semble avoir été enregistrée depuis la fin du XIX siècle en Ouganda, dans la région de Buruli où à partir de 1958 de nombreux cas ont été signalés. Depuis quelques années, le nombre de cas connaît une augmentation spectaculaire dans le monde. Cette augmentation est particulièrement impressionnante en Afrique de l'Ouest : 20 000 cas en Côte d'Ivoire, 6 000 au Ghana, 4 000 au Bénin (Aubry, 2005). Sur le plan épidémiologique, bien que sa localisation dans les écosystèmes et ses modalités de transmission à l'homme ne soient pas encore parfaitement caractérisées, les conditions environnementales et ses modifications, et en particulier de la flore et de la faune aquatiques, semblent jouer un rôle important dans l'écologie de *M. ulcerans* (Marsollier, *et al.*, 2003, Portaels *et al.*, 1999, Ross *et al.*, 1997). Dans ce contexte, l'objectif de cette étude est de caractériser les causes environnementales prédisposant à l'apparition de cas d'ulcère de Buruli en Côte d'Ivoire à travers la mise en évidence des relations spatio-temporelles entre les données de cas morbides et les données environnementales considérées être *a priori* des

facteurs qui causent et contrôlent le développement de cette maladie dans les populations humaines.

I. Données et méthodes

I.1. Les données

Les données utilisées dans cette étude sont de deux ordres :

I.1.1. Les données épidémiologiques

Les données d'ulcère de Buruli ont été collectées par l'Institut Raoul Follereau de Côte d'Ivoire sur une période de 3 ans : 1995, 1996 et 1997. Elles indiquent pour chaque « centre de santé de base » du pays (plus de 200) et pour chacune des trois années, le nombre de malades atteints de l'ulcère de Buruli. On compte en moyenne un centre tous les 20 kilomètres avec les situations suivantes (Ministère de la solidarité, de la sécurité sociale et des handicapés, 2004) : - 54 % de la population vit dans une localité disposant d'un centre de santé ; - 14 % est à une distance de moins de 5 km ; - 15 % entre 5 et 10 km ; - 8 % entre 10 et 15 km ; - 5 % entre 15 et 20 km ; - 4 % à plus de 20 km. On peut donc raisonnablement penser que plus de 90 % de la population (situées à moins de 15 km d'un centre de santé) est à une distance raisonnable pour accéder à un centre de santé afin d'y recevoir les premiers soins dans le cas d'affections graves comme c'est le cas de l'ulcère de Buruli. Les données exploitées ici peuvent donc être qualifiées d'acceptables d'autant plus que la maladie semble facile à diagnostiquer chez les patients, du moins d'un point de vue signes cliniques extérieurs (plaies béantes, semblables à des brûlures).

I.1.2. Les données sur les états de surface et se répartissant en deux types

Il s'agit :

– D'une part, des données sur les grandes formations végétales et leurs évolutions. Ces informations sont basées sur la carte de végétation de Guillaumet (1979) et sur la carte des réserves forestières du BNETD (1999). En Côte d'Ivoire, une zone de forêt dense humide et de mosaïque savane 'pré-forestière' s'étendent sur la partie méridionale du pays, au sud d'une ligne suivant grossièrement le 8^{ème} parallèle, le Nord étant occupé par des forêts denses sèches, des forêts claires et des formations savaniques soudaniennes. Des évolutions récentes (entre 1960 et 1990) ont abouti à la mise en place de nouveaux paysages (forêt secondaire, forêt dégradée, jachère, culture...). Ces évolutions se poursuivent encore aujourd'hui (Brou *et al.*, 2005). Seuls quelques blocs relictuels, protégés par l'Etat restent peu ou pas encore soumis à l'agriculture : les forêts classées et les parcs nationaux (cf. figure 1b).

– D'autre part, les données sur les états de surface se rapportent aux aménagements hydro-agricoles. Il s'agit des petits barrages et des cultures qui en dépendent (riziculture irrigués, piscicultures). La Côte d'Ivoire compte plus de 500 petits barrages, construits pour la plupart entre 1970 et 1990 afin d'assurer la maîtrise de l'eau, notamment dans les régions du centre et du nord à pluviométrie insuffisante pour l'agriculture sans irrigation. La vocation de ces barrages est, clairement, de permettre d'une part, le développement de la riziculture irriguée à deux cycles de production et/ou des cultures de contre-saison, et d'autre part, l'approvisionnement en eau des troupeaux régionaux qui pâtissent de rudes conditions d'abreuvement en saison sèche.

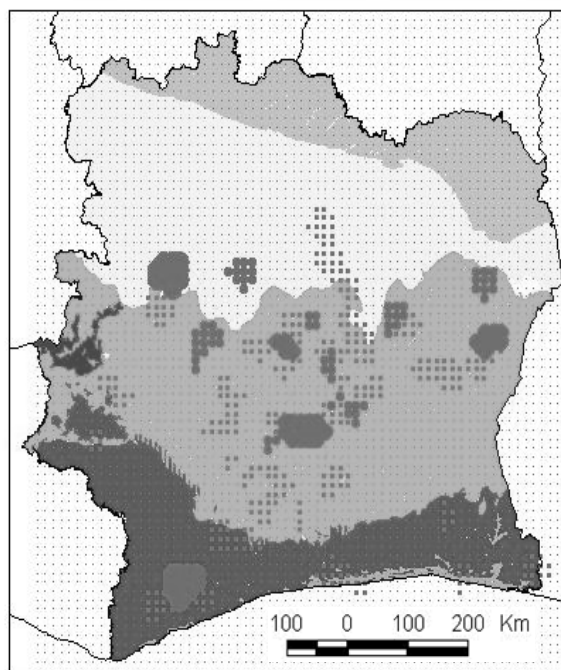
L'étude est fondée sur des méthodes géostatistiques. Ces méthodes permettent de mettre en relation des données environnementales et les données épidémiologiques. Pour rendre superposable l'ensemble des données analysées, celles-ci ont été rééchantillonnées sur des mailles régulières de 10 km x 10 km. Cette distance correspond au rayon d'influence moyen d'un dispensaire en Côte d'Ivoire. Les données sont également ramenées à des valeurs

relatives afin de contrôler l'effet de la taille des paramètres étudiés. Les données épidémiologiques ont ainsi été exprimées en pourcentage par rapport à la population villageoise (pour 100 000 habitants), traduisant le niveau de prévalence (ou incidence) de cas dans chacun de ces villages. Les aménagements hydro-agricoles sont quant à eux présentés sous la forme de densités pour les barrages (superficie rapportée au nombre par sous-préfecture) et de rendements agricoles pour la riziculture. Il s'agira donc ici d'établir des zones d'influence autour de chacun des paramètres environnementaux pris en compte dans l'étude. Le croisement de la couche « classe de distance » avec celle de l'ulcère de Buruli est susceptible de mettre en évidence le rayon d'influence de chaque paramètre environnemental sur la maladie.

2. Résultats

2.1 Ulcère de Buruli et végétation naturelle

Taux de prévalence de l'Ulcère de Buruli et domaine de végétation



Source : Guillaumet, 1979

Légende

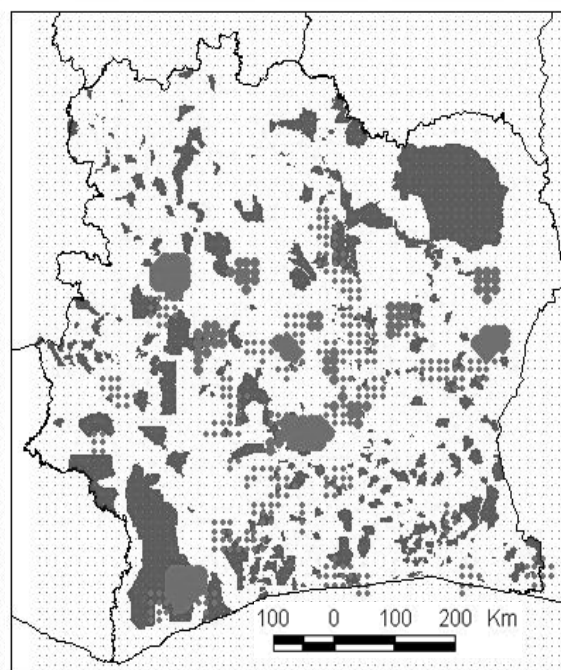
Nombre de malades par 100 000 hbts

- 0 - 252,84
- 252,84 - 890,21
- 890,21 - 2429,15
- 2429,15 - 8463,25
- 8463,25 - 14953,27

Domaine de végétation

- LITTORAL
- MESOPHILE
- MONTAGNARD
- OMBROPHILE
- SOUDANAIS
- SUB-SOUDANAIS

Taux de prévalence de l'Ulcère de Buruli et forêt protégées



Légende

Nombre de malades par 100 000 hbts

- 0 - 252,84
- 252,84 - 890,21
- 890,21 - 2429,15
- 2429,15 - 8463,25
- 8463,25 - 14953,27

- Forêt classée
- Zone agricole



Source des données de buruli : Institut Raoul Follereau

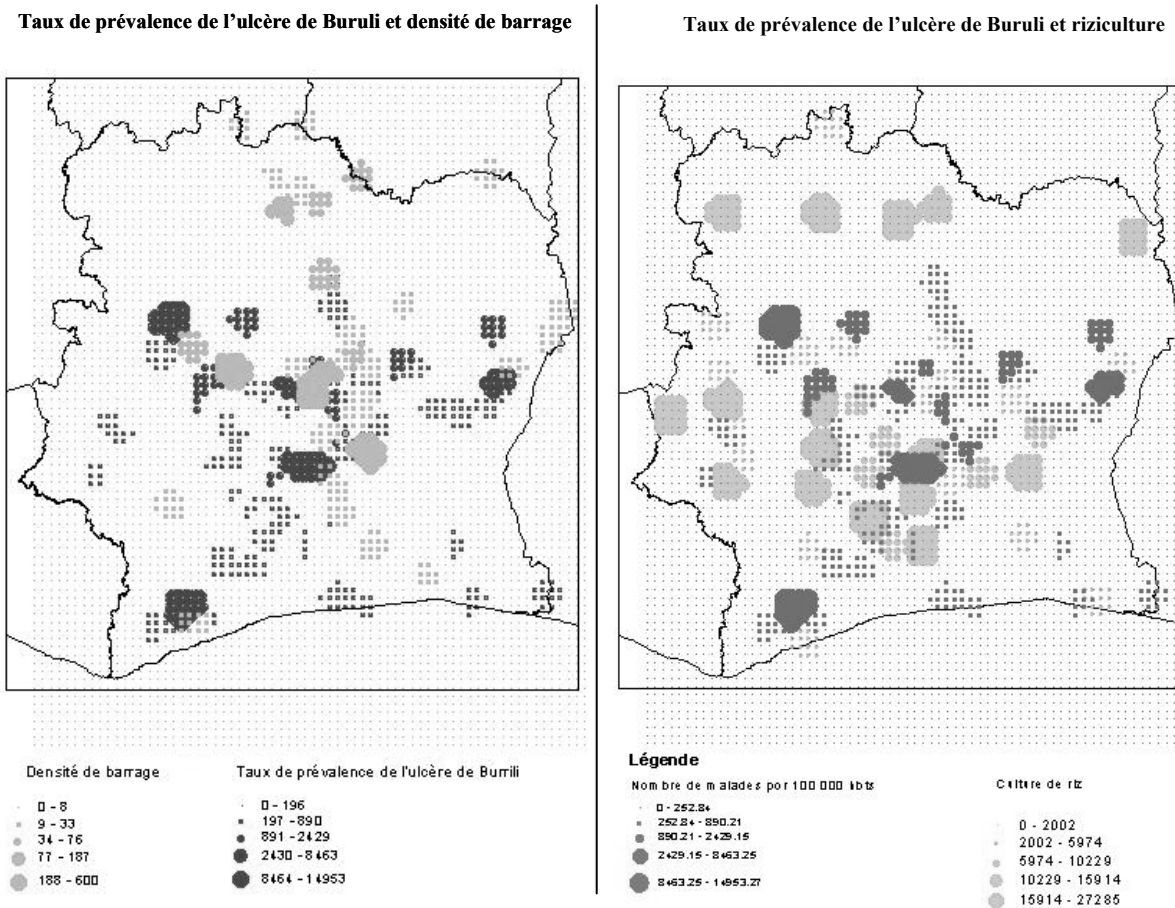
Source : Centre de Cartographie et de Télédétection (Côte d'Ivoire), 1999

Figure 1 – Grands domaine de végétation, front de déforestation et ulcère de Buruli

La moitié sud du pays, région de forêt et de contact forêt/savane semble fournir les meilleures conditions écologiques au développement de l'ulcère du Buruli (figure 1). En effet, contrairement aux régions de savane où les taux sont très faibles, voir nuls, de très forts taux

de prévalence sont notés dans le sud du pays. C'est surtout dans la partie mésophile de la zone forestière, notamment dans la zone pré-forestière de contact forêt/savane (« V baoulé ») que les taux sont les plus élevés. La figure 1b permet également de mettre en évidence la proximité des grands foyers de maladie avec les îlots forestiers. La périphérie immédiate de ces écosystèmes forestiers qui offrent de bonnes conditions écologiques pour l'activité agricole apparaît aussi comme un secteur intéressant pour le développement de l'ulcère de Buruli. La mise en valeur des secteurs périphériques des massifs forestiers aboutit continuellement à la transformation d'une formation de forêt dense humide en une formation végétale ouverte caractérisée par une mosaïque forêt dégradée, culture, jachère. Sur les fronts de défrichement on assiste donc chaque année au passage de milieux humides fermés à des milieux ouverts sur terres fermes ou sur terres inondables. De nouvelles conditions écologiques et micro-climatique sont ainsi créées à proximité des massifs forestiers favorisant certainement le développement ou l'affluence de nouvelles espèces végétales ou animales ; toutes choses capables d'impulser l'émergence de pathologies comme l'ulcère de Buruli.

2.2 Ulcère de Buruli et aménagements hydro-agricoles



Source des données d'ulcère de buruli :
Institut Raoul Follereau

Figure 2 – Aménagements hydro agricoles et taux de prévalence de l'ulcère de burili

La mise en relation des niveaux de prévalence avec les aménagements hydro agricoles révèle une forte prévalence à proximité des barrages. La figure 2 met clairement en évidence la relation existante entre la densité des barrages et les grands foyers de la maladie. C'est surtout dans la région des lacs (dans le centre) que cette relation est la plus forte. Dans cette région, le

nombre de barrages est le plus important de l'ensemble de la moitié sud du pays. Corrélativement à la densité des barrages, les régions rizicoles enregistrent un fort taux de prévalence comme l'indique la situation de la région des lacs (figure 2). Cette région fournit près de 40 % de la production nationale grâce aux barrages de dérivation (Ministère de l'Agriculture et des Ressources Animales, 2002).

Sur le reste du pays, l'augmentation de la densité des barrages et des milieux rizicoles n'est pas forcément suivi d'une augmentation du taux de prévalence. Il s'agit du nord du pays qui bénéficie comme le centre d'un important réseau d'aménagements hydro-agricoles. Le faible taux de prévalence enregistré dans cette région confirme l'existence d'une limite latitudinale liée possiblement à la variation nord-sud des conditions bioclimatiques. En effet, contrairement à la moitié sud, la longueur de la saison sèche dans le nord (plus de 4 mois) fait que très peu de barrages et de cours d'eau restent permanents tout au long de l'année. Inversement, la faible densité de barrages dans la zone de forêt dense ombrophile est compensée par la présence de nombreux bas-fonds à humidités permanentes. Tout ce contexte pourrait permettre d'expliquer l'existence d'un grand foyer de malades dans le sud-ouest à proximité de la forêt hygrophile de Taï (figures 1 et 2).

2.3. Relations entre la distance par rapport aux paramètres environnementaux et le taux de prévalence de l'ulcère de Buruli

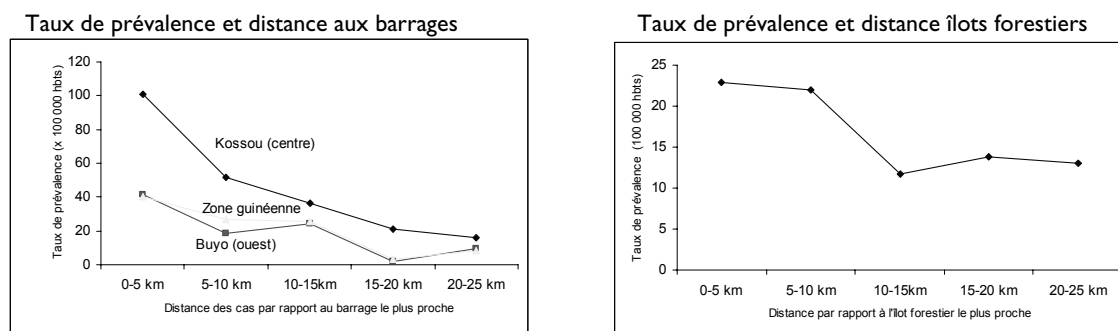


Figure 3 – Variation du taux de prévalence en fonction des paramètres environnementaux

Les graphiques ci-dessus mettent en évidence une augmentation du taux de prévalence de l'ulcère de Buruli par rapport aux barrages et aux îlots forestiers. Mais, c'est autour des barrages que les taux sont les plus forts. Les valeurs peuvent atteindre 100 malades pour 100 000 habitants des ouvrages hydro-agricoles dans la zone forestière, alors qu'elles n'atteignent pas les 25 malades pour 100 000 habitants à côté des massifs forestiers. Ce taux est très fort dans la vallée du Bandama (au centre). Dans cette région en effet, le taux de prévalence est d'environ 100 malades pour 100 000 habitants à moins de 5 km des barrages. On note une régression rapide de ce chiffre lorsqu'on s'éloigne de ces barrages. Une chute brutale est en effet enregistrée entre 5 et 10 km, passant de 100 à 40, puis au-delà des 20 km, le nombre de malades atteint à peine les 20 pour 100 000 habitants. A l'ouest du pays en revanche, autour du barrage de Buyo (idem), le taux de prévalence reste faible avec seulement 40 malades pour 100 000 habitants dans les 5 premiers km.

Conclusion

Les résultats préliminaires de cette étude mettent donc bien en évidence des relations spatiales importantes entre l'ulcère de Buruli et certaines données environnementales notamment les zones humides. Cette relation se manifeste par un fort taux de prévalence dans le centre du

pays dans la région des Lacs (Yamoussokro), région qui présente les plus fortes densités de barrages hydro-agricoles. Ce travail se poursuit dans une voie d'approfondissement orientée vers la recherche d'indicateurs environnementaux pertinents permettant de comprendre le fonctionnement de l'ulcère de Buruli. Il mériterait d'être précisés par des études sur des données épidémiologiques plus longues et plus détaillées (lieu fréquenté par les malades en particulier). L'ulcère de Buruli devient en effet une maladie prioritaire en Côte d'Ivoire car il constitue un réel problème de santé publique et, dans ce pays au moins, il « rattrape » la lèpre et la tuberculose en terme de nouveaux cas.

Cette recherche sera ultérieurement à mettre en regard de celle menée sur d'autres terrains notamment au Ghana et au Bénin où la maladie prend également de l'importance, mais aussi en Guyane française où les recherches sur les relations ulcère de Buruli-environnement sont bien avancées grâce à l'existence d'un observatoire.

Bibliographie

- ARON J. L., PATZ J. A., 2001: Ecosystem change and public health. *The Johns Hopkins University Press*, Baltimore and London, 180 P.
- BROU Y. T, OSWALD Y., BIGOT, S., SERVAT E., 2005 : Risques de déforestation dans le domaine permanent de l'État en Côte d'Ivoire : quel avenir pour ses derniers massifs forestiers ? *TELA2004004, Revue de télédétection de l'Agence Universitaire de la Francophonie*, vol. 5, no 1-2-3, 2005, 17-33.
- CADOT E, FOURNET F, TRAORE S, N' GUESSAN N, HERVOUËT J-P., 1998 : Approche géographique de la Schistosomiase urinaire dans une ville moyenne africaine, Daloa (Côte d'Ivoire). *Sante*; 8 : 447 - 453.
- CENTRE DE CARTOGRAPHIE ET DE TELEDETECTION, 1998 : Projet sectoriel forestier – Bilan forêt, *carte 1/20 000*, Abidjan.
- GUILLAUMET, J. L. 1979 : La végétation in « Atlas de la Côte d'Ivoire ». *ORSTOM / IGT*, Paris, p. A6a-A6b.
- MARSOLLIER L., AUBRY J., SAINT-ANDRE J. P., ROBERT R., LEGRAS P., MANCEAU A. L., BOURDON S., AUDRAIN C. AND CARBONNELLE B. (2003). Ecology and transmission of *Mycobacterium ulcerans*. *Pathol Biol* (Paris) 51, 490-495.
- MCMICHAEL A. J. (2004) Environmental and social influences on emerging infectious diseases: past, present and future. *Philos Trans R Soc Lond B Biol Sci* 359, 1049-1058.
- MINISTERE DE LA SOLIDARITE, DE LA REPUBLIQUE DE COTE D'IVOIRE SECURITE SOCIALE ET DES HANDICAPES, 2004 : *Colloque sur la couverture du risque maladie en Afrique francophone WBI - IMA* Paris, 26 - 30 avril 2004
- MINISTERE DE L'AGRICULTURE ET DES RESSOURCES ANIMALES (MINAGRA), 2002 : *Rapport annuel d'activité. MINAGRA*, Abidjan, 120 P.
- ORGANISATION MONDIALE DE LA SANTE, 2003 : *Rapport sur la santé dans le monde façonner l'avenir*.
- ROSS B. C., JOHNSON P. D., OPPEDISANO F., MARINO L., SIEVERS A., STINEAR T., HAYMAN J. A., VEITCH M. G. ROBINS-BROWNE R. M., 1997 : Detection of *Mycobacterium ulcerans* in environmental samples during an outbreak of ulcerative disease. *Appl Environ Microbiol* 63, 4135-4138.

Une classification bi-scalaire des types de temps hivernaux en Savoie pour une meilleure approche des phénomènes atmosphériques des versants de montagne

Christophe Chaix, A. Marnesy

Laboratoire Environnement, DYnamiques et TERRitoires de la Montagne (EDYTEM), CNRS – UMR 5204, Université de Savoie, France
chaix-ch@wanadoo.fr ; alain.marnezy@univ-savoie.fr

Résumé : Dans le cadre de l'étude menée sur les données enregistrées par les installations d'enneigement artificiel des stations de sports d'hiver, nous nous sommes intéressés aux relations qui peuvent exister entre certaines échelles du climat. Afin de mieux appréhender les mécanismes climatiques et météorologiques des versants de montagne, il est indispensable de relier nos données microclimatiques avec les types de circulations et les types de temps sur la Savoie. Pour cela, nous utilisons la classification Perret et nous la combinons avec une classification « Savoie » basée sur l'étude statistique des données des postes climatologiques de Météo-France. Comblant une carence dans ce domaine, la classification quotidienne Perret-Savoie offre une approche bi-scalaire du climat savoyard qui permet ainsi de mieux comprendre et prévoir certains phénomènes hivernaux propres à la montagne. Une étude de cas sur les températures illustrera ce propos.

Mots-clés : Echelles climatiques, types de temps, hiver, Savoie

Abstract: Within the framework of the study undertaken on the data recorded by the installations of artificial snow of the winter sports resorts, we were interested in the relations which can exist between some scales of the climate. In order to better apprehend the climatological and meteorological mechanisms of mountain slopes, it is essential to connect our microclimatic data with the types of circulations and the types of weather on Savoie. For that, we use Perret's classification and combine it with a classification "Savoie" based on the statistical study of climatological data from Météo-France stations. Filling a deficiency in this field, daily classification Perret-Savoie offers an approach Bi-scalar of the savoyard climate and thus makes it possible to understand and foresee some winter phenomena specific to the mountain. A case study on the temperatures will illustrate this matter.

Key Words: Climatic scales, types of weather, winter, Savoie

Introduction

Les stations de ski enregistrent depuis une quinzaine d'années la température, l'humidité relative, la direction et la vitesse du vent à proximité des pistes afin d'automatiser l'enneigement artificiel (C. Chaix, 2005). Le comportement de ces paramètres étant fortement lié aux échelles supérieures, l'utilisation d'une classification qui permette d'avoir une typologie quotidienne des types de circulations/types de temps s'est révélé indispensable (pour les mois de novembre, décembre, janvier, février, mars, avril de 1995 à 2005). L'objectif étant aussi de garder une approche adaptée à notre problématique. Deux contraintes majeures nous ont poussés à réaliser cette classification quotidienne : l'absence de typologie idoine pour la Savoie malgré la connaissance des situations d'hiver (P. Souhaite, 1993), et l'extrême variabilité spatiale qui caractérise le climat de montagne. Diverses études ont été menées depuis quelques années dans ce sens afin de prévoir principalement les périodes de pollutions (B. Brulfert, 2005), mais elles sont trop appliquées pour pouvoir être exhaustive. En partant des études menées sur les différences entre types de circulations et types de temps, nous avons décidé de combiner ces deux aspects pour avoir une vision des plus générales et des plus pratiques sur l'historique du temps en Savoie depuis une dizaine d'années. Le choix de la classification Perret (R. Perret, 1987), constamment actualisée par MétéoSuisse, se révèle la plus judicieuse possible en rapport avec la position géographique de la Savoie, même si des différences locales demeurent. Quant aux types de temps, nous avons utilisé la technique des ambiances climatiques locales (M. Berthelot, 2004). Par définition, ces ambiances climatiques ne correspondent pas vraiment à des types de temps, mais plutôt à la combinaison des

éléments du temps au-dessus d'un espace donné. Pourtant, d'après certaines définitions (F. Durand-Dastès, 2004), la différence entre ces deux concepts reste vraiment très tenue. En utilisant différents postes de mesures Météo-France situés à des endroits représentatifs du climat savoyard, nous avons introduit une forme de spatialité dans notre classification, ce qui a pour effet principal de nous éloigner de l'aspect local pour rejoindre l'échelle départementale. On peut alors effectivement parler de types de temps. Nous verrons enfin dans un deuxième temps comment certains phénomènes locaux des versants alpins peuvent être prévus grâce à cette classification bi-scalaire, tout en gardant à l'esprit que la configuration sur chaque versant est unique. La complexité et la rapidité des changements en montagne et à échelle fine nous ont d'ailleurs interdit d'essayer de réaliser une classification des ambiances climatiques sur les versants, préférant l'étude du cas par cas, échappant ainsi aux décalages qui auraient pu se produire entre les trois échelles. La classification Perret-Savoie doit être un outil servant à la compréhension des phénomènes locaux, et non pas une finalité en soi.

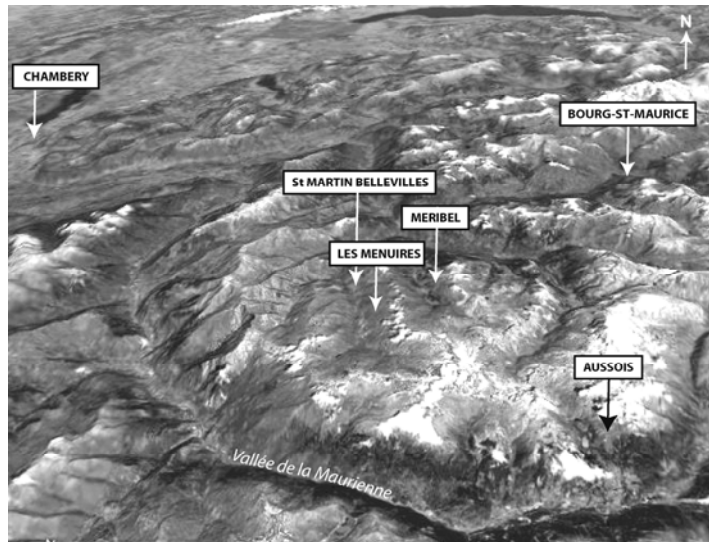


Figure 1 – Les stations de l'étude. Carte : Google Earth

I. Classification Perret des types de circulations sur la Savoie

La classification Perret est issue de celle de Hess-Brezowsky (P. HESS, H. Brezowsky, 1999) remaniée et adaptée aux besoins des prévisionnistes suisses. Cette classification a été de nouveau adaptée et simplifiée pour les besoins de notre étude.

1a : Sud anticyclonique (5,4%)	1b : Sud cyclonique (1,6%)
2a : Sud-ouest anticyclonique (4,4%)	2b : Sud-ouest cyclonique (1,9%)
3ab : Ouest anticyclonique (10,4%)	3cd : Ouest cyclonique (10%)
4a : Nord-ouest anticyclonique (4,3%)	4b : Nord-ouest cyclonique (3%)
5a : Nord anticyclonique (3,5%)	5b : Nord cyclonique (2,8%)
6 : Anticyclone sur Iles Britannique, Manche, Mer du Nord, vent secteur nord-ouest à nord-est (16,7%)	
6ef : Anticyclone sur Scandinavie (avec retour d'est) (3,5%)	
7ac : Anticyclone sur nord-est de l'Europe, vent de secteur sud-ouest, avec temps perturbé (5%)	
7b/6b : Anticyclone sur Ecosse (thalweg Russie Espagne) avec retour d'est (3,6%)	
8a : Dépression sur Iles Britanniques, vent de sud-ouest, foehn (5%)	
8a' : Dépression sur Golfe Gascogne, vent de sud à sud-ouest, foehn (1,5%)	
8a² : Dépression sur Scandinavie, vent de nord-ouest, fronts froids (3,5%)	
8b : Dépression sur Manche, vent de sud-ouest, fronts actifs (2,7%)	
8c : Dépression sur France, fronts peu actifs (1%)	
8d : Dépression sur Alpes, vent de nord-est, fronts froids, associé à la dépression sur golfe de Gênes (1,1%)	
9ab : Thalweg Scandinavie-Manche-Espagne, vent de sud-ouest, fronts actifs (2,8%)	
9cd : Thalweg Scandinavie-Europe Centrale, vent nord-ouest, fronts froids (3,5%)	

Tableau 1 – Les situations météorologiques de la classification Perret, simplifiée pour l'étude et leur fréquence (hiver 1995-2005).

L'enchaînement des types de circulations Perret est assez remarquable en hiver : dans la journée qui suit l'observation, la probabilité d'avoir le même type est la plus forte pour tous

les types de circulations ! Cette probabilité est de 65 % pour les types 6, et d'au moins 50 % pour tous les régimes anticycloniques. A deux jours, cette probabilité reste forte, mais à trois jours, seuls les types 6 continuent de s'enchaîner. On peut donc en conclure que tous les types de circulations ont une tendance générale à persister environ 72h.

2. La classification Savoie des types de temps hivernaux

La classification des types de temps sur la Savoie est issue de la technique des ambiances climatiques, qui a l'avantage d'être modulable puisque l'on peut ajouter des paramètres en fonction des besoins (exemple avec le foehn). L'objectif est donc de prendre des variables météorologiques en un point (ou plusieurs) et d'effectuer un traitement statistique à base d'analyse factorielle des correspondances et de classification hiérarchique ascendante sur facteurs (Berthelot, 2004). Nous obtenons ainsi un certain nombre de classes censées caractériser les types de temps, qu'il faut interpréter. Nous avons choisi des stations de mesures Météo-France qui permettent de mesurer des phénomènes particuliers à la Savoie, et qui n'ont pas trop de lacunes. Après ce tri assez difficile, nous avons choisi de prendre, quotidiennement (en moyenne tri-horaire), la pression atmosphérique à Chambéry, la température, l'humidité relative, les précipitations, l'insolation et la nébulosité à Bourg-Saint-Maurice, la vitesse et la direction du vent ainsi que la présence ou non de foehn à Méribel (nous avons d'ailleurs pu remarquer que les anémomètres posés sur les versants permettent de mesurer tous les types de vents, ce qui n'est pas le cas des fond de vallée, ni des crêtes), et enfin les chutes de neige à Saint-Martin-de-Bellevilles (voir figure1). Après traitements et analyses, nous avons sorti dix classes distinctes, qui peuvent s'apparenter à des types de temps (Tab. 2)

C1 (21.5%) Type anticyclonique très fort avec belle insolation et températures très froides. Régime de brises.
C2 (14.8%) Type anticyclonique fort avec très belle insolation et températures douces. Régime de brises.
C3 (7.1%) Type anticyclonique avec vent de nord-ouest dominant, belle insolation et températures douces.
C4 (11.7%) Temps nuageux et températures douces, variable. Pas de précipitation. Régime de brises..
C5 (7.2%) Type dépressionnaire, nuageux et températures douces sans précipitation. Vent fort. C'est la classe du foehn.
C6 (14.8%) Temps nuageux, froid et humide. C'est le type des changements de temps.
C7 (9,7%) Type dépressionnaire avec vents de nord-ouest à nord (bise), temps nuageux, humide et froid, sans précipitation.
C8 (7,4%) Type dépressionnaire très nuageux et arrosé avec vent fort (surtout nord-ouest).
C9 (5%) Type dépressionnaire très arrosé, très humide avec neige et froid. Vents fort d'ouest.
C10 (1%) Type dépressionnaire très neigeux, humide avec vent fort surtout d'ouest.

Tableau 2 – Les types de temps de la classification Savoie (d'après C. Chaix) et leur fréquence (hiver 1995/2005)

Ces classes ont l'avantage d'être très claires et facilement interprétables pour un utilisateur lambda. De plus, elles ont une assez bonne représentativité par rapport à l'espace montagnard savoyard contenu entre la vallée de la Tarentaise et celle de la Maurienne. En fait, les classes 4 et 6 absorbent la majorité de la variabilité du temps, soit environ 25 % des cas, ce qui laisse une bonne place aux types de temps bien déterminés.

Une comparaison avec l'étude menée par le Laboratoire des Ecoulements Géophysiques et Industrielles de Grenoble (B. Brulfert, 2005) issue de mesures plutôt de fond de vallée montre que la corrélation est bonne par rapport à leur méthode, surtout pour les grandes inversions de vallée (et mer de nuage) pour C1 et C6, le foehn en C5, mais pas du tout pour les régimes de brises. En effet, les brises de pente descendantes liées aux anticyclones très puissants d'hiver sont surtout actives en haute montagne, et perdent leur puissance vers le fond de vallée.

3. La classification bi-scalaire Perret-Savoie

Quels sont les types de circulation Perret qui entraînent les types de temps Savoie ? La corrélation a été effectuée sur les jours où nous avons des données communes, ce qui nous a ramené à 1388 individus. En les combinant entre elles, nous obtenons 168 classes (exemples : 6/C1 ; 2a/C4 ; 8b/C5...). 88 % de ces combinaisons se sont présentées cinq fois ou plus entre les hivers 1995 et 2005, 63 % dix fois ou plus, et 25 combinaisons représentent 50 % des cas. Les principales sont 6/C1 (9 %), 6/C2 (5,5 %), 3ab/C1 (4.6 %), 3ab/C2 (2. 5%) et 3cd/C8 (2,5 %). Afin de simplifier l'analyse, nous avons constitué plusieurs groupes de types de circulations qui donnent des types des temps similaires, après avoir éliminé les cas les moins significatifs (tab. 3).

	Caractères	Types de circulations	Types de temps
Groupe 1	Beau temps généralisé	6 ; 3ab ; 2a ; 4a ; 6ef ; 5a	C1, C2, C3, C4, C6
Groupe 2	Temps variable parfois pluvieux	7b/6b ; 7ac ; 8c ; 5b	C6, C4, C7, C8
Groupe 3	Temps froid nuageux parfois pluvieux (et bise)	4b ; 9cd ; 8a ² ; 8d	C7, C6, C8, C9
Groupe 4	Temps très perturbé	3cd	C8, C9
Groupe 5	Beau temps à variable avec possibilité de foehn	1a ; 8a	C4, C2, C5
Groupe 6	Temps perturbé à variable avec possibilité de foehn	8b ; 2b ; 1b ; 9ab	C8, C4, C5
Groupe 7	Temps perturbé à variable avec foehn	8a'	C5
Groupe 8	Neige abondante	3cd, 9cd, 4b	C10

Tableau 3 – Groupes de types de circulation/types de temps les plus courants (d'après C. Chaix)

Cette classification permet surtout de déterminer quelles sont les combinaisons qui reviennent le plus souvent, afin d'avoir une vue d'ensemble des différents cas possibles. Malgré la complexité qui s'exprime à chaque niveau d'échelle, le climat local est fortement influencé par les échelles supérieures (D. Joly, 1994). Ainsi, plus on « régresse », du climat régional au topoclimat, plus le nombre de configuration diminue, puisque plusieurs types de circulation peuvent donner le même type de temps. En passant à l'échelle du versant, on vérifie aussi cela puisqu'il n'existe alors que quelques types de répartition des températures ou quelques types de régime de vent, suivant bien sûr la représentation offerte par le réseau de mesure (représentation subjective mais adaptée à la problématique).

Même si le relief provoque une variabilité accrue des paramètres atmosphériques sur quelques kilomètres, il contraint localement cette variabilité qui se résume alors à quelques possibilités.

4. Etude de cas : les relations entre la classification Perret-Savoie et les températures sur le versant sud d'Aussois

4.1 Les températures positives ou négatives

Dans l'optique d'améliorer la gestion des stations de sports d'hiver et l'enneigement artificiel, nous avons croisé la classification avec les données de températures (minimums, maximums et moyennes quotidiens en haut (2200 m) et en bas du versant (1500 m)). Il est intéressant par exemple de savoir si le temps à venir sera propice à la fabrication de neige de culture afin d'adapter la productivité. Après croisement et élimination des cas les plus faibles statistiquement (inférieurs à 4 jours), nous obtenons 600 individus pour Aussois de 1998 à 2004. Les résultats nous montrent quels sont les types qui peuvent nous apporter des températures inférieures (propice à l'enneigement) ou supérieures à 0°C sur tout le versant (figure 5). Ce sont surtout les types dépressionnaires avec l'apport de fronts froids qui amènent

T°C > 0°C

1a/C4	100,00%
1a/C5	100,00%
1a/C6	100,00%
2a/C1	100,00%
2a/C4	100,00%
2b/C4	100,00%
2b/C5	100,00%
2a/C2	94,12%
3ab/C2	94,12%
8a/C5	83,33%
3cd/C1	83,33%
7ac/C5	83,33%
8a/C4	81,82%
8a/C5	81,82%
8a/C2	80,00%
6/C2	78,79%
2b/C6	75,00%
1b/C8	66,67%
9ab/C8	66,67%
9ab/C9	66,67%
1a/C2	62,50%

des températures franchement négatives (-10°C ± 2 de moyenne à 2200m et -5°C ± 2 à 1500m pour 5b/C7 sur 12 cas), ou les vents d'est (6ef/C1 idem à 5b/C7). Les situations anticycloniques provoquent souvent quant à elles une remontée des températures assez spectaculaires en journée, sauf dans des cas très rares où l'apport d'air froid du nord-est une forte radiation nocturne permettent de garder des températures très fraîches (min : -15°C, max : -5°C) pendant plusieurs jours (6ef/C1 ou 6/C1 après 5b/C7). Quant aux températures positives, on retrouve tous les régimes de sud, sud-ouest non perturbé à peu perturbé, ou les anticyclones qui perdurent dans le temps.

T°C < 0°C

5b/C7	100,00%
6ef/C1	100,00%
8d/C7	100,00%
4b/C9	85,71%
7b/6b/C7	85,71%
5a/C7	80,00%
7ac/C6	80,00%
8a ² /C7	75,00%
8b/C9	75,00%
8c/C6	75,00%
7b/6b/C6	66,67%
8a ² /C1	66,67%
6/C6	60,00%
9cd/C7	60,00%

Figure 2 – Pourcentage des jours où la température a été inférieure ou supérieure à 0°C sur le versant d'Aussois, en fonction de la classification Perret-Savoie (d'après C. Chaix).

4.2 Les inversions de température sur le versant

Nous avons corrélé les cas d'inversion de températures avec la classification, le but étant de déterminer quelles seront les situations dans lesquelles on peut se retrouver avec des températures plus froides en bas qu'en haut du versant. Généralement, nous avons pu constater que les inversions interviennent toujours après le passage d'un front froid, le jour même du changement de temps, puis à partir du moment où la température en haut du versant a tendance à se réchauffer la nuit, par une baisse de la radiation nocturne et de l'arrivée d'air froid polaire. Les inversions prennent place alors au matin. Il est très rare qu'elles perdurent la journée, sauf si une couche de nuage remonte très haut dans la vallée et donc en bas du versant. Nous avons donc pour des inversions d'une heure minimum 25 % de 6/C1, 12 % de 3ab/C1, puis un bon stock de situations à 5 % dans lesquelles C1, C2 et C6 dominent. Pour des inversions très longues (au moins 3h), on retrouve 6/C1 et 3ab/C1. Pourquoi ces situations-là ? Parce que généralement les températures ont tendance à se réchauffer

graduellement chaque jour après le passage du front froid. On constate dans la figure 5 l'absence de ces situations, car elles correspondent le plus souvent à des variations journalières de températures autour de 0°C. Une période anticyclonique qui reste froide ne peut pas développer des inversions de versants.

Conclusion

Il existe des phénomènes atmosphériques propres à la montagne et ceux-ci sont contrôlés à la fois par la topographie locale et régionale, mais aussi par des situations atmosphériques de plus grande échelle. L'approche bi-scalaire utilisée dans la classification permet de concilier deux concepts climatologiques, les types de circulation et les types de temps, au sein d'une même analyse, et d'une façon facilement reproductible. Même si ce découpage de l'information peut paraître aberrant par rapport à la complexité du système climatique, l'outil ainsi produit nous offre une fenêtre de lecture du plus grand intérêt à la fois dans l'étude des phénomènes locaux (les résultats en cours sur les brises hivernales sont des plus prometteurs), mais aussi sur leur prévision dans l'optique d'applications socio-économiques.

Bibliographie

- BERTHELOT M, 2004 : *Classification des ambiances climatiques à Tours (Parçay-Meslay) et interprétations des situations météorologiques moyennes*. Note d'étude dans le cadre d'une thèse de doctorat, Université François Rabelais de Tours, 29 pages.
- BRULFERT B, 2005 : *Modélisation des circulations atmosphériques pour l'étude de la pollution des vallées alpines*. Thèse de doctorat de l'Université Joseph Fourier, Grenoble, 266 pages.
- CHAIX C, 2005 : Une nouvelle approche dans l'étude des vents à différentes échelles en milieu alpin et en hiver. *Actes du XVIII^e colloque de l'AIC*, pp. 189-192.
- DURAND-DASTES F, 2004 : A propos des notions de type de temps et de type de circulations. *Norois*, n° 191, p. 29-32.
- HESS P, BREZOWSKY H, 1999 : *Katalog der Grosswetterlagen Europas, verbesserte und ergänzte Auflage (1881-1998)*. Offenbach, Main, Germany, 138 pages.
- JOLY D, 1994 : *Ambiances Climatiques Instantanées au Spitsberg*. Annales littéraires de l'université de Franche-Comté, Paris, 400 pages.
- PERRET R, 1987 : *Une classification des situations météorologiques à l'usage de la prévision*. Publications de l'Institut Suisse de Météorologie, 128 pages.
- SOUHAITE P, 1993. *Recueil de fiches d'aide à la prévision montagne en Savoie pour les situations d'hiver*. Météo-France, Monographie n° 7, 60 pages.
- WHITEMAN C.D, 2000 : *Mountain Meteorology, fundamentals and applications*. Oxford University Press, New-York, 355 pages.

Sécheresses et risque de pénurie en eau sur les petites îles côtières françaises

Thomas Chiron¹ et Vincent Dubreuil²

¹ Laboratoire GEOMER CNRS UMR6554 LETG,
Institut Universitaire Européen de la Mer, France
thomas.chiron@univ-brest.fr

² Laboratoire COSTEL CNRS UMR6554 LETG,
Maison de la Recherche en Sciences Sociales, Rennes, France
vincent.dubreuil@uhb.fr

Résumé : *les îles du Ponant, îles précontinentales de la côte ouest française, sont caractérisées par des conditions hydroclimatiques contraignantes. La recharge de réserves hydrologiques limitées est restreinte dans le temps et soumise à de fortes variations interannuelles. La sécurité de l'alimentation en eau potable à partir de ressources endogènes est ainsi remise en question par les sécheresses les plus sévères.*

Mots-clés : îles, sécheresse, pénurie en eau

Abstract: *The Ponant islands are a group of small islands off the French western coast. Their hydrological potential is naturally limited by climate conditions and is overall subjected to important yearly variations. Droughts have actually led to fresh water crisis that still challenge island water supply sustainability.*

Key Words: islands, drought, water scarcity

Introduction

Les conditions climatiques de l'année 2005 en France ont été particulièrement remarquables : la sécheresse a dramatiquement perturbé les usages de l'eau, agricoles mais aussi domestiques. Au mois d'août, jusqu'à 62 départements connaissaient des mesures de restrictions, les plus affectés se situant sur la façade océanique (à Belle-Île, la pénurie oblige la mise en place de son ravitaillement depuis le continent, au moyen d'un bateau cargo). Cette situation paroxysmique récente révèle un risque historique propre à la condition insulaire : à l'échelle du globe, selon les travaux du Programme Hydrologique International de l'UNESCO, les îles dont la superficie est inférieure à 1 000 km² ou dont la largeur est inférieure à 10 km sont celles qui rencontrent les plus grandes difficultés d'alimentation en eau (Brigand, 1991). Cette question est problématique sur les îles du Ponant, groupe de quinze îles françaises précontinentales océaniques de l'Atlantique et de la Manche. Compte tenu de leur exiguïté spatiale et de leur géologie, leurs réserves hydrologiques superficielles et souterraines restent très limitées et la question de l'eau potable y est particulièrement sensible (Brigand, 1983 ; Monnat et Singelin, 1990). L'objectif de cette étude est de comprendre précisément le fonctionnement moyen et interannuel des hydrosystèmes insulaires : la variabilité hydroclimatique oblige à s'interroger sur une définition et une typologie de la sécheresse pour les îles considérées. En effet, si les sécheresses dans l'Ouest de la France ne provoquent pas d'importants problèmes quantitatifs quant à l'approvisionnement en eau domestique, les îles, plus vulnérables, ont connu des situations de crise lors des épisodes les plus marqués.

I. Méthodologie : le bilan de l'eau

Le bilan de l'eau reprend l'équation fondamentale du cycle de l'eau : $P = ETR + P_{\text{eff}} + \delta RU$. Le terme P désigne les précipitations, ETR l'évapotranspiration réelle, P_{eff} les pluies efficaces et δRU la variation de la réserve utile du sol, égale à 100 mm (RU_0). L'acceptation de pluies efficaces correspond au surplus hydrologique, soit la part des précipitations destinées au ruissellement et à l'infiltration, lesquels alimentent les réserves hydrologiques (Castany,

1982). L'évapotranspiration potentielle ETP est calculée à l'aide de la formule de Penman (Lecarpentier, 1975) à l'échelle mensuelle afin de quantifier deux paramètres essentiels :

- le déficit d'évaporation DE : $DE = ETP - ETR$ (Tableau 1) ;
- les pluies efficaces P_{eff} : $P_{eff} = P - ETP$, lorsque $P - ETP - \Delta RU > RU_0$.

Type de mois	Bilan	Fonctionnement hydrologique
Hyper humide (HH)	$P > ETP$ $P - ETP - RU > RU_0$	Réserves utiles reconstituées. Excédents pluviométriques entièrement destinés au ruissellement et aux réserves hydrologiques.
Humide (H)	$P > ETP$	Constitution des réserves utiles. Faible augmentation du ruissellement et des réserves hydrologiques.
A faible déficience (FD)	$DE (mm) < 30$	Entame des réserves utiles. Diminution de la part du ruissellement superficiel.
Subsec (SS)	$30 \leq DE (mm) < 60$	Accélération de la baisse des réserves.
Sec (S)	$60 \leq DE (mm) < 120$	Valeurs faibles des réserves utiles. Etiages hydrauliques.
Sécheresse extrême (SE)	$120 \leq DE (mm)$	Type de mois exceptionnel dans le domaine océanique. Arrêt de l'écoulement pour les petits cours d'eau. Mise en évidence des principaux épisodes secs.

Tableau 1 – Typologie mensuelle du bilan hydrique (d'après Dubreuil, 1994)

Sur les îles du Ponant, les réserves hydrologiques sont peu fournies et spatialement peu étendues : les déficits pluviométriques se traduisent rapidement par une chute des débits hydrologiques. L'apport pluviométrique est donc un facteur climatique primordial. L'ajustement des hauteurs de précipitations annuelles, semestrielles voire mensuelles à une distribution est un préalable nécessaire à la signification géographique de l'analyse menée : la distribution lui offre un sens mathématique et peut alors être utilisée comme un intégrateur de différentes tendances permettant alors des comparaisons spatio-temporelles (Marchand, 1981). Les hauteurs de précipitations annuelles et semestrielles s'ajustent bien à une loi Gamma incomplète (E.R. 30, 1981). Calculé à l'aide du logiciel STATISTICA, le test de Kolmogorov-Smirnov valide finalement ce choix avec un seuil de probabilité α fixé à 5 %. L'aléa sécheresse est dès lors indirectement quantifiable par la période de retour ou fréquence au non dépassement.

Peu de stations disposent des équipements nécessaires pour la mesure des paramètres nécessaires au calcul de l'ETP Penman. Seules huit îles du Ponant sont équipées de stations météorologiques : stations de type 2 sur les îles de Bréhat, Batz, Ouessant, Belle-Île et Groix ouvertes depuis 1948 au moins ; stations bénévoles de type 4 pour Grande-Île dans l'archipel de Chausey, Sein, Houat et Aix. Les résultats obtenus pour Ouessant et Houat pourront être transposés à leurs voisines respectives Molène et Hoëdic. Les données manquantes, notamment celles de durée d'insolation, humidité et vitesse du vent sont comblées par celles de stations proches telles que Dinard, Brest-Guipavas, Quimper-Pluguffan, Lorient-Lann-Bihoué et La Rochelle.

2. Hydroclimatologie générale des îles du Ponant

Les îles du Ponant appartiennent au domaine climatique océanique tempéré, appelé aussi climat breton (Viers et Vigneau, 1990). Les totaux pluviométriques insulaires restent généralement inférieurs à 850 mm. Les bilans hydrologiques moyens montrent que la grande majorité des apports pluviométriques est perdue par évapotranspiration : globalement, ce sont

plus des deux tiers des précipitations qui sont ainsi mobilisés (tableau 2). La part dédiée au ruissellement et à l'infiltration reste donc assez faible, proche de 200 mm, avec d'importantes variations spatiales : quelque 115 mm à Sein, un maximum de 270 mm à Aix. Les pluies efficaces se concentrent en hiver. Le mois d'octobre est normalement humide : les réserves utiles se reconstituent à la faveur de précipitations plus abondantes et d'une évapotranspiration moins intense. Les surplus pluviométriques engendrent ensuite une nette augmentation de la part du ruissellement et de l'infiltration dès le mois de novembre pour atteindre des maxima en décembre, janvier et février. Ces trois mois concentrent en moyenne les deux tiers voire les trois quarts des surplus hydrologiques annuels, et plus de 95 % des pluies efficaces sont enregistrées au cours du premier semestre hydrologique.

Stations	Période	Précipitations	=	Evapotranspiration réelle	+	Pluies efficaces
Chausey	1997-2005	779 mm 100 %	=	541 mm 69 %	+	238 mm 31 %
Bréhat	1949-2005	721 mm 100 %	=	520 mm 72 %	+	201 mm 28 %
Batz	1949-2005	842 mm 100 %	=	609 mm 72 %	+	233 mm 28 %
Ouessant/Molène	1949-2005	708 mm 100 %	=	528 mm 75 %	+	180 mm 25 %
Sein	1974-2005	815 mm 100 %	=	700 mm 86 %	+	115 mm 14 %
Groix	1949-2005	760 mm 100 %	=	578 mm 76 %	+	182 mm 24 %
Belle-Île	1949-2005	680 mm 100 %	=	472 mm 69 %	+	208 mm 31 %
Houat/Hoëdic	1966-2005	776 mm 100 %	=	516 mm 66 %	+	260 mm 34 %
Aix	1979-2005	792 mm 100 %	=	522 mm 66 %	+	270 mm 34 %

Tableau 2 – Valeurs moyennes annuelles des termes du bilan hydrologique de neuf stations insulaires du Ponant

La faible déficience débute généralement en avril et affirme le début de la dégradation du bilan hydrique au profit d'une évapotranspiration accrue et de précipitations plus faibles. L'été est marqué par un déficit chronique d'évaporation : plus des deux tiers des mois de juillet et août sont au moins subsecs. Des occurrences de sécheresse extrême sont même identifiées pour les îles de Batz, Sein, Groix, Belle-Île, Houat et Aix. La fréquence d'apparition d'au moins deux mois secs consécutifs montre que la saison sèche estivale est une donnée intrinsèque du climat insulaire, plus ou moins prononcée selon les îles considérées : à l'exception des îles d'Ouessant (27 % des années) et Bréhat (32 %), plus d'une année sur deux connaît au moins deux mois secs ou extrêmement secs consécutifs.

L'étude fréquentielle de la durée de sécheresse estivale à partir des bilans hydriques s'affirme comme un paramètre pertinent et permet sa définition statistique préalable (Mounier, 1980 ; Dubreuil, 1994). La définition de l'année sèche remarquable pour les îles peut être admise selon les seuils suivants :

- trois mois secs consécutifs pour les îles de Belle-Île, Houat, Bréhat et Ouessant : une année sur cinq à Belle-Île, une sur huit pour les autres îles présentent une telle succession. Celle de quatre mois secs revêt un caractère plus exceptionnel : environ une année sur vingt.
- quatre mois secs voire extrêmement secs consécutifs pour les îles d'Aix, Groix et Batz : une année sur sept ou huit est concernée.
- plus de quatre mois secs voire extrêmement secs consécutifs pour l'île de Sein.

La sécheresse est une caractéristique spatiale et temporelle qui se différencie certes localement, mais qui témoigne d'une tendance régionale (Mounier, 1965). Cependant, la caractérisation hydroclimatique des îles doit intégrer la variabilité interannuelle.

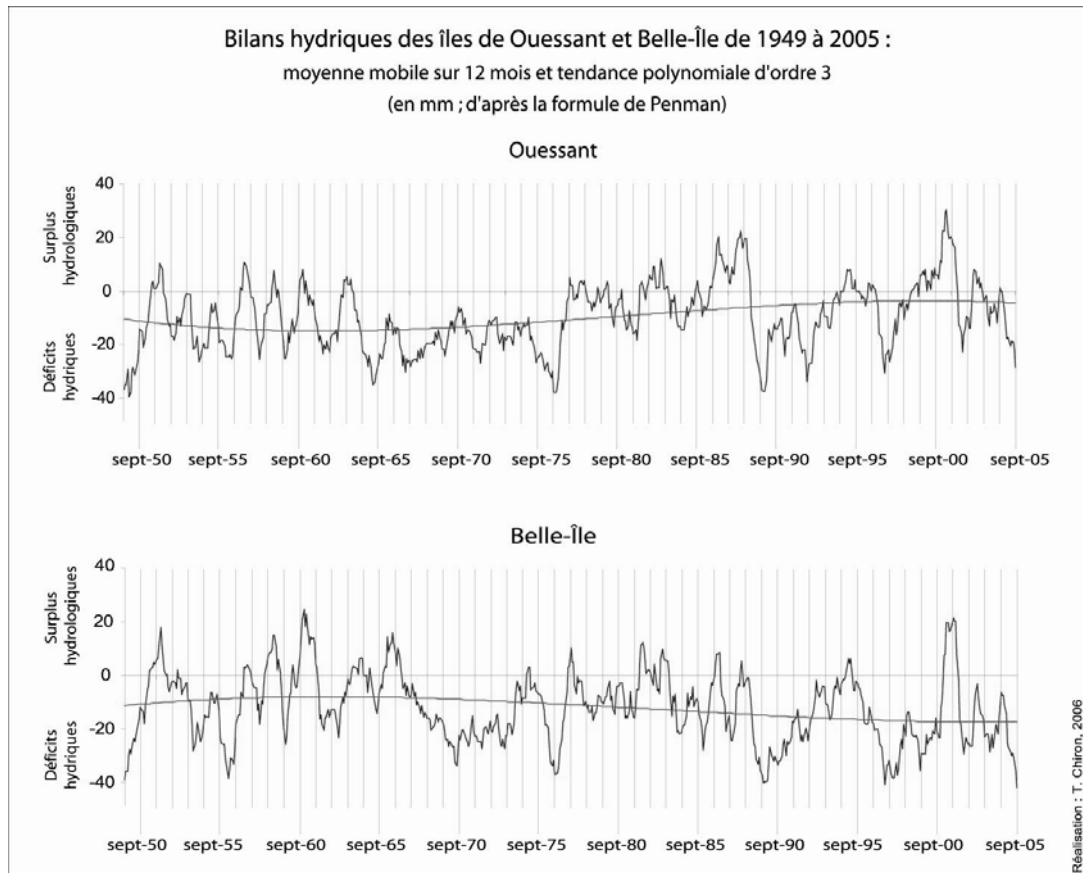


Figure 1– Variabilité interannuelle des bilans hydriques insulaires : les exemples de Ouessant et Belle-Île

Les bilans de l'eau ont montré que la période de remplissage des réserves hydrologiques n'est pas très longue et concentrée sur le premier semestre de l'année hydrologique. Il n'est donc pas à exclure que ces réserves ne puissent se reconstituer totalement pendant la période hivernale : une pénurie en eau est alors à craindre dès l'été suivant (Dubreuil, 1994). Il est nécessaire de prendre en compte la variabilité interannuelle des bilans de l'eau, en étudiant notamment leur moyenne mobile sur douze mois (figure 1). Bien que présentant une allure assez chaotique, certaines unités temporelles apparaissent. Ainsi, la première grande période de crise hydroclimatique de l'après-guerre se situe à la fin des années 1960. Pour toutes les stations de l'Ouest français, la sécheresse de 1976 survient après une longue période de pente descendante qui commence vers 1969 (Mounier, 1980 ; Dubreuil, 1994). La deuxième période remarquable débute à l'automne 1988 et se prolonge jusqu'en 1992 : la sécheresse majeure de 1989 est caractérisée par une chute brutale des bilans hydriques. Les précipitations hivernales trop faibles suffisent à peine à recharger les réserves utiles, les pluies efficaces sont globalement inférieures à 25 % des moyennes observées au premier semestre. D'autres épisodes secs apparaissent isolément tels que 1997, 2002 et 2005. Les années hydrologiques 1976 et 1989 sont globalement très déficitaires : la recharge hydrologique est nulle à Batz, Ouessant, Molène, Sein, Groix et Belle-Île en 1989 ; d'autres années telles que 1987, 1992, 2002 et bien évidemment 2005 ont également été marquées par de très faibles pluies efficaces (Tableau 3).

Île	Période	$P_{eff} \leq 25 \% \overline{P_{eff}}$	$P_{eff} \leq 10 \% \overline{P_{eff}}$	$P_{eff} = 0$
Bréhat	1949-2005	1962	1954, 1976, 1989	1963, 2002
Batz	1949-2005	1987	1976	1954, 1989, 1992
Ouessant/Molène	1949-2005	1967, 1976	1954, 2005	1989, 1992
Sein	1974-2005	1992, 1999		1981, 1987, 1989, 1997, 2002, 2005
Groix	1949-2005	1954	1987	1976, 1989, 2002, 2005
Belle-Île	1949-2005	1949, 2002	1956	1989, 2005
Houat/Hoëdic	1966-2005	1976, 1989, 2002		
Aix	1979-2005	2005		2002

Tableau 3 – Classification des années hydrologiques à faible recharge hydrologique en fonction des pourcentages de pluies efficaces enregistrées (P_{eff}) par rapport à la moyenne calculée sur la période considérée ($\overline{P_{eff}}$)

3. La gestion du risque de pénurie

Depuis la Seconde Guerre mondiale, les sécheresses ont singulièrement marqué l'histoire des îles du Ponant. Elles ont révélé, parfois brutalement, les problèmes latents liés aux handicaps structurels (Dubreuil, 2005). La première crise concerne la sécheresse de 1949 et ses conséquences sanitaires sur les habitants de l'île de Molène : le manque d'eau va nécessiter l'approvisionnement en eau de l'île par la Marine nationale, il aura surtout des effets morbides sur la population qui enregistre des décès chez les nourrissons (Conseil municipal, Molène, 2 octobre 1949). La sécheresse de 1976 engendre une nouvelle situation critique pour plusieurs îles. Molène et Sein seront approvisionnées par bateau durant l'été (*Le Télégramme*, 25 juin 1976) ; les îles du département du Morbihan et tout particulièrement Houat et Hoëdic seront soumises à des restrictions par arrêté préfectoral : « en raison de la sécheresse et de la pénurie d'eau, l'eau sera mise en service : le matin de 7 h à 9 h, le soir de 19 h à 21 h. » (Conseil municipal, Hoëdic, 2 août 1976). Le coût du transport d'eau par bateau oblige les municipalités molénaise et sénéane à réfléchir à de nouveaux modes de production d'eau potable : la première usine de dessalement de l'île de Sein sera justement terminée en 1976, l'impluvium de Molène sera construit l'année suivante. Les îles les plus proches du continent, Bréhat, Batz, Aix et celles du Golfe du Morbihan se raccorderont à partir des années 1970 aux réseaux continentaux afin de pallier définitivement le risque d'insuffisance des ressources endogènes.

La sécheresse de 1989 va de nouveau poser la question de la vulnérabilité des îles face au manque d'eau d'origine climatique. La crise est grave : les îles de Molène et du département du Morbihan – Groix, Belle-Île, Houat et Hoëdic – sont massivement ravitaillées par la Marine nationale. Suivront, sur toutes ces îles, au début des années 1990, des recherches d'eau souterraine ou la construction de lacs de retenue afin d'augmenter leur potentiel hydrologique. Le scénario de 2005 reprend celui de 1989 : si la plupart des îles a su faire face à la sécheresse, la situation s'est révélée inquiétante à Molène, où la question du dessalement de l'eau de mer est récurrente. Elle a été critique à Belle-Île dès le mois d'avril et s'est prolongée jusqu'à l'hiver. En décembre, 80 000 bouteilles d'eau étaient distribuées chaque semaine à la population. L'île doit désormais revoir son système de production d'eau potable pour pallier le risque de pénurie d'origine climatique. Les solutions envisagées sont multiples : augmentation des captages des eaux de ruissellement dans les vallons, recherches

d'eau souterraine, dessalement de l'eau de mer, voire pose d'une canalisation depuis le continent.

La vulnérabilité des îles face à l'aléa climatique évolue dans le temps en fonction des réserves disponibles, des infrastructures de potabilisation et de la demande anthropique. Elle peut être estimée par la période de retour au non dépassement des précipitations nécessaires, au premier semestre, à la recharge des réserves hydrologiques. Afin de satisfaire les besoins annuels en eau, le risque que cette recharge soit insuffisante n'est pas négligeable, à l'instar des îles de Ouessant et Molène : il est actuellement d'une année sur quinze à Ouessant et d'une année sur neuf à Molène. Celle-ci est donc plus exposée que sa voisine à une pénurie en eau d'origine climatique.

Conclusion

Les résultats présentés mettent en évidence la forte contrainte qui s'exerce sur les hydrosystèmes insulaires, contrainte qui n'est pas uniquement liée au climat, mais aussi aux infrastructures et besoins anthropiques. Si les conditions hydroclimatiques n'ont pas véritablement changé au cours des dernières décennies, leurs conséquences ont, elles, évolué puisqu'elles sont plus durement ressenties qu'auparavant. La raison en est simple : la vulnérabilité de nos sociétés face à des aléas naturels est plus grande (Lamarre et Pagney, 1999). Depuis les années 1960 et surtout 1970, la pression sur les réserves insulaires a considérablement augmenté sous la double impulsion de l'amélioration générale du confort domestique et la croissance de la fréquentation touristique. Ainsi les îles se retrouvent dans une situation plutôt originale et inconfortable : leurs stratégies de gestion des ressources en eau sont à la fois celles de pays arides pour lesquels ces choix résultent avant tout de la pénurie d'origine climatique, et celles qui se déploient dans les pays pluvieux et qui sont essentiellement dues à l'ampleur des besoins (Lamarre et Pagney, 1999).

Bibliographie

- BRIGAND L., 1983. *Les îles de Bretagne. Aspects géographiques de l'insularité*. Thèse de Doctorat en géographie, Université de Bretagne Occidentale, 388 p
- BRIGAND L., 1991. *Les îles en Méditerranée : enjeux et perspectives*. Les fascicules du Plan Bleu, PNUE-Economica, 98 p
- CASTANY G., 1982. *Principes et méthodes de l'hydrogéologie*. Dunod-Bordas, 238 p
- 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 Doctorat en géographie. Université de Rennes 2, 381 p + 550 p (annexes)
- DUBREUIL V., 2005. Un risque climatique à géométrie variable : la sécheresse, in *Les risques climatiques*. Belin, 147-172
- EQUIPE DE RECHERCHE 30 du CNRS, 1981. *Eaux et climats. Mélanges géographiques offerts en hommage à Charles-Pierre Péguy*. CNRS, 598 p
- LAMARRE D., PAGNEY P., 1999. *Climats et sociétés*. Armand Colin, 272 p
- LECARPENTIER P., 1975. L'évapotranspiration potentielle et ses implications géographiques. *Annales de Géographie*, **463**, 257-274
- MARCHAND JP., 1981. La variabilité de l'organisation mensuelle des précipitations. L'exemple de Dublin Phoenix Park (1838-1976), in *Eaux et climats*. CNRS, 325-337
- MONNAT P., SINGELIN JY., 1990. Gestion des ressources et aménagement des îles. *Norois*, **145**, 21-23
- MOUNIER J., 1965. Evapotranspiration potentielle et besoins en eau. *Norois*, **47**, 349-352
- MOUNIER J., 1980. Fluctuations climatiques récentes en Bretagne. *Norois*, **107**, 460-463
- VIERS G., VIGNEAU JP., 1990. *Eléments de climatologie*. Nathan, 223 p

Les pluies torrentielles des 17 et 24 septembre 2003 dans le grand Tunis

Analyse météorologiques et impacts immédiats

Chouari Walid

FSHS de Tunis et Université Paris VII
sous la direction conjointe de Mr. Mohsen Dhieb
(laboratoire SYFACTE, FLSHS, Sfax-Tunisie)
et Mme Brigitte Coque (LGP « Pierre Birot »
UMR 8591, Meudon-France)
walidchouari@yahoo.fr

Résumé : *Le Grand Tunis ne reçoit pas des grandes quantités de pluies, la moyenne annuelle ne dépasse pas 470 mm. Exceptionnellement le 17 et le 24 septembre 2003 la région a reçu des trombes d'eau causées par des précipitations d'intensité inhabituelle qui ont provoqué des pluies de près de 447mm en plein centre ville. Même si les quantités tombées le 17 étaient plus importantes, les intensités des averses étaient beaucoup plus intenses le 24. Les orages des 17 et 24 septembre 2003 étaient exceptionnels et ont donné lieu aux crues les plus graves et dévastatrices qu'a connu le Grand Tunis. Ceci tient d'abord à des causes naturelles, mais la façon dont l'homme a occupé et aménagé son espace entre également en jeu.*

Mots-clés : Grand Tunis, pluies torrentielles, circulation atmosphérique, inondations.

Abstract: *Large Tunis does not receive great quantities of rains, the annual average does not exceed 470 mm. Exceptionally the 17th and 24th of September 2003 the region received cloudburst caused by precipitations of unusual intensity which caused rains of almost 447mm in full centre town. Even if the quantities fallen in the 17th were more significant, the intensities of the downpours were much more intense in the 24th. The storms of the 17th and 24th of September 2003 were exceptional and caused the serious and most destructive floods that large Tunis has ever known. These effects are note only due to natural causes, but also to the inefficient way of organizing and arranging space.*

Key Words: Large Tunis, torrential Rains, atmospheric circulation, floods.

Introduction

La Tunisie se trouve sur la frange méridionale de la zone tempérée. Elle est affectée par la circulation d'Ouest. L'ondulation du flux zonal, met périodiquement la Tunisie tantôt sous l'influence d'une crête chaude, tantôt sous celle d'une vallée froide. Les pluies ont souvent un caractère violent et concentré dans le temps. En effet, les quantités reçues en quelques jours ou en un seul jour peuvent être très impressionnantes. Les quantités d'eau exceptionnelles découlent soit des pluies très violentes, mais généralement peu durables, soit de précipitations faibles ou moyennes mais persistantes.

I. L'événement pluviométrique des 17 et 24 septembre 2003

I.1. Les conditions de la circulation atmosphérique (le 17 septembre 2003)

Le niveau 500 hPa est caractérisé le 17 septembre, à 12h00 UTC par une profonde ondulation du Jet-Stream. La vallée est accompagnée par l'intrusion de deux gouttes froides. La première se trouve très avancée, elle ne concerne pas la Tunisie, elle s'est localisée sur les côtes atlantiques du Sud marocain. La carte montre une valeur de pression barométrique se situant autour de 584 mb. La deuxième goutte froide se trouve localisée sur la Tunisie du nord et

l'Est algérien. La pression barométrique de la surface de 500 hPa descend à 580. Par ailleurs, deux anticyclones se localisent de part et d'autre de la vallée barométrique. Le premier s'est installé sur la péninsule ibérique et le deuxième sur le désert libyen et dont la pression remonte à 592 mb. La situation au sol est caractérisée par une vaste dépression couvrant toute l'Europe et la méditerranée occidentale.

Les pluies enregistrées par les différentes stations météorologiques du Grand Tunis sont la conséquence de la zone de haute pression stationnée sur l'Europe de l'Ouest et l'infiltration d'un courant froid venant de l'Est, ce qui a créé sur la Tunisie un courant est-nord-est rendu humide et instable en passant sur la Méditerranée. Ce courant ayant entraîné une forte accumulation de nuages qui ont donné des pluies diluviennes.

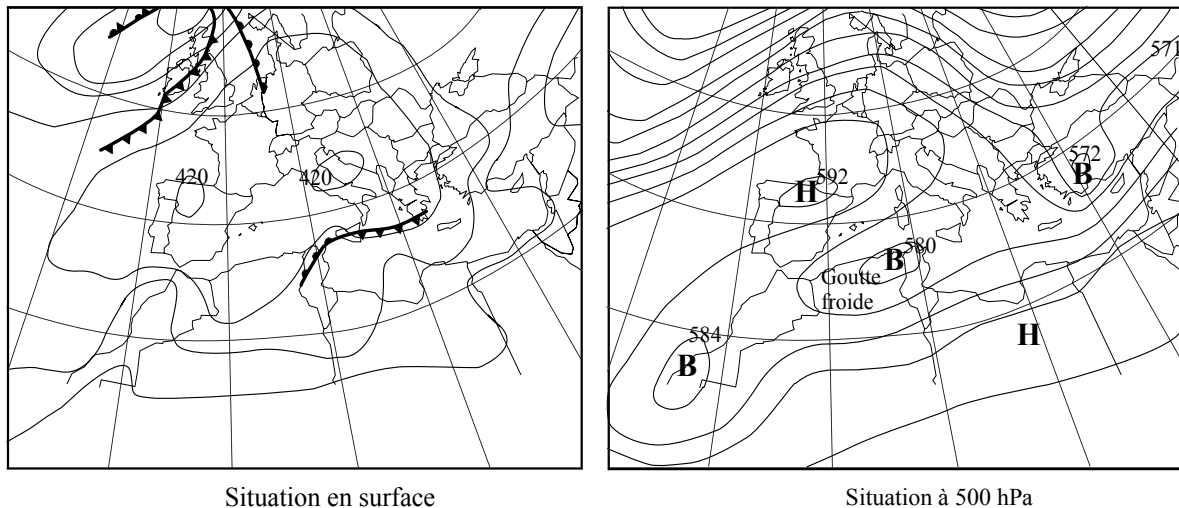


Figure 1 – Situation synoptique le 17 septembre 2003 à 12h00 UTC d'après l'Institut National de la Météorologie

1.2. Les caractéristiques pluviométrique de l'événement de septembre 2003

L'observation des fréquences des orages les plus intenses démontre que le Grand Tunis est bien exposé à des pluies torrentielles. Les orages de fin de la saison estivale, qui ont tombé sur une zone limitée, ont donné lieu aux inondations les plus importantes qu'a connu le Grand Tunis. La quantité enregistrée à la station de l'Ariana (Menzah 6) a atteint 187,8mm le 17 septembre 2003. Ainsi, au cours de cet événement et par endroit, la moyenne mensuelle a été multipliée par plus de 10.

	Ariana (Menzah 6)	Tunis- Mannoubia	Tunis- Carthage	Ben Arous	Manouba
Moyenne mensuelle de septembre	37,2	37,7	36,3	32,5	36,9
Septembre 2003	447,7	225,4	397,5	218,5	427,4
Le rapport à la moyenne	12	6	11	6,7	11,6
La maximum observé	187,8	62,5	182,5	87,2	160

Source : M.A.E.R.H., 2004

Tableau 1 – Pluie mensuelle du septembre 2003 dans le Grand Tunis

Les pluies étaient à caractère orageux. Les cartes des isohyètes font montrer que les orages sont l'affaire des noyaux très restreint. La première carte du 17 septembre montre deux petits noyaux rapprochés et localisés sur la zone de l'Ariana et de Tunis-Carthage et une zone plus étendue, de la mer à l'est jusqu'à la Mornaguia où la pluviométrie a dépassé cent millimètres.

Alors que le deuxième orage est l'affaire d'un seul épicycle concentré sur la zone de Manouba et que la zone où la pluviométrie a dépassé cent millimètres est moins étendue que celle du 17 septembre. Bien que limités en superficie, ces noyaux sont à forte intensité et suivi le plus souvent par une traîne qui peut intéresser une superficie beaucoup plus vaste.

En considérant tout le Grand Tunis (superficie de 2454 km²), la pluie moyenne est évaluée entre 73mm et 32 mm, ce qui correspond à 180 Mm³ et 78 Mm³ d'eau respectivement pour les deux évènements exceptionnels des 17 et de 24 septembre 2003. Le deuxième épisode, bien qu'il soit moins important du point de vue hauteur de pluie que le premier, il est caractérisé par une intensité de pluie plus importante. En effet, on a enregistré 71 mm de pluie entre 13h30' et 14h15' et un total en deux heures de 135,5 mm à l'Ariana le 24 septembre, ce qui correspond respectivement à une intensité de 94 mm/h et 68 mm/h. Les périodes de retour de ces intensités dépassent de loin la période centennale qui est de 40 mm/h pour une durée d'une heure et de 25 mm/h pour une durée de deux heures (D.G.R.E., 2003).

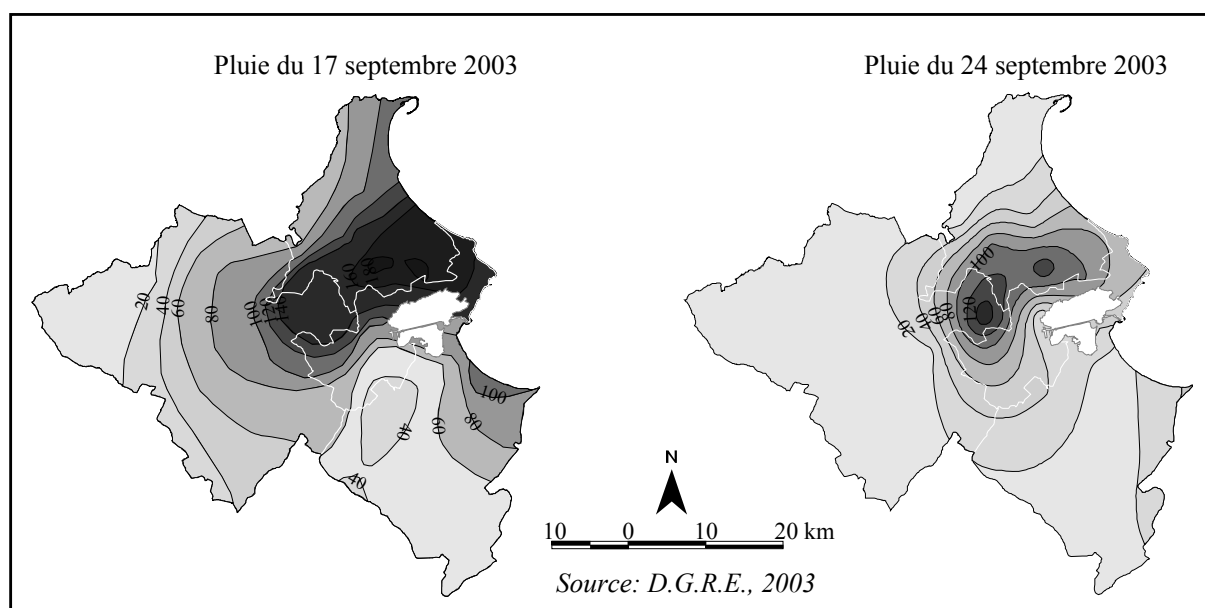


Figure 2 – Cartes des isohyètes de septembre 2003

Période de retour (an)	10	20	50	100	200	440	500	1000
Pluie journalière en mm	90,7	107,6	131,44	150,19	169,7	187,5	196,76	218,27

Tableau 2 – Simulation des pluies extrêmes à la station de Tunis-Carthage

Le tableau montre que la période de retour de la pluie journalière de l'évènement de septembre 2003 (187,5 mm/j), est égale à 440 ans et est considérée comme un évènement repère. Cette pluie à atteint 3,5 fois la moyenne journalière maximale.

2. Les impacts immédiats des inondations de 2003

2.1. Evaluation du fonctionnement des ouvrages des CES et des réseaux d'évacuations

Etant donnée, son ancienneté et sa situation stratégique, l'espace urbain tunisois a vu l'implantation des ouvrages de CES (Conservation des Eaux et des Sols) depuis longtemps. Les efforts déployés par les responsables, notamment les structures centrales et régionales du ministère de l'agriculture, se sont multipliés ces dernières années. Ainsi, la superficie totale traitée par les aménagements du CES dans le Grand Tunis au cours de la stratégie 1990-2000 est d'environ 30000 ha. Actuellement, 60 ouvrages sont implantés dans l'objectif de

mobilisation des eaux de crues avec un volume de rétention évalué de 21 millions de m³. Lors des inondations de septembre 2003, le rôle joué par ces ouvrages a été crucial dans la rétention des eaux, le laminage des crues et la diminution des débits de pointe en aval. Certes, en l'absence de ces ouvrages les dégâts auraient du être plus graves.

Toutefois, vu l'agressivité des averses, certains ouvrages ont subi quelques dégâts. Le témoignage des responsables de la direction du C.E.S. du ministère de l'agriculture confirme qu'un seul cas de débordement a été enregistré dans le bassin de l'oued Greb. Ce bassin a dépassé sa durée de vie théorique. Il a été construit en 1974, et depuis, sa capacité de stockage des eaux des pluies a été fortement réduite par l'envasement et par l'urbanisation illicite. En outre, les quatre bassins installés dans la région d'El Mnihla, zone sinistrée, ont absorbé près de 230 000 m³ d'eau. Si le cinquième bassin, d'une capacité de 360 000 m³ qui est en cours de réalisation, était opérationnel, la situation aurait été meilleure durant les dernières pluies.

Les responsables du ministère de l'agriculture ont précisé que tous les équipements en place étaient en bon état, relevant que les canalisations d'assainissement ont été conçues pour une durée bien déterminée et pour évacuer des quantités d'eau bien précises, seulement les quantités enregistrées dépassaient de loin les capacités d'évacuation de ces ouvrages (la Presse, le 26 septembre 2003). Pour des ouvrages comme celui de l'oued Guériena à titre d'exemple, réalisé par l'ONAS, la fréquence choisie est décennale et la dimension se trouve par conséquent limitée. En outre, les constructions dans le lit majeur de l'oued entrave son réaménagement. On ne peut pas engager une telle opération actuellement, compte tenu des questions socio-économiques. Le risque d'inondation reste donc présent.

Cette fois, les quartiers aisés d'El Manar et d'El Menzah n'ont pas été épargnés par le déferlement. A la cité Ennasr, un oued reprend son territoire et se venge. Sur la grande place de la nouvelle mosquée, les câbles de téléphones déterrés et la chaussée éventrée ressemblaient aux dégâts d'un violent bombardement. Ici, c'est le lit d'un oued qui a repris son cours naturel. L'eau connaît son chemin. L'oued arrive jusqu'à El Menzah 8. Il se perd quelques kilomètres plus loin dans le tissu urbain. Du côté sud, l'oued Miliane charriait de grandes quantités de boue, à un débit assez rapide méritant ainsi pleinement son nom « Miliane » (plein). Cependant, d'autres espaces censés être à l'état naturel, n'ont pas joué leur rôle régulateur de débit de pointe. Ainsi, le domaine public hydraulique, le seul garant de l'écoulement naturel, était sous la pression d'une progression rapide de l'habitat spontané. Un comportement qui influe sur les espaces de rétention et sur les dimensions des ouvrages et augmentent les risques d'inondation. La situation est bien différente au niveau des agglomérations longeant la Mejerda. Dans ce cas, l'absence jusqu'à présent d'un système d'annonce des crues à distance explique de loin les lourds dégâts enregistrés.

En aval, le réseau d'ONAS était incapable d'évacuer les flux d'eau et la ville n'a pas pu résister à autant d'eau. Ainsi, les égouts vomissent en jets une eau qui coule à flots, emportant sur son chemin tout ce qu'elle rencontre : murs, pierres, déchets de tout type etc.

2.2. La paralysie de la ville

Le maximum de pluie relevé, en total comme en intensité, a été localisé en plein centre ville (Ariana, Tunis-Carthage et Manouba). Pour les agriculteurs, les choses ont changé cette fois, les terrains n'ont pas été inondés. Il faut dire que les principaux sinistrés appartenaient aux zones urbaines. Le malheur des uns fait le bonheur des autres, les caves des villas cossues ont été inondées alors que les terres ont été bien irriguées.

L'eau tombée sur les hauteurs des Jbels Nahli et Ammar et les plaines avoisinantes ont emprunté tout d'abord les pistes, souvent fragilisés par les piétinements, puis les rues

goudronnées descendant sur les zones basses. Rues et artères se sont transformées en torrents bouillonnants, qui charrient boue et pierraille.

La circulation était paralysée dans la majorité de l'agglomération à cause de l'écoulement des eaux dans les rues. Le trafic était perturbé, voire paralysé et des retards considérables ont été enregistré au niveau du transport public des voyageurs. Bus et métro étaient contraints au chômage technique et des artères, reliant des agglomérations entières ont été submergées à l'image des routes de Soukra, de Borj Louzir et d'Ennkhilet dans le gouvernorat d'Ariana. La GP9, qui voit passer quelque 120000 voitures par jour était totalement inaccessible. Bref, il est impossible de circuler sans frôler le danger. Fonctionnaires, ouvriers, écoliers et étudiants sont restés chez eux. Certains quartiers étaient même isolés. Ainsi, témoigne une employée d'une banque à Tunis « *Beaucoup de nos collègues nous ont appelés pour nous prévenir qu'ils ne pouvaient pas venir parce que leur maison a été inondée ou parce qu'ils n'ont pas pu trouver de moyen de transport pour se rendre à Tunis. Nous n'avons pu commencer à travailler qu'à partir de midi* » (la Presse de Tunisie, le 19 septembre, 2003). Voilà donc le Grand Tunis un espace vide de toute dynamique.



Photo 1 – La stagnation des quantités d'eau impressionnantes Photo 2 – Une route transformée en torrent

Les sources du ministère de la santé confirment que quatre personnes, dont un agent de l'ordre, avaient trouvé la mort dans la région tunisoise le 18 septembre à cause des inondations. Par ailleurs, les dégâts matériels étaient considérables notamment sous la forme de la détérioration de meubles, d'équipements ménagers, des locaux de commerce, des chaussées défoncées, des voitures emportées et d'autres en panne auxquelles s'ajoute parfois des pannes prolongées d'électricité et des bâtiments partiellement endommagés.



Photo 3 – Des voitures emportées formant des embâcles

Photo 4 – Des chaussées défoncées

En outre, les commerçants des marchés étaient mécontents d'avoir subi des pertes en raison de manque d'affluence des clients « bloqués » par les eaux. En revanche, l'événement était une véritable aubaine pour les pompeurs mécaniciens et un travail supplémentaire pour les hôpitaux, l'armée national et les pompiers.

Conclusion

Même si les averses de septembre 2003 ont concerné la totalité de la région tunisoise, il paraît clairement que cette épisode est l'affaire d'un noyau concentré sur la zone de l'Ariana et Carthage pour le 17 septembre et d'un noyau concentré sur la zone de Manouba pour le 24 du même mois.

La coexistence spatiale d'un milieu totalement urbanisé et des fortes pluies a entraîné l'inondation rapides des rues et une paralysie quasi générale de la circulation routière et une perturbation du circuit économique.

Bibliographie

- D.G.R.E., 2003. *Pluviométries exceptionnelles enregistrées sur la région du Grand Tunis (journées du 17 et 24 septembre 2003)*, Tunis, 6 p.
- DOUGUEDROIT A., 2004. A propos de l'averse du 19 septembre 2000 à Marseille, Méditerranée, **1.2**, 165-170
- FAYTRE L., 2004. L'urbanisation face au risque inondation, *cahiers de l'IAURIF (supplément habitat)*, **37**, 20-29
- M.A.E.R.H., 2004. *Etude de protection contre les inondations du Grand Tunis : aménagement et conservation des terres agricoles*, Tunis, 24 p.
- KASSAB, F., 1979. *Les très fortes pluies en Tunisie*, Univ. de Tunis, 234 p.
- OUESLATI A., 1999. *Les inondations en Tunisie*, Orbis, Tunis, 206 p.
- PAQUIER A., TANGUY J.M., HAIDER S. ET ZHANG B., 2004. Estimation des niveaux d'inondation pour crue éclair en milieu urbain : comparaison de deux modèles hydrodynamiques sur la crue de Nîmes d'octobre 1988, *Revue des sciences de l'eau*, **16**, 79-102

Climat urbain : de l'évolution des villes au changement climatique

Morgane Colombert¹, Youssef Diab², Jean-Luc Salagnac¹

¹ Laboratoire Services, Process, Innovation du département Economie et Sciences Humaines du CSTB, Paris, France
morgane.colombert@cstb.fr, salagnac@cstb.fr

² Laboratoire Génie Urbain, Environnement et Habitat, Marne la Vallée, France
ydiab@univ-mlv.fr

Résumé : *L'apparition d'un îlot de chaleur est la manifestation climatique la plus connue de l'influence du milieu urbain sur son climat. Cependant, les vents, l'humidité et la pluviométrie sont eux aussi modifiés et les conséquences sur le confort peuvent être non négligeables. Le climat urbain a été étudié dès les années 1950 mettant ainsi en exergue plusieurs facteurs : la pollution atmosphérique, l'albédo (plus faible qu'en milieu rural), les rejets thermiques anthropiques, la capacité calorifique et l'imperméabilisation des sols, la géométrie de la ville. Aujourd'hui la ville doit également se positionner face au changement climatique annoncé, dont l'une des conséquences devrait être l'augmentation de l'îlot de chaleur.*

Mots-clés : Climat urbain, urbanisation, changement climatique, îlot de chaleur.

Introduction

Tout au long des XIX^e et XX^e siècles les villes, notamment des pays développés, se sont transformées, modifiées au gré notamment de l'évolution des techniques de construction, de la conception de l'urbanisme, et des modifications profondes de la société comme l'exode rural. Aujourd'hui environ 75 % de la population de ces pays est urbaine et ce chiffre ne devrait guère changer, ce qui n'empêchera pas le phénomène d'étalement urbain de continuer. C'est dans les zones urbaines des pays les moins développés que l'on devrait observer la quasi-totalité de la croissance démographique du prochain quart de siècle, faisant ainsi passer le monde en 2030 à sans doute plus de 60 % de population urbaine contre un peu moins de 50 % actuellement. (Chronique ONU, 2002)

Ces évolutions viennent s'ajouter aux arguments justifiant l'intérêt d'une réflexion approfondie autour du climat urbain. Ce phénomène va toucher une population de plus en plus importante et si aujourd'hui il ne semble pas particulièrement pénible de vivre en ville sauf exception (telle que la canicule européenne de l'été 2003), il se pourrait que le changement climatique annoncé modifie cet état de fait.

I. Le climat urbain, explications

I.1. Une modification locale des paramètres climatiques

I.1.1. La température

De nombreuses études ont permis de montrer la présence d'un îlot de chaleur autour des grandes villes. Cette particularité thermique concerne surtout les températures minimales en été du fait de l'apport important durant cette saison d'énergie solaire et donc d'une restitution de chaleur plus conséquente par le substratum⁵ durant la nuit. De plus, en été la stagnation des masses d'air est favorable à la mise en place et au maintien d'un îlot de chaleur.

⁵ Le substratum représente la surface terrestre : sols, végétation, surface en eau...

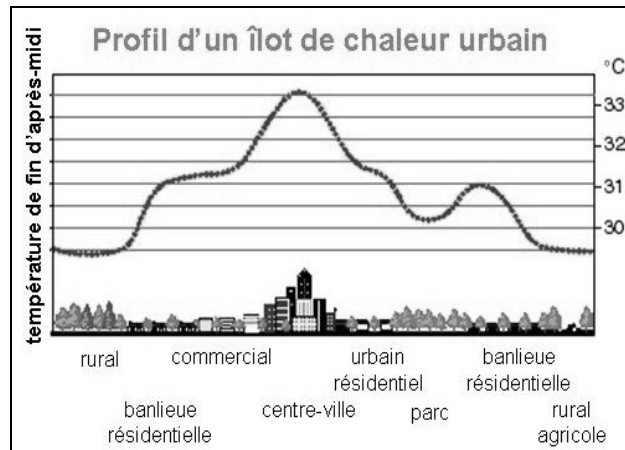


Figure 1 : Profil d'un îlot de chaleur. Source : <http://www.espere.net> (mars 2006)

1.1.2. Les autres paramètres climatiques

La présence d'une agglomération perturbe également d'autres paramètres :

- une diminution de l'humidité relative et de la fréquence des brouillards (diminution plus ou moins importante suivant le degré d'urbanisation),
- une augmentation de la durée d'insolation⁶,
- une modification du régime des pluies. En effet, par temps stable, comme en hiver, l'urbanisation aurait plutôt tendance à réduire les précipitations alors que lors du passage de masses d'air instable, comme en été, l'agglomération jouerait plutôt le rôle d'un catalyseur,
- une perturbation des vents « régionaux » et une formation de vents locaux, les « brises de campagne », due à la forte différence de température entre le centre de l'agglomération et sa périphérie (la formation est assez semblable à celle des brises de mer ou de terre) (Escourrou, 1986).

1.2. L'urbanisation : le facteur principal de la mise en place du climat urbain

Malgré la forte influence dans certains cas de la géographie, l'urbanisation reste le moteur principal de la mise en place de ce climat local.

La ville est un milieu « fabriqué » dont les matériaux et les formes influent sur la relation entre la couche atmosphérique et le sol. Ceci est encore accentué par l'activité urbaine. En effet, la densification à la fois des lieux de résidence et de travail provoque des rejets de chaleur anthropique beaucoup plus importants qu'au début du XX^e siècle ou qu'en zone rurale. On estime pour Paris intra-muros que l'énergie thermique dissipée par jour équivaut en moyenne à 170-190 Wh.m⁻² en 1880 et environ 1,5 kWh.m⁻² en 1977 (Dettwiller, 1978). A ceci s'ajoutent les activités polluantes dont les transports.

1.2.1. La pollution atmosphérique

La pollution de l'air entraîne une modification de la composition atmosphérique qui a plusieurs conséquences :

- une diminution du rayonnement direct du soleil ;
- une augmentation du rayonnement diffus ;
- une diminution du rayonnement global solaire malgré une durée plus longue d'insolation ;

⁶ Ne pas confondre avec la durée géographique d'insolation appelée également durée topographique d'insolation.

- une transformation par les poussières et les aérosols du rayonnement direct en infrarouges provoquant une légère élévation de la température ;
- une augmentation de l'effet de serre puisqu'elle limite les déperditions du rayonnement du substratum vers l'atmosphère ;
- une augmentation des noyaux de condensation autour desquels s'accumule la vapeur d'eau, pouvant provoquer notamment du brouillard en cas de très forte pollution.

1.2.2. Les rejets thermiques d'origine anthropique

L'effet des rejets thermiques d'origine anthropique est particulièrement sensible en hiver, saison durant laquelle l'apport solaire est faible. En été, les rejets thermiques d'origine anthropique constituent moins de 15 % de l'énergie totale reçue par le milieu urbain ; par contre en hiver ils constituent le double de l'énergie reçue du soleil à cette saison. Dettwiller (1978) signale ainsi que l'énergie thermique dissipée à Paris par jour représente en été environ 1 kWh.m^{-2} , soit à peu près 20 % de l'énergie reçue du soleil ($5,1 \text{ kWh.m}^{-2}$) et en hiver environ 2 kWh.m^{-2} c'est-à-dire le double de l'énergie reçue par le soleil (1 kWh.m^{-2}).

1.2.3. L'albédo, la capacité calorifique des sols et des murs et la rugosité de la ville

L'albédo est la fraction de l'énergie solaire réfléchi vers l'espace. Il mesure donc le pouvoir réfléchissant des surfaces pour le rayonnement incident et varie entre 0 et 1.

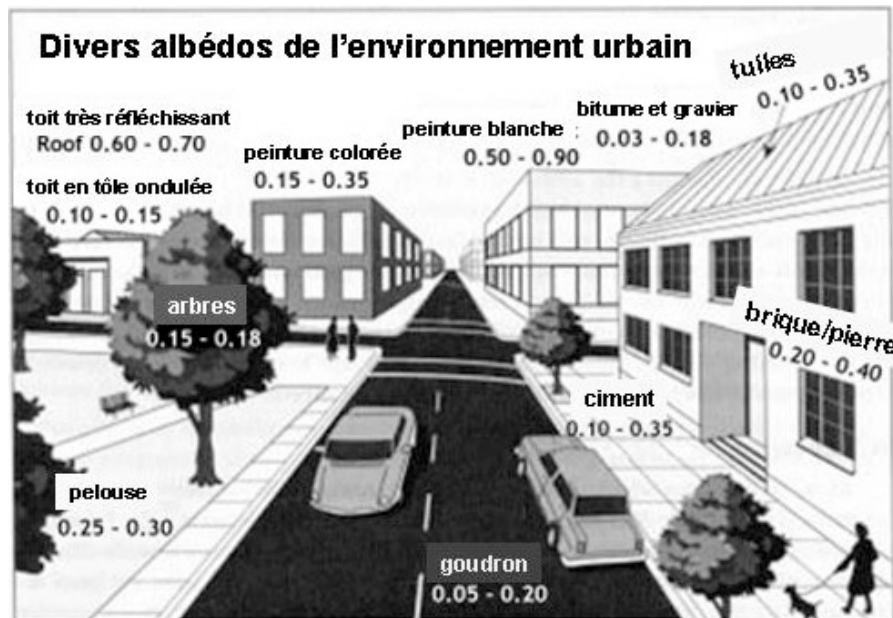


Figure 2 – L'albédo de l'environnement urbain. Source: <http://www.espere.net> (mars 2006)

En zone urbaine, on considère qu'il varie entre 0,1 et 0,25 avec une valeur médiane de 0,15 et est de ce fait inférieur à celui des zones rurales. Ceci s'explique par la morphologie de la ville, véritable piège radiatif, et les matériaux urbains (Sacré, 1983) et a une conséquence directe sur l'emmagasinement plus important de chaleur en ville.

La structure de la ville est un facteur essentiel de la particularité climatique du milieu urbain. Les rues et les hautes parois verticales peuvent être considérées comme de véritables pièges radiatifs parfois surnommés « canyons urbains ». Les matériaux de construction sont ainsi soumis à un rayonnement important qui contribue à augmenter l'énergie stockée dans le bâti.

Ainsi le cadre bâti stocke durant la journée une importante quantité de chaleur qui sera restituée à la basse atmosphère durant la nuit. Ce phénomène freine le refroidissement nocturne comparativement à la campagne environnante où il y a peu de stock de chaleur.

1.2.4. L'imperméabilisation des sols

L'abondance des surfaces dures a modifié le régime d'évaporation de la ville par rapport à celui de la campagne. En milieu rural, l'eau des précipitations est retenue en surface ou dans la couche superficielle du sol alors qu'en ville elle est rapidement évacuée par les égouts. Or toute évaporation implique une absorption de chaleur qui sera donc moindre en ville.

1.2.5. Un contexte climatique « favorable »

Le contexte climatique influe sur l'îlot de chaleur urbain tant pour l'intensité que pour la forme (Cantat, 2004). La fraction d'insolation et la vitesse du vent sont les variables météorologiques qui agissent le plus sur le différentiel de température nocturne entre le centre de l'agglomération et la campagne environnante. Ainsi suivant la vitesse du vent, on peut avoir un dôme de chaleur urbain, un panache ou encore sa disparition, et plus l'insolation est importante plus l'îlot de chaleur sera important (Sacré, 1983).

2. L'évolution de la recherche sur le climat urbain

Nous nous sommes intéressé à l'étude du climat urbain dans son ensemble c'est-à-dire à une échelle que l'on peut qualifier de petite méso échelle. En effet, l'échelle méso correspond en règle générale à une échelle régionale d'une centaine de kilomètres, l'échelle locale faisant référence pour sa part au quartier et l'échelle microclimatique à la rue, la place ou encore le bâtiment.

2.1. Un intérêt croissant

Depuis les premières études sur l'influence de la ville sur son climat comme celle menée à Londres en 1833 par Luke Howard, plusieurs travaux ont été conduits s'intéressant principalement à la description du climat urbain. Dès les années 1930 et ce jusqu'aux années 1960, les recherches comprennent des études plus précises sur les relations entre la structure urbaine et son climat. Puis les recherches se font plus pointues, plus précises, plus physiques et avec l'arrivée de l'informatique viennent les premières modélisations.

Une étude bibliographique basée entre autres sur la base de données Science Direct a permis d'identifier différentes recherches réalisées sur le sujet ainsi que leur finalité (Colombert, 2005). D'une manière générale leur démarche est motivée principalement par la question énergétique et/ou le confort extérieur même si certains abordent déjà l'aide à la conception pour l'aménagement urbain. De plus, la plupart se limitent à l'étude d'une cause particulière du climat urbain (rejets de chaleur anthropique ou pourcentage d'espace vert) ; les outils de modélisation permettant de « mesurer » les effets de chacun des paramètres considérés.

2.2. La modélisation

Plusieurs modèles ont été créés pour prendre en compte la spécificité des villes et modéliser entre autres la température. On citera par exemple :

- le logiciel Colorado State University Mesoscale Model (CSU-MM),
- le modèle atmosphérique Pennsilvanie State/NCAR Mesoscale Model (MM5),
- ou encore le modèle Méso-NH, un modèle à maille fine développé par Météo France et le laboratoire d'aérodologie de Toulouse.

Ces modèles approchent avec plus ou moins de justesse la réalité des phénomènes et ceci suivant le type de paramétrisation choisie et la simplicité des hypothèses.

Bien souvent, les études basées sur ces modèles tentent de démontrer l'importance de tel ou tel phénomène dans la mise en place de l'îlot de chaleur. Ainsi certains se penchent sur la

chaleur anthropique ou sur la transparence de l'air, d'autres sur la présence des espaces verts ou sur la valeur de l'albédo.

Un point commun à ces études est l'attention portée aux journées d'été, période à laquelle l'îlot de chaleur est le plus important. On pourra cependant regretter que la majorité des articles expose uniquement les modélisations effectuées pour des journées estivales types et jamais pour des journées plus hivernales.

3. Le changement climatique

3.1. Le changement climatique : généralités

Depuis toujours le climat a évolué au cours du temps enchaînant périodes glaciaires et interglaciaires. Pourtant l'évolution climatique observée durant le XX^e siècle ne peut être attribuée uniquement à cette variabilité naturelle du climat et c'est pourquoi on parle ici de changement climatique.

En 1988, plusieurs milliers de chercheurs internationaux se sont réunis sous l'égide des Nations Unies pour constituer le GIEC (Groupe Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat) ou IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) afin de savoir si il y avait ou non changement climatique. Leurs travaux ont ainsi permis de mettre en avant le changement climatique qui s'est opéré tout au long du XX^e siècle et d'élaborer différents scénarios sur l'évolution future du climat (<http://www.ipcc.ch/>). Ces scénarios dépendent bien entendu du « comportement » de l'Homme et peuvent être plus ou moins dramatiques. Du fait de l'inertie du système climatique, nous allons devoir probablement subir un changement climatique qui pourra comporter entre autres une hausse des températures estivales ou encore une modification des régimes de pluies.

3.2. Les conséquences du changement climatique sur le climat urbain

La hausse des températures liée au changement climatique risque d'accentuer encore plus l'îlot de chaleur urbain, c'est-à-dire d'augmenter la différence de température entre la ville et la campagne ou encore d'étendre la zone urbaine concernée (Rosenzweig *et al.*, 2005).

Ceci est dû au mécanisme de formation de cet îlot de chaleur qui comprend entre autres les rejets de chaleur anthropique et la formation de l'ozone. En effet, la formation de l'ozone est favorisée par les températures estivales ; de plus les rejets de chaleur et la vapeur d'eau liés aux différents systèmes de climatisation devraient eux aussi s'accroître.

Nous pourrions ainsi connaître des étés comme celui de 2003 beaucoup plus régulièrement. Cette canicule a eu pour effet d'exacerber les impacts négatifs du climat urbain en période estivale comme la faible humidité et une chaleur nocturne importante, provoquant une surmortalité mais aussi, de façon plus générale, un inconfort.

3.3. Le rôle de la ville : atténuation et adaptation

Tout un processus d'adaptation et d'atténuation se met en place pour contrer le changement climatique de la planète et la ville doit être incluse dans cette démarche.

Le cas des candidatures aux Jeux olympiques est représentatif de ce qui peut être engagé en matière de développement durable et d'environnement. Un des objectifs majeurs du comité d'organisation de ces JO est d'organiser des jeux à bilan neutre en émission de CO₂. Les villes candidates pour le Jeux Olympiques de 2012 se sont donc mobilisées pour lutter contre le changement climatique et contribuer à respecter les engagements du protocole de Kyoto en terme de baisse des rejets de gaz à effet de serre. Il est à noter que Sydney avait déjà essayé en

2000 d'organiser des JO respectueux de l'environnement. Athènes en 2004, loin de tirer partie de l'expérience des précédents JO, avait fait beaucoup moins bien au grand dam des associations de protection de l'environnement.

Conclusion

A l'heure où les questions environnementales deviennent une priorité pour tous, il semble intéressant de mettre le doigt sur des problèmes auxquels de nombreuses grandes agglomérations vont être confrontées. En effet, tout comme pour le changement climatique global, la prise en compte du climat urbain dans l'aménagement des villes est un engagement à long terme, ce qui demande une réflexion dès aujourd'hui. En effet, si les villes, et plus particulièrement les agglomérations de taille importante, veulent rester des lieux de vie attractifs, elles vont devoir intégrer de nouvelles données d'ordre environnemental tel que le climat urbain. Les éléments brièvement présentés ici s'inscrivent au début d'un travail de thèse qui entend aborder la manière de prendre en compte les incidences sur le climat urbain de décisions d'intervention sur la ville dans la perspective du changement climatique.

Bibliographie

- CANTAT, 1986. Influence de l'urbanisation sur le climat de l'agglomération parisienne. *Physio-Géo*, 16, 25-40.
- CANTAT O., 2004. L'îlot de chaleur urbain parisien selon les types de temps. *Norois*, 191, 75-102.
- COLOMBERT, Morgane. « Le climat urbain, un enjeu pour demain ». Mémoire de Master, Paris, Université de Marne-la-Vallée, 2005. 91 p.
- DETTWILLER, J. L'évolution séculaire de la température à Paris. *La Météorologie*, 1978, n°13, p. 95-130.
- ESCOURROU G., 1986. Le climat de l'agglomération parisienne. *L'information géographique*, 50, 96-102.
- LETARD V., FLANDRE H., LEPELTIER S., 2004. La France et les français face à la canicule : les leçons d'une crise. SENAT.
- PERSPECTIVES DE L'URBANISATION MONDIALE : LA REVISION 2001. Dans cinq ans, la moitié de la population mondiale sera urbaine. *Chronique ONU, le développement durable est-il possible ?*, vol. XXXIX, n°3 2002, sept.-nov. 2002.
- ROSENZWEIG C., SOLECKI W., PARSHALL L., CHOPPING M., POPE G., GOLDBERG R., 2005. Characterizing the urban heat island in current and future climates in new Jersey. *Environmental hazards*. 51-62.
- SACRE C., 1983. Climatologie urbaine et climatologie de site. Ecole d'Architecture de Nantes, 38p.
- SENAT. *La France et les français face à la canicule : les leçons d'une crise*, rédigé par LETARD, V. FLANDRE, H. LEPELTIER, S. SENAT, 2004.
- <http://www.espere.net> : Site de l'espere (Environmental Science Published for Everybody Round the Earth).
- <http://www.ipcc.ch/> : site du GIEC (Groupe Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat) ou IPCC en anglais (Intergovernmental Panel on Climate Change) avec notamment tous leurs rapports sur le changement climatique.

Science Direct : Il s'agit du service en ligne de l'éditeur de revues scientifiques Elsevier.

Détection automatique du front de brise de mer sur des images satellites météorologiques

Thomas Corpetti, Olivier Planchon, Vincent Dubreuil

Laboratoire COSTEL, UMR CNRS 6554 LETG,
Rennes, France
thomas.corpetti@uhb.fr, olivier.planchon@uhb.fr,
vincent.dubreuil@uhb.fr

Résumé : L'échauffement différentiel des océans et des continents induit des contrastes thermiques entre les masses d'air qui les surmontent, ce qui engendre des circulations de brise de terre et de mer. Le front de brise de mer est souvent détectable sur les images satellites. Etudier l'évolution du front de brise de mer à partir des images météorologiques est souhaitable en raison de la quantité d'information importante obtenue grâce aux images (continuité spatiale) par rapport aux mesures locales. Nous proposons dans cet article une méthode qui s'appuie sur les « contours actifs » (issus de la vision par ordinateur) dans laquelle nous utilisons la transformation en « ondelettes » pour caractériser la texture particulière le long du front de brise.

Mots-clés : télédétection, brises de mer, analyse d'images, contours actifs

Abstrat: In this paper, we present an active contour method able to capture texture boundaries. To that end, an external potential term based on wavelet coefficients is defined. The proposed approach only deals with boundaries to be able to detect particular patterns which are identifiable only through a texture border. Such patterns, which cannot be treated like traditional objects, appear in many natural images (meteorology, biology or medical imaging). Their presence often inform about a particular phenomena in the observed scene and the detection of such structures is hence of primary interest. The different bands of wavelet coefficients enable to characterize the desired texture. They also correctly deal with the delicate situations of transparency or partial occlusions.

Key Words: remote sensing, sea breezes, computer vision, snakes

Introduction

Dans beaucoup de domaines liés aux sciences environnementales, la télédétection est largement utilisée grâce aux quantités énormes de données spatio-temporelles que les images produisent. En climatologie, les images sont un complément très utile des données obtenues par des mesures prises au sol, locales et éparées.

Parmi les évènements observables en imagerie météorologique, le front de brise de mer peut se localiser aisément à partir du canal visible. En effet, ce phénomène génère un secteur dégagé de nuages entre la ligne de côte et le front de brise, et forme le long de celui-ci une ligne de nuages cumuliformes, comme on peut le voir sur la figure 1.

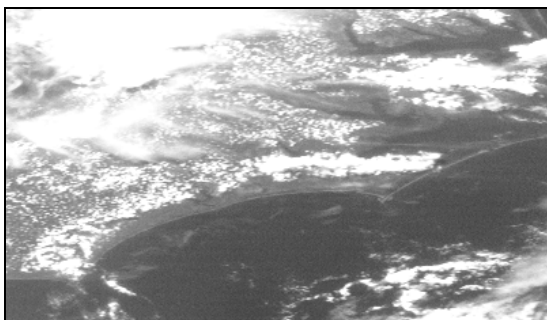


Figure 1 – Illustration du front de brise de mer

Sur cette image satellite visible, on observe clairement une zone dégagée de nuages entre la côte et le front de brise de mer, celui-ci étant matérialisé par la ligne de nuages cumuliformes.

La localisation du front de brise de mer permet une meilleure compréhension du phénomène de circulation de brise. Disposer d'une méthode automatique de détection du front à partir

d'images satellites permettrait d'analyser les variations de la pénétration du front de brise au cours des saisons (Bigot et Planchon, 2003 ; Damato *et al.*, 2003).

Du point de vue de l'analyse d'images, détecter un tel front est un problème compliqué car celui-ci n'est matérialisé que par une courbe ouverte dont la frontière est plus ou moins texturée (en raison de la ligne de nuages cumuliformes). Nous proposons dans cet article une méthode qui s'appuie sur les « contours actifs » (communément appelés « snakes » en vision par ordinateur : Canny, 1986) issus de l'analyse d'images. Ces techniques permettent de détecter de manière assez fiable des contours dans l'image sans être sensibles au bruit, ce qui n'est pas le cas des méthodes plus classiques comme les maxima des gradients. Nous utilisons également la transformation en « ondelettes » pour caractériser la texture particulière le long du front de brise et introduire cette information dans la méthode de contours actifs. Le plan de l'article est le suivant : dans une première partie, nous présentons un état de l'art sur les méthodes de détections de contours et de texture. En deuxième partie, la méthode que nous avons développée sera présentée, illustrée par des résultats expérimentaux.

I. Détection de contours et caractérisation de texture

Le problème de la détection de frontière dans les images est un problème critique dans la communauté de vision par ordinateur. De nombreuses méthodes possédant leurs avantages et inconvénients ont déjà été proposées. Les techniques existantes les plus populaires peuvent être classées en deux familles : *i*) les approches locales telles que les détecteurs de contours qui appliquent des filtres sur l'image (Canny, 1986 ; Deriche, 1987) et *ii*) les techniques de type « contours actifs » ou « snakes » ou encore « balloons », basées sur la minimisation d'une fonction de coût qui intègre des critères sur l'information désirée le long des frontières (Kass *et al.*, 1987 ; Cohen, 1991). Bien que les méthodes locales permettent de faire ressortir les principales frontières de l'image, ces techniques souffrent d'un manque de cohérence des résultats et un post-traitement est systématiquement nécessaire pour extraire le contour désiré. Les contours actifs fournissent quant à eux de meilleurs résultats pour capturer des frontières fiables mais exigent une bonne initialisation. Bien que des modèles plus élaborés comme les « contours actifs géodésiques » ont été développés pour pallier le difficile problème de l'initialisation (Caselles *et al.*, 1997), nous ne les utilisons pas dans cette étude car ces derniers ne sont définis que pour des courbes fermées alors que le front de brise est une courbe ouverte.

Le formalisme des contours actifs consiste à définir le contour à extraire comme le minimum de la fonction de coût suivante :

$$H(\mathbf{r}(s)) = \frac{1}{2} \int_0^1 (a(s)\|\mathbf{r}_s(s)\|^2 + b(s)\|\mathbf{r}_{ss}(s)\|^2) ds + \int_0^1 P(\mathbf{r}(s)) ds, \quad (1)$$

où $\mathbf{r}(s) = (x(s), y(s))$ est le contours à extraire, paramétré dans l'intervalle $[0,1]$, $\mathbf{r}_s(s) = \partial\mathbf{r}/\partial s$ est sa « tension » (contrôlée par le paramètre a) et $\mathbf{r}_{ss}(s) = \partial^2\mathbf{r}/\partial s^2$ sa rigidité (contrôlée par le paramètre b). La fonction P est une fonction potentielle scalaire définie sur le plan de l'image. Son but est d'attirer la solution courante vers le contour à extraire. Ainsi, ses extrema doivent correspondre aux frontières réelles. Le contour final résulte alors d'un compromis entre le contour observé dans l'image (par la fonction P) et une certaine régularité imposée par la tension et la courbure.

Une manière classique de définir la fonction P est d'utiliser $P(\mathbf{r}(s)) = -\lambda\|\nabla[G_\sigma * E(s)]\|$ où λ est un paramètre positif à fixer, ∇ est le gradient spatial et $G_\sigma * E(s)$ représente la convolution de l'image E avec un filtre gaussien de variance σ . Cela permet d'extraire le contour comme étant l'ensemble des points possédant un fort contraste avec le voisinage.

Lorsque nous sommes confrontés à des contours fortement texturés (comme c'est le cas avec le front de brise de mer), ce type de définition n'est plus adapté car les extrema des gradients

de l'image ne correspondent pas au contour désiré. Il est donc nécessaire d'introduire dans la fonction P des éléments de caractérisation sur la texture du contour recherché. Il existe de nombreuses manières de décrire des textures en vision par ordinateur. Les descripteurs classiques sont en général issus de modèles statistiques (Cross et Jain, 1983) ou bien de la théorie de filtrage (où l'image est décomposée sur des bancs des filtres). Parmi ces dernières méthodes, le filtre de Gabor (Gabor, 1946) ou la décomposition en ondelettes (Mallat, 1989) sont les techniques les plus fréquemment utilisées et ont été appliquées avec succès pour la description de texture (voir Aujol *et al.*, 2003 ; Paragios et Deriche, 2002 pour quelques exemples). Dans la prochaine section, nous proposons de caractériser la texture du front de brise de mer par les différentes distributions des coefficients liés à chaque sous-bande de la décomposition en ondelettes de l'image. Nous dériverons alors de toutes ces distributions une fonction de potentiel P qui sera employée dans la définition du contour actif en (1) pour extraire correctement le front de brise de mer.

2. Une fonction de potentiel basée sur les ondelettes

2.1 Caractérisation de la texture par les ondelettes

Il est raisonnable de considérer qu'une texture est caractérisée par ses coefficients d'ondelettes (Unser, 1995 ; Mallat, 1998). En notant f_0 la fonction de texture, nous avons:

$$f_0 = \sum_n f_{J,n} \phi_{J,n} + \sum_{j=-J}^{-1} \sum_n w_{j,n} \psi_{j,n}$$

pour une décomposition en ondelettes d'ordre J où ψ est l'ondelette mère et ϕ la fonction d'échelle. La texture peut alors être définie par la série $(f_{j,n}, w_{j,n}, -J \leq j \leq -1)$. Dans une sous-bande donnée, S.g. Mallat a vérifié que la *densité gaussienne généralisée* (GGD) est une approximation fiable de distribution de la densité marginale de ses coefficients (Mallat, 1989). La GGD s'exprime par:

$$p(x; \alpha, \beta) = \frac{\beta}{2\alpha\Gamma(1/\beta)} e^{-\left(\frac{|x|}{\alpha}\right)^\beta},$$

où Γ est la fonction mathématique « gamma », α est le paramètre *d'échelle* et β est le paramètre de *forme*. Plusieurs méthodes peuvent être employées pour identifier les paramètres (α, β) à partir d'une distribution, comme la technique de moments ou l'estimateur du maximum de vraisemblance. Dans nos expériences, nous avons observé que la première méthode n'a pas donné de bons résultats. Nous avons ainsi préféré utiliser l'estimateur du maximum de vraisemblance. Les détails du calcul sont donnés dans Corpetti *et al.*, 2006.

2.2 Définition de la fonction de potentiel

L'idée de cette section est de définir une fonction de potentiel P de telle manière que ses extrema correspondent au front de brise de mer, ce dernier étant caractérisé par la limite entre une région très texturée et une région dégagée de nuages. Nous notons R_d la région texturée. Pour être le plus général possible dans la caractérisation de R_d , nous employons une décomposition en *paquet d'ondelettes* de J niveaux, car nous considérons que l'information de texture est contenue dans toutes les bandes de fréquence. Nous supposons que les paramètres $(\alpha_j^*, \beta_j^*), j = 1 \dots 4^J$ qui caractérisent la région texturée R_d dans les 4^J sous-bandes de la décomposition en ondelettes sont connus. En pratique, ces paramètres ont été appris par identification (avec la méthode du maximum de vraisemblance) sur des distributions provenant d'un ensemble d'échantillons.

En s'appuyant sur Paragios et Deriche (2002), nous définissons, pour un point $s=(x,y)$ donné, 8 voisinages possibles, comme illustré sur la figure 2.

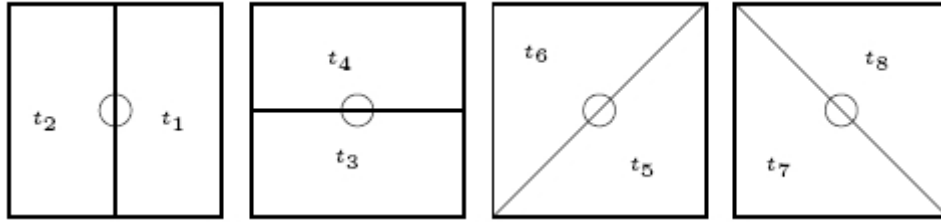


Figure 2 – Pour un point donné, les 8 voisinages ci-dessus sont définis.

Notons $p(t_m \in R_d)$ la probabilité que la zone t_m se situe dans une région de R_d . Pour n'importe quelle paire de voisinages adjacents (t_m, t_n) , on peut définir le critère normalisé $p_{m,n}(s \in \partial R_d)$ qui stipule que s appartienne à une frontière de R_d par :

$$p_{m,n}(s \in \partial R_d) = \frac{\|p(t_m \in R_d) - \overline{p(t_n \in R_d)}\|^2}{\|p(t_m \in R_d)\|^2 + \|\overline{p(t_n \in R_d)}\|^2} + \frac{\|\overline{p(t_m \in R_d)} - p(t_n \in R_d)\|^2}{\|\overline{p(t_m \in R_d)}\|^2 + \|p(t_n \in R_d)\|^2}, \quad (2)$$

où $p(t_\bullet \in R_d) = (p_1(t_\bullet \in R_d), \dots, p_{4^j}(t_\bullet \in R_d))^T$, $p_j(t_\bullet \in R_d)$ étant la mesure de probabilité que t_\bullet se situe dans la région R_d selon les données de la $j^{\text{ème}}$ bande de la décomposition en ondelettes. Pour mesurer la probabilité $p(t_\bullet \in R_d)$, nous utilisons la distance de Kullback-Leibler. Pour deux GGD définies avec (α_1, β_1) et (α_2, β_2) , cette mesure de similarité s'exprime par (Do et Vetterli, 2002) :

$$KL(\alpha_1, \beta_1, \alpha_2, \beta_2) = \log \left(\frac{\beta_1 \alpha_2 \Gamma(1/\beta_2)}{\beta_2 \alpha_1 \Gamma(1/\beta_1)} \right) + \left(\frac{\alpha_1}{\alpha_2} \right)^{\beta_2} \frac{\Gamma((\beta_2 + 1)/\beta_1)}{\Gamma(1/\beta_1)} - \frac{1}{\beta_1}.$$

Cette distance est dissymétrique et la mesure de similitude que nous avons retenue est $KLS(p_1, p_2) = KL(p_1, p_2) + KL(p_2, p_1)$. Cette mesure est nulle pour deux distributions identiques et grandit progressivement quand les distributions diffèrent. Pour dériver une probabilité à partir de cette distance, nous appliquons une fonction décroissante g du type $g : [0, +\infty[\rightarrow [1, 0[$. En pratique, nous utilisons $g(x) = \sigma^2 / (\sigma^2 + x^2)$. La relation $p(t_\bullet \in R_d)$ est ainsi définie par :

$$p_j(t_\bullet \in R_d) = g(KLS(\alpha_j^\bullet, \beta_j^\bullet, \alpha_j^*, \beta_j^*)),$$

où $(\alpha_j^\bullet, \beta_j^\bullet)$ sont les coefficients estimés sur la bande j de la zone t_\bullet par la technique du maximum de vraisemblance et $(\alpha_j^*, \beta_j^*), j = 1 \dots 4^j$ sont issus de l'étape d'apprentissage. La fonction de potentiel P de la relation (1) est finalement obtenue en choisissant la paire de voisinages locaux qui est la plus susceptible d'être à une frontière :

$$P(r(s)) = \max\{p_{1,2}(\cdot), p_{3,4}(\cdot), p_{5,6}(\cdot), p_{7,8}(\cdot)\}.$$

Avec cette fonction P , le contour actif en (1) est alors défini pour détecter le front de brise de mer. La minimisation de la fonction d'énergie est effectuée de manière itérative en annulant les équations d'Euler-Lagrange associées.

2.3 Gestion de la transparence

Le front de brise de mer est souvent situé à une basse altitude. Dans les images météorologiques, son observation est ainsi susceptible d'être partiellement masquée par des nuages situés à des couches plus élevées de l'atmosphère. Du point de vue des coefficients d'ondelettes, quelques bandes correspondant à une région de R_d partiellement observée auront

des paramètres (α_j^*, β_j^*) nettement différents que ceux issus de l'étape d'apprentissage mais la plupart des bandes auront les coefficients comparables. Ainsi, pour être robuste à ces situations de transparence, nous décidons ainsi qu'un vecteur de la probabilité p qui a moins que 10% des bandes en contradiction avec le modèle appris est un vecteur soumis à un phénomène de transparence. Par conséquent, les bandes corrompues sont enlevées dans l'évaluation de la probabilité de la relation (2).

3. Résultats expérimentaux

L'image réelle sur laquelle nous présentons des résultats est issue du canal visible du satellite GOES. On y voit une partie de la côte brésilienne sur laquelle nous avons superposé le contour initial (initialisé à la ligne de côte, figure 3 *a*). On peut observer sur la partie supérieure le front de brise de mer. La figure 3 *b*) est un détail de figure 3 *a*) (correspondant à la zone marquée du carré blanc) où on observe la texture particulière le long du front de brise ainsi qu'un nuage qui crée un phénomène de transparence. Le contour final estimé par notre méthode est représenté dans la figure 3 *c*) et la fonction de potentiel P résultante est sur la figure 3 *d*). On peut remarquer que la fonction de potentiel P a correctement isolé le front de brise de mer sans être influencé par le nuage situé au milieu de la ligne de côte et que le contour final correspond bien au front de brise de mer. A titre de comparaison, nous avons représenté sur la figure 3 *e*) le résultat obtenu avec une fonction de potentiel classique comme celle présenté dans la section 2. La fonction de potentiel associée est représentée sur la figure 3 *f*). On voit bien que les gradients spatiaux ne correspondent pas au front de brise et l'estimation de ce front est incorrecte. Ceci prouve l'intérêt de notre approche.

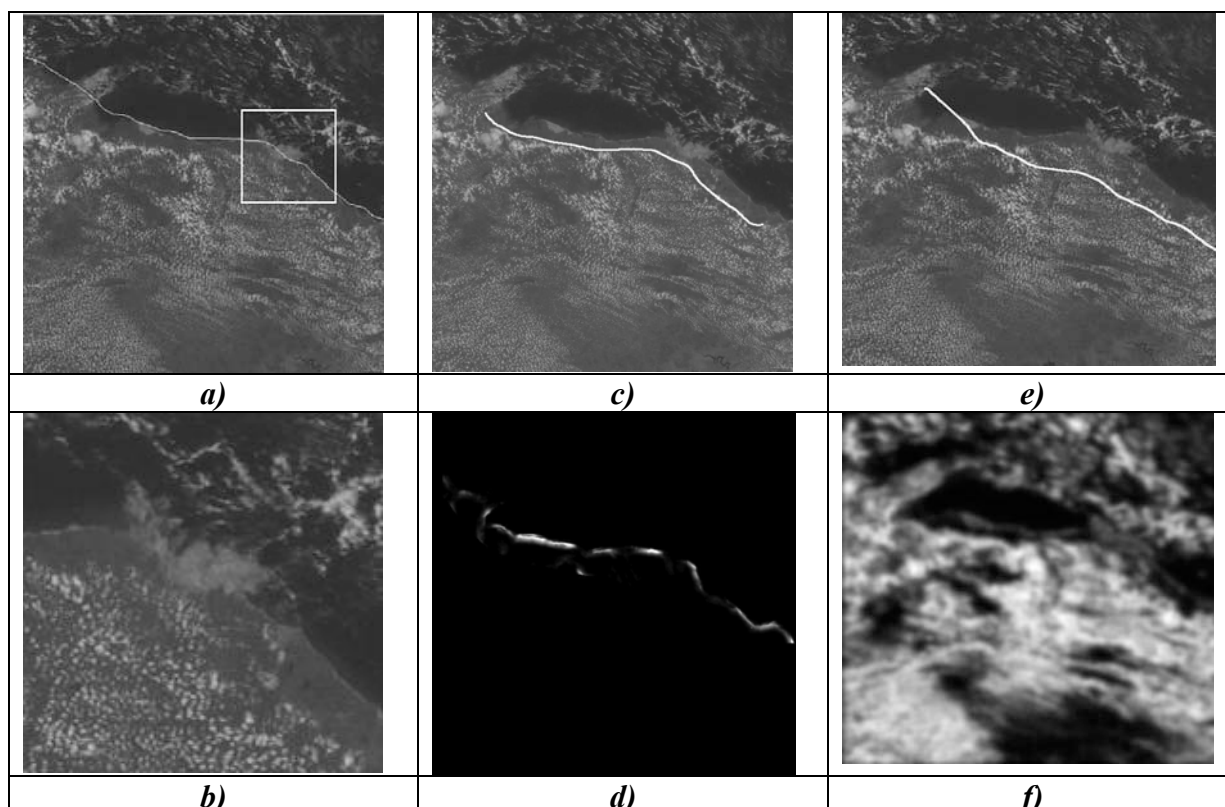


Figure 3 – Exemple réel. *a*) Image du canal visible GOES du nord du Brésil sur laquelle le contours initial (situé sur la ligne de côte) est superposé ; *b*) détail du carré blanc de *a*) ; *c*) contours final estimé par la méthode proposée dans cet article ; *d*) fonction de potentiel P obtenue ; *e*) contours final estimé en employant une fonction P classique qui cherche les extrema des gradients et *f*) fonction P associée à *e*).

Conclusion

Dans cet article, nous avons présenté une méthode de contours actifs dédiée à l'extraction de contours texturés et nous l'avons appliquée au cas des brises de mer. Nous avons fait le choix d'intégrer l'information de texture par l'intermédiaire d'une décomposition en paquets d'ondelettes de l'image, en utilisant la densité gaussienne généralisée pour modéliser les distributions des coefficients d'ondelettes et la mesure de similitude de Kullback-Leibler. Les différentes bandes de la décomposition peuvent par ailleurs traiter correctement les phénomènes de transparence. Cette technique a été validée sur un exemple réel. L'intérêt d'une méthode automatique de détection du front de brise de mer est de pouvoir analyser le comportement diurne et saisonnier de l'évolution du front en apportant une quantité d'information spatio-temporelle nettement supérieure aux mesures issues d'informations locales et éparées.

Bibliographie

- BIGOT S., PLANCHON O., 2003 : Identification and characterization of sea breeze days in northern france using singular value decomposition. *Int. J. of Climatology*, **23** (11), 1397–1405.
- CANNY J.F., 1986 : A computational approach to edge detection. *IEEE Trans. Pattern Anal. Machine Intell.*, **8**, (6), 769–798.
- DAMATO, F., PLANCHON, O., DUBREUIL, V., 2003 : A remote sensing study of the inland penetration of sea breeze fronts from the English Channel. *Weather*, **58** (6), 219–226.
- DERICHE R., 1987 : Using Canny's criteria to derive a recursively implemented pimal edge detector. *Int. J. Computer Vision*, **1** (2), 187–167.
- KASS M., WITKIN A., TERZOPOULOS D., 1987 : Snakes: Active contour models. *Int. J. Computer Vision*, **1** (4), 321–331.
- COHEN L.D., 1991 : On active contour models and balloons. *CVGIP: Image Understanding*, **53** (2), 211–218.
- CASELLES V., KIMMEL, R., SAPIRO, G., 1997 : Geodesic active contours. *Int. J. Computer Vision*, **22** (1), 61–79.
- CORPETTI T., PLANCHON O., DUBREUIL V., 2006 : Detection of the sea breeze front from satellite images using an active contour method and wavelets. *International Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS '06, 2006 IEEE International*, Denver, USA (à paraître).
- CROSS G., JAIN, A., 1983 : Markov random field texture models. *IEEE Trans. Pattern Anal. Machine Intell.*, **5**, 25–39.
- GABOR D., 1946 : Theory of communications. *IEE proceedings*, **93** (26).
- MALLAT S.G., 1989 : Multiresolution approximations and wavelet orthonormal bases of $L^2(\mathbb{R})$. *Trans. Amer. Math. Soc.*, **315**, 69–87.
- AUJOL J.F., AUBERT G., BLANC-FRAUD L., 2003 : Wavelet-based level set evolution for classification of textured images. *IEEE Trans. Image Processing*, **12** (12), 1634–1641.
- PARAGIOS N., R. DERICHE, R., 2002 : Geodesic active regions and level set methods for supervised texture segmentation. *Int. J. Computer Vision*, **46** (3), 2223–2247, 2002.
- UNSER M., 1995 : Texture classification and segmentation using wavelet frames. *IEEE Trans. Image Processing*, **4** (11), 1549–1560.
- MALLAT S.G., 1998 : *A wavelet tour of signal processing*. Academic Press, San Diego.
- VARANSI M.K., AAZHANG B., 1989 : Parametric generalized gaussian density estimation. *J. Acoust. Soc. Amer.*, **86**, 1404–1415.
- DO M., VETTERLI, M., 2002 : Wavelet-based texture retrieval using generalized gaussian density and kullback-leibler distance. *IEEE Trans. Image Processing*, **11** (2), 146–158.

Variabilité du climat de Sfax (Tunisie) entre 1970 et 2002

Exemple des températures et du vent

Salem Dahech, Gérard Beltrando

Université Denis Diderot, Paris 7, UMR 8586 du CNRS (PRODIG), France
salem.dahech@paris7.jussieu.fr ; beltrando@paris7.jussieu.fr

Résumé : Dans ce travail, la variabilité des températures minimales et maximales et du vent est analysée à plusieurs échelles temporelles pour la période 1970-2002. Les tests de détection de rupture et les traitements statistiques des données tri-horaires et quotidiennes montrent un changement dans les tendances des variables étudiées dès le début des années 1980. La variabilité la plus élevée est enregistrée durant la saison intermédiaire. Les changements observés sont liés principalement à la modification du régime de circulation atmosphérique au niveau du bassin méditerranéen.

Mots-clés : Variabilité, Sfax, vent, températures

Abstract: In this paper, minimum and maximum temperatures and wind variability are shown on several temporal scales over the period 1970-2002. The tests of detection of break and statistic methods show a change in the trends of the meteorological variables since the beginning of 1980's. The highest variability is recorded during the intermediate season. Observed changes are mainly related to the modification of the atmospheric circulation occurred in the Mediterranean basin.

Key Word: Variability, Sfax, wind, temperatures

Introduction

La variabilité à long terme du climat permet d'évaluer son impact sur les activités humaines. Plusieurs études, depuis un quart de siècle, ont abordé la question de la variabilité des températures et de la circulation atmosphérique. Certains travaux, comme ceux de Jones (1988) ont traité la question à l'échelle globale. D'autres ont porté sur une partie ou sur la totalité du bassin méditerranéen, par exemple Metaxas et al (1991) pour l'ensemble du bassin méditerranéen, Repapis et Philandras (1988) pour la Méditerranée orientale, et Maheras (1989) pour la Méditerranée occidentale. Ce problème a été aussi traité à l'échelle nationale et locale. A titre d'exemple nous pouvons évoquer les travaux de Hasanean (2004) pour l'Egypte et Colacino et Rovelli (1983) pour Rome. La majeure partie de ces études a suggéré qu'un changement de certaines tendances climatiques s'est produit autour de la fin des années 1970. A partir de l'exemple de la ville de Sfax, nous souhaitons étudier les changements des températures et du vent entre 1970 et 2002.

I. Méthodes et données

Sfax, située au sud du centre-est tunisien, est implantée sur une plaine côtière. Les paramètres météorologiques sont mesurés depuis 1948 à l'aérodrome (station de Sfax-el-Maou). Les données utilisées dans cette étude sont les mesures quotidiennes des températures maximales (t max) et minimales (t min) et tri-horaires de la vitesse et la direction du vent entre 1970 et 2002 (avant 1970, certaines données paraissent peu fiables). Des données annuelles de l'indice de l'Oscillation Nord Atlantique¹ (ONA) (kutiél et Mahéras, 1998) et de l'indice de l'oscillation méditerranéenne² (OM) (Conte et al, 1989).

¹ L'ONA est calculé chaque année à partir de la différence de pression entre Ponta Delgada (Açores) et Stykkisholmur/Reykjavik (Islande). Les données sont disponibles sur le web (www.cru.uea.ac.uk/ftpdata/nao.dat)

² Différence de pression normalisée entre Alger et le Caire

Première étape (prétraitement des données) : D'une part, les valeurs manquantes ont été détectées et remplacées par des moyennes. Celles-ci sont très rares et ne dépassent pas 0.06% de l'effectif initial quel que soit la série. D'autre part, les enregistrements quotidiens et tri-horaires sont utilisés pour le calcul des moyennes annuelles des températures extrêmes et du vent. Enfin, pour détecter les ruptures statistiques nous avons appliqué des tests d'homogénéité interne : plusieurs tests ont été utilisés tels que la méthode bayésienne, la statistiques U de Buishand, la méthode de segmentation de Hubert ou encore le test de Pettitt (Bigot *et al*, 2002). Ce long travail a été réalisé car les séries d'observations pourraient être affectées par des changements d'instrumentation, de déplacement de station, des changements environnementaux (croissance urbaine) ou des modifications des méthodes d'observation. De même, pour détecter les inhomogénéités possibles nous avons analysé les métadonnées de la station.

Deuxième étape (Traitement) : Plusieurs méthodes statistiques sont appliquées afin de mettre en évidence la variabilité interannuelle des paramètres étudiés :

- Les statistiques descriptives: moyenne, fréquence, anomalie et coefficient de variation (CV) du vent et des températures extrêmes annuelles et mensuelles sont calculées.
- Les statistiques multivariées sont appliquées pour récapituler les données et pour réduire le nombre de variables à évaluer. L'Analyse en Composantes principales (ACP) est employée pour déterminer les corrélations existantes entre les températures, la direction et la vitesse du vent et les indices d'oscillation atmosphérique ainsi que pour identifier les tendances des températures et leur variabilité annuelle. Enfin, pour classer les saisons et discerner leurs limites selon les températures minimales et maximales, nous employons la classification ascendante hiérarchique (CAH). Les douze mois sont divisés en périodes de 5 jours consécutifs (6 jours pour la dernière période des mois de 31 jours et 4 ou 3 jours pour celle de février). Chaque année est alors divisée en 72 périodes de 5 jours. La moyenne des températures maximales et minimales de chacune de ces périodes est calculée pour chaque année. La classification de ces périodes a permis de dégager 3 saisons, une chaude, une autre froide et une dernière qualifiée d'intermédiaire.

2. Résultats

Nous étudions la variabilité interannuelle du vent et des températures extrêmes à différentes échelles temporelles : annuelles, saisonnières et mensuelles.

2.1. Variabilité du vent

Deux paramètres sont étudiés: la vitesse et la direction des flux

2.1.1. Variabilité de la vitesse du vent

La vitesse moyenne du vent à Sfax, calculée à la base des enregistrements du vent tri-horaire moyen pour la période 1970-2002, est de 3,3 m/s. Elle est relativement faible mais elle se caractérise par une variabilité interannuelle importante comme la montre la figure 1. Une hausse de 0.7 m/s entre 1970 et 2002, est observée ; elle est peut être liée aux changements de la circulation atmosphérique à l'échelle régionale, d'autant plus que le milieu environnant immédiat de la station de mesure et les conditions de mesures (hauteur de l'anémomètre et exposition) n'ont pas changé sur toute la période. D'après les tests d'homogénéité (cf.1), la rupture majeure se trouve au milieu des années 1980 (1984, 1985 et 1986). Rappelons que les modifications des champs barométriques au bassin Méditerranéen sont exprimées par l'indice OM reflétant le gradient de pression entre la partie Ouest et Est (Conte *et al*, 1989). Ce gradient est devenu plus creusé depuis 1981 en raison de l'augmentation de la pression

atmosphérique à l'ouest contre une baisse à l'est du bassin (Maheras *et al*, 1997 et Douguédroit, 2000). Suite à cet écart barométrique croissant la vitesse du vent a augmenté d'où la corrélation entre l'OM et la force du vent (0.7) (figure 2). L'augmentation de cette dernière est liée à la baisse de la fréquence des situations de calme (vitesse du vent inférieure à 2 m/s), ce qui se traduit par un coefficient de corrélation négatif d'environ -0.8. La corrélation entre la vitesse du vent et l'ONA n'est pas significative (0.22) au seuil $\alpha=0,050$ (test bilatéral). Cependant, cet indice montrant une hausse de la pression atmosphérique au niveau de l'anticyclone de l'Açores, est plus corrélée avec le calme (0.6).

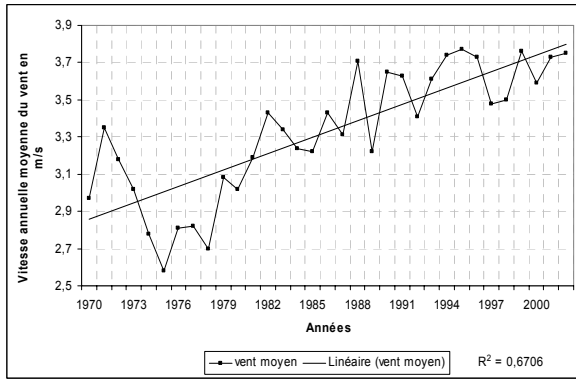


Figure 1 – Vitesse annuelle moyenne du vent à Sfax

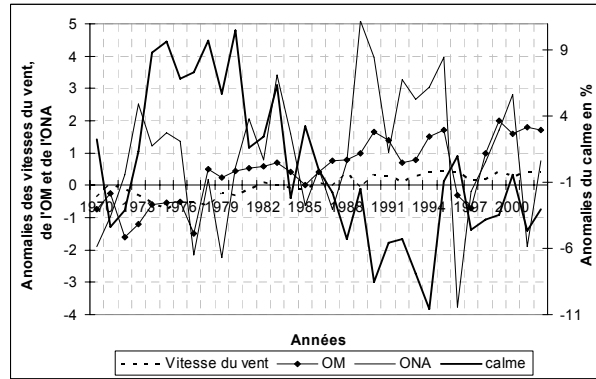


Figure 2 – Vitesse du vent et calme annuels à Sfax et ONA et OM (1970-2002)

La variabilité interannuelle des vitesses moyennes quotidiennes par tranche s'avère importante notamment pour la première (0-1m/s) et les deux dernières tranches (8-11 et plus que 11 m/s). Cette variabilité se traduit par des coefficients de variation respectifs de l'ordre de 64, 102 et 176% (figure 3 A). Le nombre de calmes est de plus en plus réduit, en revanche les vitesses relativement élevées (supérieures à 5m/s) sont devenues plus fréquentes depuis le début des années 1980 (environ 15%). Le recul de la première tranche est compensé par l'augmentation de l'ampleur de la deuxième et la troisième tranche d'où le coefficient de corrélation significatif négatif entre ces vitesses de vent (-0.84 et -0.82).

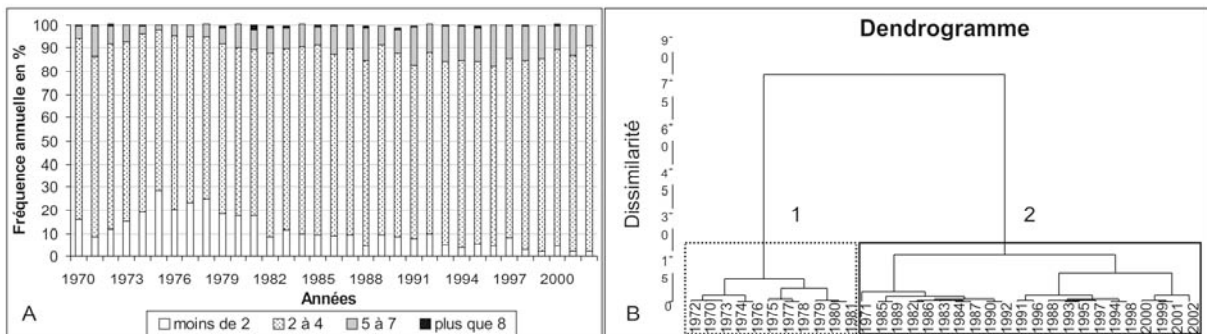


Figure 3 – Répartition annuelle des vitesses du vent par tranche entre 1970 et 2002 (A) et CAH des années selon cette répartition (B)

La période 1970-2002, peut être divisée en 2 sous périodes suivant la vitesse mensuelle annuelle du vent (figure 3 B). La première s'étend de 1970 à 1981 à l'exception de 1971 qui fait partie de la deuxième sous période regroupant les années comprises entre 1982 et 2002. Le passage d'une sous période à une autre est marqué par une hausse de 0.7 m/s de la vitesse du vent. Une variabilité interannuelle des vitesses moyennes mensuelles est à souligner. La variabilité la plus élevée est relevée, selon l'ordre d'importance, durant les mois de novembre, janvier, septembre et décembre où le coefficient de variation est compris entre 15 et 19 %.

2.1.2. Variabilité de la direction du vent

Pour cerner la variabilité interannuelle du régime aérologique, les roses du vent annuelles moyennes des 33 années ont été établies. Les secteurs qui ont connu le plus de variabilité sont le N, l'O et le SO. Ces secteurs enregistrent des CV supérieurs à 35 %. A l'exception des secteurs NE, NNO et OSO, les CV dépassent 20% pour toutes les directions (figure 4A). La direction dominante du vent (E) manifeste une certaine variabilité: sa fréquence annuelle varie de 17,4% en 1975, à 15% en 1980 et 8,7 % en 1994. Cependant, cette direction (E) reste relativement stable durant les autres années (par exemple 10,5% en 1970, 10,7 en 1985, 10,6 en 1990 et 11% en 2000). La part relative du secteur nord, constituant le maximum secondaire varie de 14,7 % en 1994 à 5,6% en 1980. Ce secteur domine depuis 1983 à l'exception des années 1985, 1989, 1993 et 1999 où le flux dominant est d'est. Le secteur sud a connu aussi une augmentation du nombre des observations tri-horaires annuelles qui ont passé de 100/an entre 1970 et 1996 à 170 entre 2000 et 2002 (figure4B). Le secteur O a connu une baisse considérable et régulière depuis 1982 (environ 120 observations/ans depuis 1982 contre 280 au début des années 1970). Cependant, le secteur N est devenu plus fréquent, ce qui se traduit par un coefficient de corrélation négatif significatif entre l'O et le N (-0.75) entre 1970 et 2002. Les tests statistiques confirment la présence d'une rupture entre 1981 et 1987 (en 1982 pour l'E et le ESE, en 1981 et 1987 pour l'O et en 1985 et 1987 pour le N).

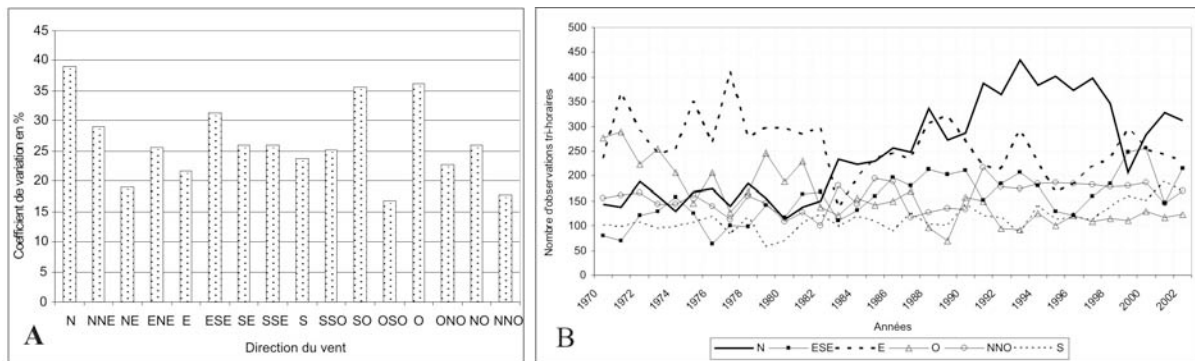


Figure 4 – Variabilité de la direction du vent (1970-2002). A : Coefficient de variation par direction du vent ; B : variabilité du nombre annuel d'observations tri-horaires des secteurs S, ESE, E, O, NNO et S

L'ACP et la CAH font ressortir trois sous ensembles d'années ayant des régimes de vent différents : le premier comporte les années comprises entre 1970 et 1981, le deuxième est formé de la période 1982-1987 et le troisième s'étend de 1988 à 2002 (figure 5A). Le premier groupe (1970-1981) est dominé par les deux directions E et O, alors que dans le troisième, la direction nord devient la plus fréquente. Le groupe intermédiaire se caractérise par la domination des deux secteurs N et E comme le montrent les roses de vent établies pour chacune de ces périodes (figure 5B). Ces différences interannuelles s'expliquent par l'inégale occurrence des régimes de circulation atmosphérique. En effet, une réorganisation des centres d'actions est survenue depuis le début des années 80 au niveau du bassin méditerranéen et ses alentours (Kutiél et Mahéras, 1998, Mahéras et Kutiél, 1999 et Douguédroit, 2000). Une corrélation significative prouvant la relation entre la direction du vent et l'OM entre 1970 et 2002 se traduit par un coefficient de corrélation significatif positif de 0.6 et 0.5 entre l'OM et le N et le S contre une corrélation négative avec le secteur O (-0.5). Les roses du vent, par tranches de vitesse, montrent que les changements interannuels des directions du vent observés entre 1970 et 2002 concernent surtout la tranche de vitesse 2-4 m/s.

Enfin, la variabilité la plus notable a été enregistrée en septembre et octobre. A partir de 1980, les roses du vent de ces mois ressemblent de plus en plus à celles observées en saison estivale (JJA). Ces deux mois sont désormais dominés par les flux d'E et en deuxième lieu par ceux du N. Cependant, durant les années 1970, la direction O était la plus fréquente.

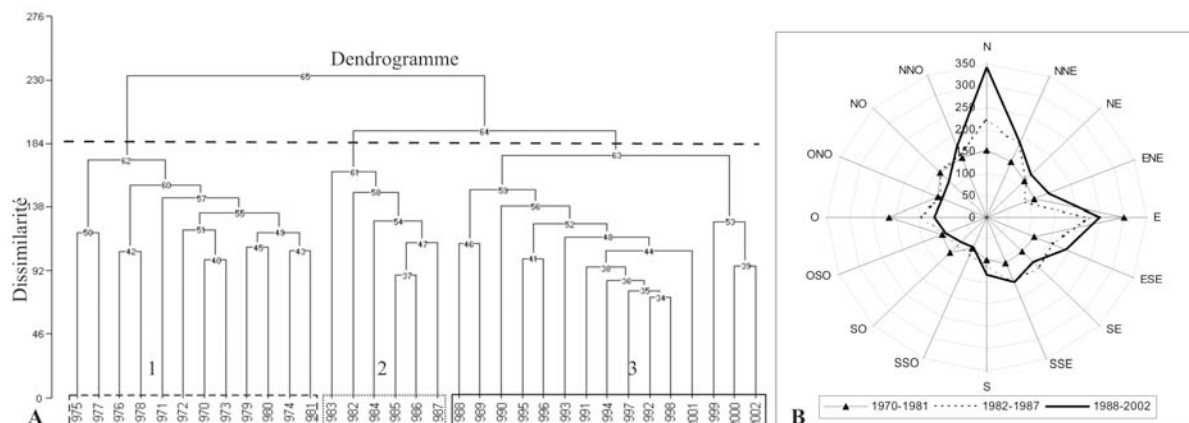


Figure 5 – Classification des années comprises entre 1970 et 2002 en 3 périodes selon la variabilité de la direction du vent (A) et roses des vents moyennes pour ces périodes (1970-1981, 1982-1987 et 1988-2002) (B).

2.2. Variabilité des températures

Les tests statistiques ont rejeté l'absence de ruptures aux seuils de confiance de 90, 95 et 99% pour les températures maximales et minimales. Celles-ci connaissent une hausse notamment au niveau des minimales. Ces dernières ont grimpé de 12.7°C entre 1970 et 1982 à 14.9°C entre 1999 et 2002 soit une hausse de 2.2°C. La hausse des températures maximales ne dépasse pas 1.2°C pour la même période. Après 1984, les anomalies des températures deviennent positives sauf entre 1991 et 1993 (figure 6). La variabilité des minimales (CV=6.41%) est plus importante que celle des maximales (CV=2.65%). Les cinq années les plus chaudes sont 1999, 2001, 2002, 2000 et 1994 et les moins chaudes sont 1976, 1972, 1980, 1978 et 1973. Entre mai et octobre, le nombre des jours où les températures maximales dépassent les 35°C se caractérisent par une tendance positive significative au détriment des jours où elles sont inférieures à 30°C (figure7).

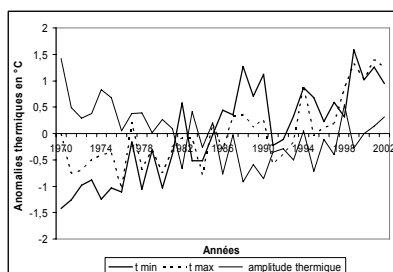


Figure 6. Variabilité annuelle des t min, des t max et de l'amplitude thermique (1970-2002)

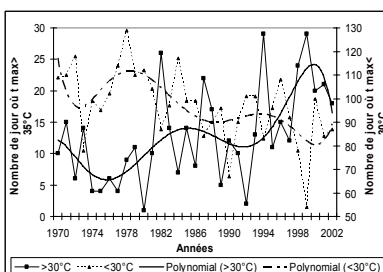


Figure 7. Variabilité annuelle de t° max supérieures à 35°C et inférieures à 30°C (1970-2002)

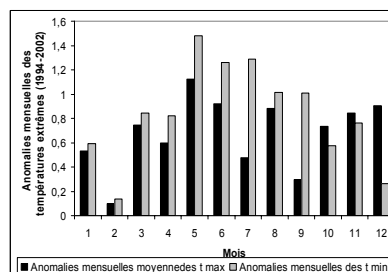


Figure 8. Anomalies mensuelles moyennes des t° extrêmes entre 1994 et 2002

Les mois qui ont connu le plus de variabilité sont avril, mai, mars, octobre et novembre. Entre 1994 et 2002, une tendance thermique positive est observée notamment durant les mois chauds (figure 8). Une extension et intensité de la saison chaude sont envisagées. La CAH des saisons selon la méthode décrite au début du travail montre qu'en 1994, la saison froide s'est étalée sur 12 périodes contre 36 pour la saison chaude. En 1970, cette dernière n'excède pas 25 périodes mais la froide atteint 35 contre 22 périodes pour les deux saisons en 1984.

La hausse thermique observée depuis le début des années 1980 est conforme à celle détectée aux latitudes tempérées de l'hémisphère Nord. La baisse des températures entre 1991 et 1993 est liée aux éruptions du Mt Pinatubo. A l'échelle régionale, la circulation générale justifie la hausse des températures : la hausse de la pression sur la Méditerranée occidentale et centrale favorise un ciel clair et plus d'ensoleillement. Des coefficients de corrélation de 0,54 et 0,71

entre l'OM et les températures maximales et minimales sont respectivement relevés. De même, les flux venant du sud sont très corrélés avec les températures extrêmes et notamment les températures maximales (0.7). Durant la saison chaude, les anomalies des températures minimales sont plus élevées que celles des maximales et le contraire en saison froide. Ce fait est dû à la fréquence de la brise de mer durant la saison estivale. Il est à noter aussi que le rythme d'urbanisation autour de la station s'est accentué, dès le début des années 1980 : à 1 km de la station, la construction et l'extension du quartier populaire dense 'El Bahri' au N et 'El Khadra' à l'E ont éventuellement amené à une hausse des températures.

Conclusion

L'étude des températures et du vent, durant la période 1970-2002 à Sfax, a révélé un changement de ces deux paramètres dès le début des années 1980. Les températures de l'air sous abri ont connu une hausse qui a dépassé 1.5°C entre 1970 et 2002. Une intensification et une extension de la saison chaude sont observées depuis 1984. Ce fait est principalement lié à un changement au niveau de la circulation aérologique au-dessus de la Méditerranée et probablement à l'extension des surfaces bâties. Les flux méridionaux sont devenus plus fréquents et la pression atmosphérique s'est élevée sur la Méditerranée occidentale et centrale. Suite à ces changements barométriques, la vitesse du vent a augmenté et sa direction s'est modifiée. Ces changements sont-ils accompagnés par une modification du régime pluviométrique ? Quels impacts peuvent-ils avoir sur le secteur agricole ?

Bibliographie

- COLACINO M AND ROVELLI A., 1983: The yearly averaged air-temperature in Rome from 1782 to 1975. *Tellus* 35A: 389–397.
- CONTE, M., GIUFFRIDA, A. and TEDESCO, S. 1989. The Mediterranean oscillation. Impact on precipitation and hydrology in Italy, in *Conference on Climate, Water*, Pub of the Academy of Finland, Helsinki, p. 121–137.
- DOUGUEDROIT A., 2000 : L'Oscillation Méditerranéenne en automne, *Publ. Assoc. Intern. Climatol.*, 13, p. 326–334.
- HASANEAN H.M., 2004 : Wintertime surface temperature in Egypt in relation to the associated atmospheric circulation. *Int. J. Climatol.* 24: 985–999.
- JONES P.D., 1988: Hemispheric surface air temperature variations recent trends and an update to 1987. *J. Clim.*, 1, 654–660.
- KUTIEL H and MAHERAS P. 1998: Variations in temperature regime across the Mediterranean during the last century and their relationship with circulation indices. *Theor. Appl. Climatol.*, 61, 39–53.
- MAHERAS P., 1989: Principal component analysis of western Mediterranean air temperature variations 1866–1985. *Theor. Appl. Climatol.*, 39, 137–145.
- MAHERAS P, KUTIEL H and KOLYVA-MACHERA F., 1997: Evolution de la pression atmosphérique en Europe méridionale et en Méditerranée durant la dernière période séculaire, *Publications de l'AIC*, 10, 304–312.
- MAHERAS P and KUTIEL H., 1999: Spatial and temporal variations in the temperature regime in the Mediterranean and their relationship with circulation during the last century. *Int. J. Climatol.* 19: 745–764
- METAXAS D, BARTZOKAS A. and VITSAS A., 1991: Temperature fluctuations in the Mediterranean area during the last 120 years, *Int. J. Climatol.*, 11, 897–908.
- REPAPIS C. and PHILANDRAS C., 1988: A note on the air temperature trends of the last 100 years as evidenced in the eastern Mediterranean time series. *Theor. Appl. Climatol.*, 39, 93–107.
- BIGOT S, CHARABI Y et BELTRANDO G., 2002 : Evolution des températures de la métropole lilloise entre 1950 et 2000. *Hommes et Terres du Nord* 2002/1. p 3-14.

Analyse statistique des profils énergétiques radiatifs de l'atmosphère au passage des lignes de grains à Dakar

Bouya Diop¹, A. Diop²

¹ Laboratoire des Sciences de l'Atmosphère et des Océans.
Université Gaston Berger

² Laboratoire d'Etudes et de Recherches en Statistiques
et Développement. Université Gaston Berger

Résumé : À partir de modèle de transfert radiatif de type modtran4 nous avons calculé des flux d'énergie d'ondes longues. Une analyse discriminante a permis de montrer la répartition en classes des flux radiatifs pour les sondages avant, au moment et après le passage d'une ligne de grains et l'analyse factorielle discriminante fait ressortir l'effet du forçage diurne.

Mots-clés : transfert radiatif, analyse factorielle, ligne de grains, énergétique.

Abstract: From radiative transfer model (modtran4) we are calculated energy fluxes of long waves radiations. One discriminant analyze be able to show the radiative fluxes for the rawinsonding before, at the moment and after the passages of the squall lines. The analyze show the diurnal forçage effect.

Key Words: radiative transfer, discriminant analyze, Squall line, energetic.

Introduction

La ligne de grains (L.G.) constitue l'un des phénomènes météorologiques majeurs des régions sahéliennes. En effet l'essentiel des précipitations de cette zone climatologique est dû à ces phénomènes (Dhonneur, 1974). A ce titre, celles-ci ont été l'objet de nombreuses études qui ont permis une détermination de certaines propriétés cinématiques, dynamiques et thermiques de ces systèmes (Zipser, 1969). A partir de 1980, les modélisations sur la base de données *in situ* permettent de faire des approches quantitatives de processus internes des lignes de grains. C'est ainsi que l'interaction du phénomène avec l'environnement au sein duquel il prend naissance, se développe et se dissipe, commence à être étudié en termes d'échanges de chaleur, de matière et de quantité de mouvement (Houze, 1989).

Il s'agit, dans ce travail, d'étudier les échanges d'énergie radiative d'ondes longues (0,8 μm -100 μm) avec Modtran4 (Abreu *et al.*, 1996) au sein de la ligne de grains ou à son voisinage immédiat. Autrement dit, on s'est posé la question de savoir si la ligne de grains modifie significativement le comportement énergétique de l'atmosphère, aux échelles aérologiques, par l'influence de divers processus physiques qui ont lieu dans la convection profonde dont ce phénomène est une manifestation. En effet la convection est en elle même un transfert d'énergie des basses couches vers les moyennes couches atmosphériques.

Des études ont déjà mis en évidence la signature énergétique des lignes de grains (Rédelsperger *et al.*, 1988). Ici, on a cherché à caractériser le bilan radiatif entre tranches d'atmosphère soumises ou non à l'influence de la perturbation. A partir d'une analyse discriminante nous avons établi une répartition des profils des flux radiatifs d'ondes longues en classes temporelles.

I. Structures énergétiques verticales

Les calculs prenant en compte les conditions de nébulosité ont mis en évidence des profils énergétiques assez stables pour les situations suivantes (figure 1) :

– pour les sondages de moins de 6 heures avant le passage de la ligne de grains, le flux net de grandes longueurs d'ondes varie peu entre 1000 et 900 hPa et entre 800 et 600 hPa et plus sensiblement entre 850 et 800 hPa et entre 550 et 500. Entre les niveaux 850 et 800 hPa, on

note une faible divergence surmontée d'une légère convergence entre 800 et 750 hPa.

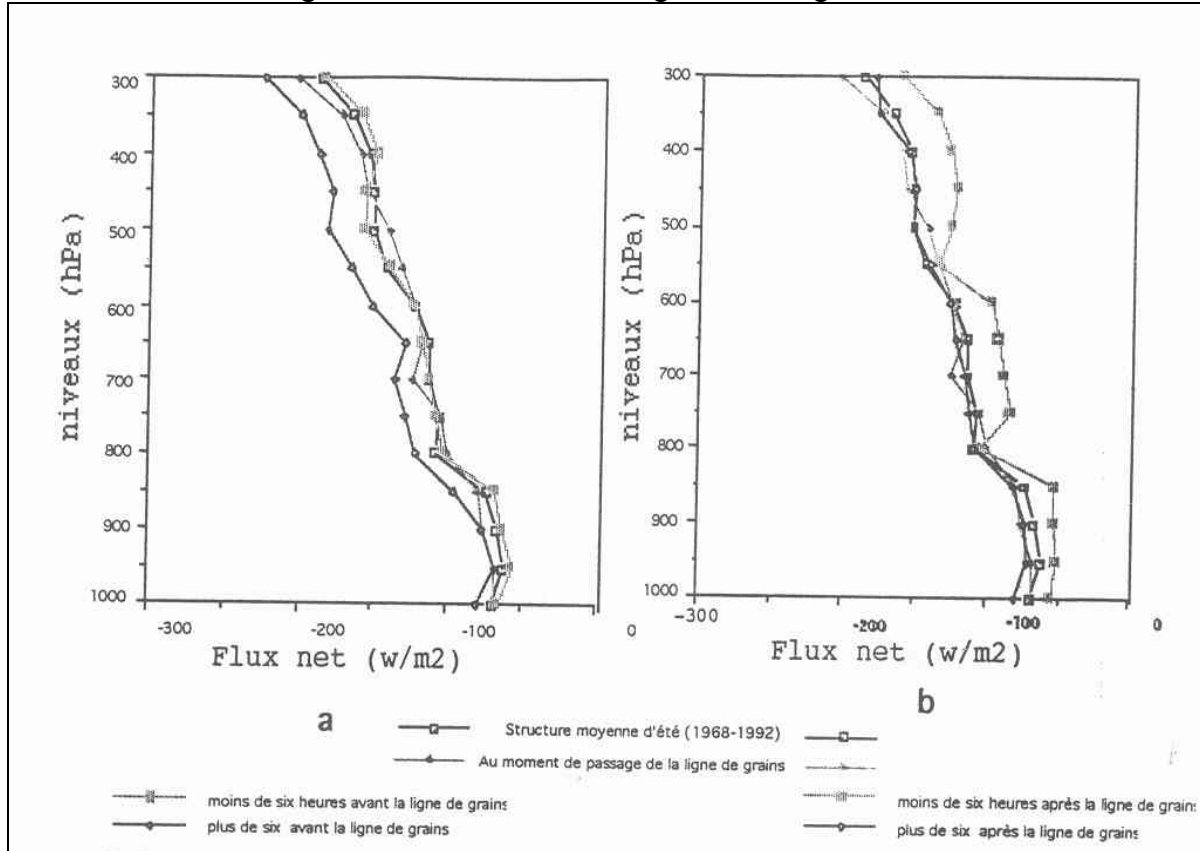


Figure 1 – Structures verticales moyennes des flux nets d'ondes longues: a) avant la L.G, b) après la L.G Avec le modèle de transfert radiatif utilisant les données de radiosondages et une stratification de l'atmosphère en couches planes parallèles, des profils énergétiques verticaux sont établis avant, pendant et après passage des lignes de grains de la période 1968 à 1992. Nos conclusions sur cette période sont conformes aux résultats obtenus antérieurement (Diop B., 1990) sur une période plus courte (1980-1988).

- Plus de 6 heures après le passage de la ligne de grains, on a un flux divergent remarquable entre 800 et 750 hPa. Pour ces sondages le flux n'est assez constant entre les basses et moyennes couches (entre 1000 et 550 hPa) ;
- Pour plus de 6 heures avant et moins de 6 heures après la ligne de grains, les résultats ne laissent pas apparaître des caractères communs stables.
- Au moment du passage de la ligne de grains, on note un flux net peu variable entre 700 et 600 hPa. Le flux est convergent entre 800 et 750 hPa et devient divergent entre 600 et 550 hPa.

Cette configuration se résume en un refroidissement dans les basses couches (1000- 800 hPa) et les moyennes couches (700-500 hPa) et en un réchauffement dans une étroite bande intermédiaire entre les basses et les moyennes couches (800-750 hPa). Nous avons réuni ces profils en classe temporelle et une analyse factorielle discriminante est faite.

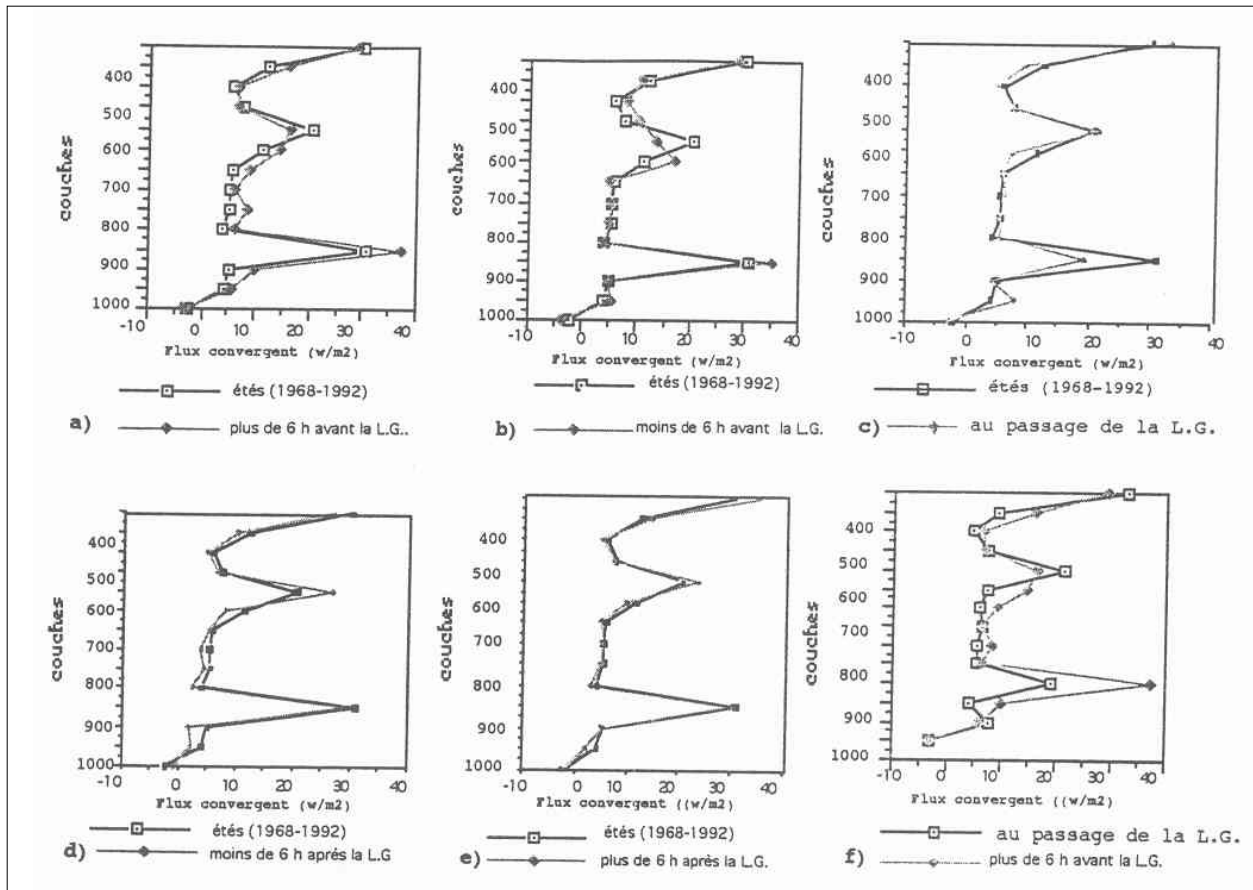


Figure 2 – Structures verticales moyennes du flux convergent

Nous avons réuni ces profils en classe temporelle et une analyse factorielle discriminante est faite.

2. Classification des structures énergétiques

On utilise l'analyse factorielle discriminante pour avoir une confirmation de la répartition des profils des flux radiatifs d'ondes longues en classes temporelles établies *a priori* dans les travaux de B.Diop en 1995. On considère les radiosondages répartis dans 5 classes de temps par rapport à l'heure d'observation des L.G. Chaque classe représente une période temporelle de 6 heures regroupant les sondages qui sont effectués dans l'intervalle considéré. Le procédé de classement est explicité dans la première partie de ce chapitre. .

Les flux radiatifs de $P=15$ niveaux de pression sont calculés pour chacun des radiosondages "r". Au radiosondage "i" sont associés -p flux: f_1, \dots, f_{15}

- Sa classe temporelle CT_i.

Le vecteur X_i appartenant à l'espace R_p à p dimensions symbolise le radiosondage "i" repéré par ses flux à différents niveaux.

On désire voir l'effet du facteur "classe temporelle" "CT", caractère qualitatif, sur le profil vertical énergétique calculé à partir du radiosondage.

Certains flux à des niveaux de pression donnent-ils des renseignements sur les similitudes des profils, sur les individus ou groupe d'individus d'une classe temporelle considérée.

2.1. Technique de l'analyse discriminante

On s'interroge sur l'existence et la forme de liens entre p caractères quantitatifs et une variable qualitative. On admet les relations de (Cailliez et. Pages ,1976 ; Mégréditchian G. D. 1992).

Effectuer une analyse factorielle discriminante revient donc à faire une analyse en composantes principales sur le nuage r des centres de gravité de forme quadratique d'inertie B , l'espace vectoriel des t individus étant muni de la métrique V^{-1} . Les valeurs propres λ_i sont ici interprétées comme des moments d'inertie:

$\frac{\lambda_i}{\text{trace}(v^{-1}B)}$ part d'inertie expliquée par le premier axe discriminant, mesure la qualité de la représentation du nuage des centres de gravités sur l'axe principal . La quantité $\frac{\lambda + \lambda_2}{\text{trace}(v^{-1}B)}$ mesure la qualité de la représentation du nuage des centres de gravité sur le « plan discriminant ».

2.2. Résultats et interprétations

On applique aux données de radiosondage, un modèle AFD (Analyse Factorielle Discriminante).

Le tableau d'entrée comporte 164 individus et 15 variables dont une qualitative. Nous avons analysé parmi les sorties, les tableaux (1, 2) de corrélation, des valeurs propres, des coordonnées des centres de gravité et les représentations graphiques des plans principaux (figure 3).

	LC1	LC2	LC3	LC4	LC5	LC6	LC7	LC8	LC9	LC10	LC11	LC12	LC13	LC14
LC1	1.000													
LC2	-0.020	1.000												
LC3	-0.049	0.161	1.000											
LC4	0.169	-0.082	-0.049	1.000										
LC5	-0.031	0.293	0.303	0.576	1.000									
LC6	-0.011	0.051	0.220	0.485	0.390	1.000								
LC7	0.001	0.189	0.255	0.470	0.427	0.528	1.000							
LC8	-0.263	0.027	0.247	0.182	0.345	0.290	0.238	1.000						
LC9	0.001	-0.083	-0.005	0.164	0.076	0.146	0.170	0.058	1.000					
LC10	0.043	-0.112	-0.289	-0.437	-0.557	-0.523	-0.563	-0.494	-0.446	1.000				
LC11	0.002	0.067	0.036	-0.040	-0.017	-0.055	0.037	0.001	-0.053	0.182	1.000			
LC12	0.022	0.075	0.071	0.244	0.172	0.204	0.191	0.014	0.058	-0.208	0.365	1.000		
LC13	0.041	-0.000	-0.063	0.167	0.036	0.129	0.029	-0.087	-0.095	0.014	-0.166	0.110	1.000	
LC14	-0.013	0.067	0.185	0.047	0.148	-0.024	0.017	0.018	-0.119	0.014	-0.118	-0.058	-0.163	1.000

Tableau I – Corrélations totales entre les variables quantitatives

Axes	Valeurs propres	inertie
1	0,1937	41,4 %
2	0,1517	32,5 %
3	0,0774	16,6 %
4	0,0446	9,5 %

Tableau 2 – Table des valeurs propres

Groupes	Axe 1	Axe 1	Axe 2	Axe 2	Axe 3	Axe 3	Axe 4	Axe 4
1	-0,14	0,03	-0,48	0,35	0,61	0,58	-0,16	0,04
2	-0,25	0,26	-0,25	0,25	-0,32	0,41	-0,14	0,08
3	-0,18	0,15	-0,07	0,03	0,015	0,00	0,39	0,81
4	-0,23	0,10	0,67	0,86	0,10	0,02	0,01	-0,02
5	0,77	0,99	0,02	0,00	-0,03	0,00	0,00	-0,00

Tableau 3 – Centres de gravité des groupes. Pour chaque axe : 1^{re} Colonne: coordonnées des individus sur les axes discriminants ; 2^e colonne: cosinus carrés (qualité de la représentation).

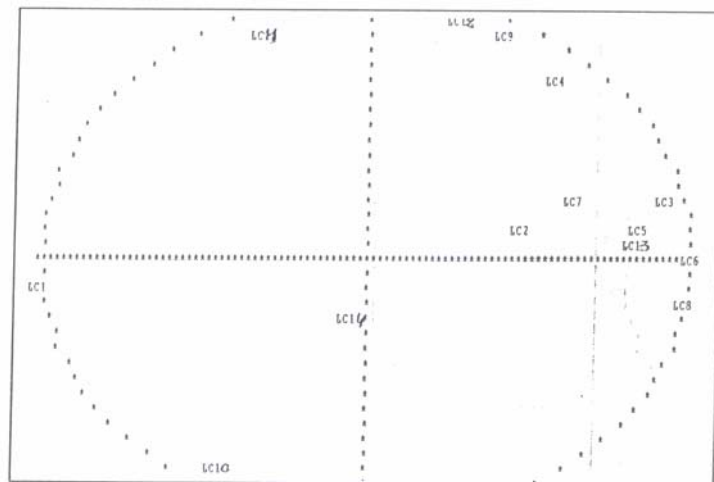


Figure 3 – Cercle de corrélation (Plan 1-2 Axe 1 horizontal; axe 2 Vertical)

Le tableau 1 montre les corrélations entre les variables quantitatives. Elles sont faibles à tous les niveaux. Cela ôte toute relation *a priori* entre les flux d'énergie d'ondes longues des différentes couches. Le tableau 2 indique : que la part d'inertie expliquée par les trois premiers axes, appelée ici « contribution à la variance », est de 0,95. Le premier plan principal explique 74% de l'inertie, l'image obtenue en projetant les groupes dans ce plan peut être considérée comme globalement bonne. La figure 3 et les figures 4.2 et 4.3 dans Diop 1995 donnent les résultats de l'AFD. Les plans discriminants décrivent la dépendance entre le caractère qualitatif "classe temporelle" à 5 modalités (g_1 au moment de passage de L.G., g_2 moins de 6 h après, g_3 plus de 6 h après, g_4 moins de 6 h avant, g_5 plus de 6 h après et un ensemble de 14 caractères quantitatifs (L_{ci} , $i=1, \dots, 14$). Les L_{ci} sont les flux convergents à la couche i . La

partition induite par le caractère qualitatif "classe temporelle" est mise en évidence dans la projection en associant des lettres numérotés (Ai, Bi, Ci, Di, Ei) aux individus appartenant à une même classe (même modalité). On a ainsi une idée, compte tenu des dispersions autour de chacun des centres de gravité g_i , de la séparation, dans le plan discriminant, entre les groupes d'individus associés aux différentes modalités de la variable qualitative.

Dans le premier plan discriminant, les groupes g_1 , g_4 , g_5 , sont bien séparés. Les trois premiers plans sont discriminants pour ces trois groupes (non montré). Par contre les groupes G_2 et G_3 sont très proches, même dans le plan 1-3. L'ensemble (G_2 , G_3) est assez voisin de G_1 mais suffisamment loin de G_4 et G_5 . Dans ces groupes (G_2 , G_3), il y a une prépondérance de flux calculés à partir de sondage diurne. L'effet du forçage solaire apparaît ici.

Conclusion

Des profils énergétiques caractéristiques d'avant et après le passage d'une ligne de grains ont été mis en évidence par l'analyse que nous avons faite sur les données de radiosondage. La répartition en classes des flux radiatifs pour les sondages avant, au moment et après le passage d'une ligne de grains est en accord avec l'analyse factorielle discriminante qui fait ressortir l'effet du forçage diurne.

Bibliographie

- ABREU, L.W. ANDERSON G.P., "The MODTRAN 2/3 Report and LOWTRAN 7 Model", Prepared by Ontar Corporation for PL/GPOS, 1996).
- CAILLIEZ, F. ET P. PAGES ,1976 : Introduction à l'analyse de données. Soc.de mathématiques appliquées et de Sciences humaines.
- DHONNEUR, G., 1974 : Essai de synthèse sur la théorie des lignes de grains en Afrique occidentale.
- DIOP B., 1995 : Etude des échanges énergétiques dans l'atmosphère au passage des lignes de grains à Dakar entre 1968 et 1992. Thèse 3^{ème} cycle 125 pp.
- DIOP B., 1990 : Structure énergétique verticale avant, pendant et après passage de ligne de grains. DEA Université Paris val de Marne, 80p.
- HOUZE, R. A. 1989 : observed structure of mesoscale convective systems and implication for large-scale heating. Quart. J. Meteor. Soc., 115, 425-461.
- MEGREDITCHIAN G. D. 1992 : Le traitement des données multidimensionnelles (approche météorologique) METEO France. Tome 1, N°9, 288pp.
- REDELSPERGER, J. L. AND J. P. LAFORE, 1988 : A three-dimensional simulation of tropical squall lines : convective organization and thermodynamic vertical transport. J. Atmos. i., 45, 134-1356.
- ZIPSER, E. J., 1969 : The role of organized unsaturated convective downdrafts in the structure and rapid decay of an equatorial disturbance. Jour. Appl. Meteor. 8, 799-814.

A propos des Tendances Significatives des Précipitations dans le Bassin méditerranéen (1950-2000)

Annick Douguédroit, Caroline Norrant

Institut de Géographie, UMR ESPACE, Université Aix-Marseille I, France
annick.douguedroit@up.univ-aix.fr et caroline.norrant@up.univ-aix.fr

Résumé: Des ACC appliquées à l'Ibérie méditerranéenne en octobre, l'Ibérie atlantique en mars, la Grèce en janvier et hiver, et le Moyen-Orient en hiver, ont montré qu'entre 1950 et 2000 il existait chaque fois une à deux paires de racines, pluies et géopotential, qui présentaient des tendances significatives, à la diminution pour les pluies et en sens inverse pour les niveaux de géopotential 500hPa. Les tendances linéaires des scores de ces racines masquent des ruptures significatives placées aux mêmes dates sur les deux racines d'une même paire canonique. Les moyennes des deux demi-séries sont dans chaque cas significativement différentes. Ainsi les diminutions significatives des pluies pendant la période 1950-2000 correspondent-elles en fait à la succession de deux périodes multidéennales aux moyennes significativement différentes.

Mots-clés : Précipitations; Tendances linéaires; Variations multidéennales; Bassin méditerranéen

Abstract: It has been shown using CCAs applied to the Mediterranean Iberia during October, to the Atlantic Iberia during March, to Greece during January and winter, and to the Near-East in winter, that from 1950 to 2000 one or two component pairs, rainfall and geopotential, presenting significant decreasing trends for rainfall and increasing for geopotential levels, can be found in each case. Significant breaks put at the same date on both components of the same canonical pair are hidden by those linear trends of the component scores. The averages of the two half-series are significantly different in every case. So significant decreases of rainfall during the 1950-2000 period correspond to the succession of two multidecadal periods with averages significantly different.

Key Words: Rainfall; Linear trends; Multidecadal variations; Mediterranean Basin

Introduction

Des études antérieures ont montré qu'il n'y avait pas de diminution significative générale des précipitations dans l'ensemble du Bassin méditerranéen entre 1950 et 2000 (Trigo et DaCamara 2000, Maheras *et al.*, 2004, Norrant 2004, Norrant et Douguédroit 2006a, 2006b, etc.). On a plutôt affaire à un morcellement spatio-temporel de la région, d'une part en sous-régions sur le plan spatial et d'autre part en différents mois ou saisons sur le plan temporel. C'est ainsi que cinq cas de variations significatives des totaux de pluie ont été déterminés: Ibérie méditerranéenne en octobre, Ibérie atlantique en mars, Grèce en janvier et hiver, et Moyen-Orient en hiver. Toutes présentent une diminution significative des totaux mensuels ou saisonniers de leurs précipitations. L'analyse menée ici à partir de ces cinq cas a pour objectif de rechercher si les limites temporelles usuellement utilisées, le demi-siècle dans notre cas, correspondent bien à des unités temporelles possédant une évolution homogène sur toute la période, ou à des successions d'évolutions multidéennales différentes les unes des autres.

I. Données et méthodes

I.1. Données

Toutes les données de pluie des 62 stations retenues pour l'ensemble du Bassin méditerranéen ont été fournies par le Carbon Dioxide Information Analysis Center (CDIAC, USA), le European Climate Assessment and Dataset (ECA&D, Pays-Bas), Météo France (France) et plusieurs communications personnelles (stations grecques). Toutes les séries retenues ont été testées comme homogènes par le CDIAC, l'ECA&D, ainsi que les stations grecques. Nous avons testé les stations françaises (Météo France) par le test de Mann-Kendall.

Seules les stations des régions signalées plus haut ont été utilisées ici. Ces régions ont été déterminées au préalable par des ACPR (Analyses en Composantes Principales avec Rotation) sur les totaux mensuels et saisonniers des pluies (figure1).

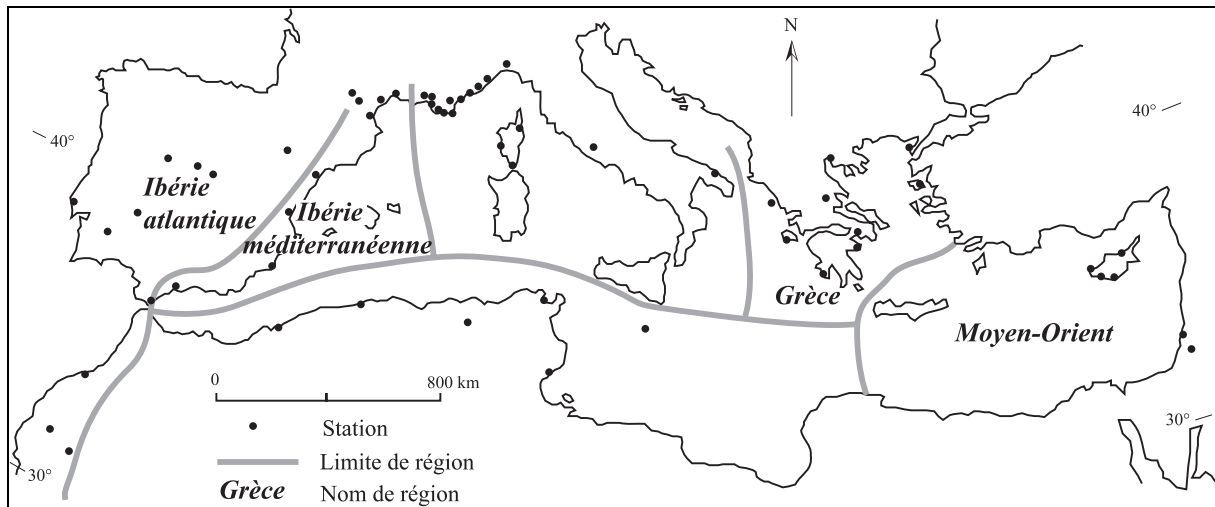


Figure 1 – Réseau des stations de mesure des pluies et régions étudiées

Les niveaux du géopotential 500hPa en points de grille proviennent des réanalyses du NCEP-NCAR (Etats-Unis) fournies selon une grille de $2,5^{\circ} \times 2,5^{\circ}$ de résolution. Ces données ont une fiabilité de niveau A, c'est-à-dire qu'elles sont très fiables et de bonne qualité (Kalnay *et al.*, 1996). Elles ont été utilisées dans une fenêtre atlantico-européenne de 20°N - 70°N lat et 60°W - 60°E long, soit 138 points de grille répartis en losanges de $5^{\circ} \times 5^{\circ}$. Cette fenêtre a été choisie d'après les relations entre les précipitations dans le Bassin méditerranéen et le niveau du géopotential 500hPa (Norrant 2004).

1.2. Méthodes

Des analyses simultanées des précipitations mensuelles ou saisonnières d'une part et des niveaux moyens mensuels ou saisonniers du géopotential 500hPa pendant les jours de pluie d'autre part ont été menées par des Analyses Canoniques des Corrélations ou ACC. Dans chacune des paires de racines obtenues l'une représente les pluies et l'autre une configuration du géopotential au niveau 500hPa, chacune regroupant le maximum de variance des deux groupes de variables initiales; en même temps, leurs séries temporelles (scores) sont corrélées au mieux entre elles. Le coefficient de corrélation, qui est toujours très important entre les deux séries de scores, donne, lorsqu'il est élevé au carré, la part de variance commune entre les deux groupes de variables existant sur une même paire de racines canoniques (Von Storch et Zwiers 1998).

Parmi les 2 à 4 configurations de circulation atmosphérique ainsi obtenues dans chaque cas, seules celles (une ou deux selon les cas et toujours représentant les plus fortes variances expliquées des pluies) dont les tendances linéaires des scores sont significatives, selon le test de Kendall (Sneyers 1990), entre 1950 et 2000 ont été reprises ici. Ce sont elles qui entraînent la diminution significative des pluies à l'échelle de la région.

Nous avons recherché avec le test de Mann-Kendall la présence éventuelle de ruptures dans les séries de scores de pluie et de niveau de géopotential 500hPa (Sneyers 1990). Ces ruptures ont été testées comme significatives au niveau 0,05 par le test de Student (Sneyers 1990).

2. Les tendances linéaires présentes dans les cinq cas

2.1. Diminutions significatives des pluies

Les cinq ACC menées sur l'Ibérie méditerranéenne en octobre, l'Ibérie atlantique en mars, la Grèce en janvier et hiver, et le Moyen-Orient en hiver ont montré pour chacune d'entre elles l'existence de 2 à 4 racines selon les régions représentant autour de 50 % de la variance expliquée des précipitations régionales. Parmi ces racines, seules 1 ou 2 montrent dans chaque région des diminutions significatives des pluies. Elles représentent une part variable de la variance expliquée totale, de 17.2 sur 52 % pour l'Ibérie méditerranéenne en octobre, à 53.8 %, dans le cas de l'Ibérie atlantique en mars, mais elles n'en sont pas moins responsables du caractère significatif des tendances régionales des pluies (tab.1).

Sous-région	mois/saison	racine	variance %	pluies		géopotential		corrélation
				a	tau	a	tau	
Ibérie méditerranéenne	octobre	racine 3	17,2	-0,031	-3,19	0,033	3,30	-.88
Grèce	janvier	racine 2	16,3	-0,027	-2,94	0,023	2,57	-.88
		racine 1	15,9	-0,017	-2,28	0,017	1,87	-.91
	hiver	racine 1	19,4	-0,031	-3,25	0,032	3,3	-.95
		racine 2	12	-0,028	-2,87	0,025	2,62	-.89
Moyen-Orient	hiver	racine 4	11,7	-0,028	-3,07	0,019	1,98	-.77
		racine 2	11,7	-0,028	-2,87	0,025	2,62	-.89
Ibérie atlantique	mars	racine 1	40,6	-0,024	-2,48	0,029	2,92	-.94
		racine 6	13,2	-0,037	-3,82	0,030	2,82	-.66

Tableau 1 – Les cinq cas étudiés: les racines de pluie aux tendances linéaires significatives.

a : coefficient directeur de l'équation de tendance ; tau: test de Kendall ; corrélation : entre les deux séries de scores.

2.2. Augmentations des niveaux du géopotential 500 hPa des racines correspondantes

Les scores des géopotentiels 500hPa de ces racines présentent en même temps une tendance linéaire significative (à l'exception de la racine 1 de l'ACC sur la Grèce en janvier: le tau du test, 1.87, n'atteint pas le seuil de significativité) liée au très haut niveau de corrélation entre les deux séries de scores d'une même racine. Cette tendance est toujours croissante, ainsi diminution des pluies et élévation du niveau du géopotential 500 hPa, ce qui correspond à une augmentation des pressions, évoluent simultanément entre 1950 et 2000 (figure 2).

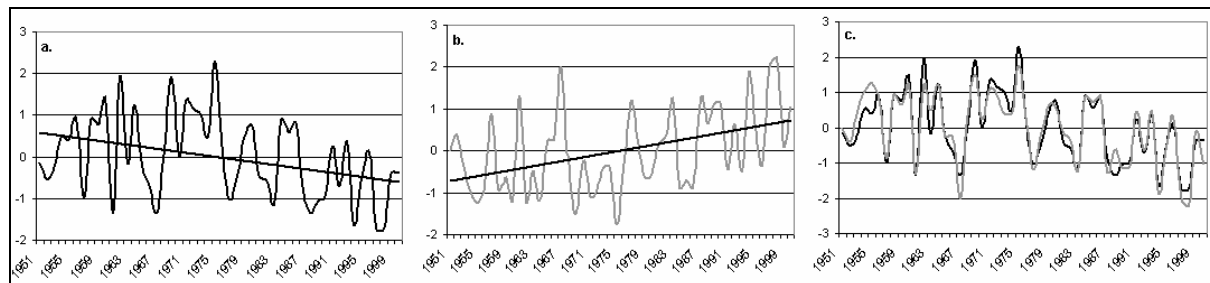


Figure 2 – L'Ibérie atlantique en mars: la paire de scores de la racine 1.

a. scores et tendance linéaire des pluies. b. scores et tendance linéaire du géopotential 500hPa.

c. scores des pluies (en noir) et scores des géopotentiels 500hPa inversés (en gris).

Les configurations représentées par des évolutions significatives sont les suivantes (Norrant 2004, Douguédroit et Norrant 2005):

- en Ibérie méditerranéenne en octobre, racine 3 Est Méditerranée/Est Atlantique
- deux racines pour le littoral atlantique en mars, sur la racine 1 la configuration Ouest Ibérie/Est Méditerranée et sur la racine 6 Nord Ouest Atlantique – Ouest Russie
- deux racines pour la Grèce en janvier, sur la racine 2 Méditerranée centrale/Ouest Russie et sur la racine 1 Ouest Ibérie/Ouest Russie
- deux racine pour la Grèce en hiver, sur la racine 1 Ouest Ibérie/Ouest Russie et sur la racine 2 Méditerranée centrale/Ouest Atlantique
- deux racines pour le Moyen-Orient en hiver, sur la racine 2 Méditerranée centrale/Ouest Atlantique et sur la racine 4 Nord Est Atlantique/Ouest Russie.

3. Des ruptures masquées par les tendances

Nous avons appliqué le test de Mann-Kendall (Sneyers 1990) à toutes les séries de scores des racines significatives signalées plus haut, aussi bien sur celles relatives aux précipitations que sur celles du géopotential 500hPa. Nous avons pu ainsi détecter, dans toutes ces séries susceptibles d'être représentées par une tendance linéaire significative, une rupture dans la variabilité. Ces ruptures se placent à des années identiques pour les pluies et les géopotentiels de la même racine, à l'exception du cas de l'Ibérie méditerranéenne en octobre. Mais elles sont situées à des dates différentes selon les cas (tab.2). Rappelons néanmoins que si on peut conclure affirmativement à une rupture d'après les résultats du test, la date de cette rupture n'est donnée qu'approximativement. Nous avons retenu ici celle qui correspondait exactement au croisement des courbes, progressive et rétrograde, du test.

Sous-région	mois/saison	racine	date de rupture	Pluies		Géopotential	
				1	2	1	2
Ibérie méditerranéenne	octobre	racine 3	1975/1978	.41	-.41	-.38	.48
Grèce	janvier	racine 2	1976	.24	-.36	-.21	.32
		racine 1		.24	-.35	-.26	.40
	hiver	racine 1	1978	.39	-.58	-.38	.57
		racine 2		.20	-.29	-.18	.27
Moyen-Orient	hiver	racine 4	1978	.28	-.43	-.19	.29
		racine 2		.20	-.29	-.18	.27
Ibérie atlantique	mars	racine 1	1985	.28	-.65	-.30	.69
		racine 6	1970	.76	-.51	-.55	.37

Tableau 2 – Dates de rupture selon les racines de l'ACC dans chaque région, et moyenne des scores des pluies.

1 : sous-série avant la date de rupture. 2 : sous-série après la date de rupture

Toutes les demi-séries de part et d'autre des différentes ruptures ont été testées comme significativement différentes par le test de Student (Sneyers, 1990) aussi bien pour les précipitations que pour le géopotential 500hPa (figure 3).

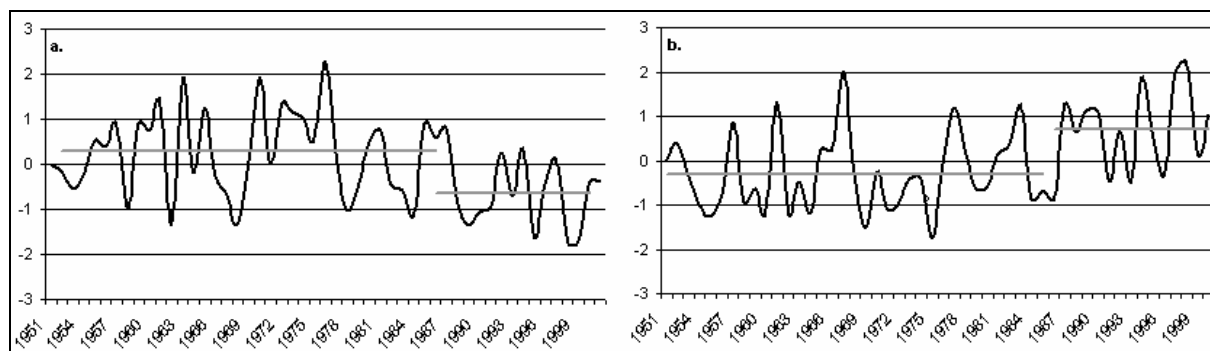


Figure 3 – Exemple de rupture dans les séries de scores: le cas de la racine I de l'Ibérie atlantique en mars.
a: scores des pluies. b: scores du niveau du géopotential 500hPa. En grisé les moyennes des séries.

Ainsi les tendances significatives qui représentent les séries de scores des ACC portant sur les pluies et les géopotentiels entre 1950 et 2000 masquent-elles la succession de deux périodes multiséculaires aux moyennes significativement différentes et séparées par une rupture qui se produit la même année pour chaque paire de racines. On peut aussi souligner au passage la cohérence entre l'évolution des précipitations et de la circulation atmosphérique correspondante dans chaque paire canonique. On retrouve bien ici dans ces cas étudiés entre 1950 et 2000 le phénomène général des successions de périodes multiséculaires que certains auteurs ont déjà souligné (Xoplaki *et al.*, 2004).

De tels résultats amènent à la plus grande prudence sur l'interprétation d'études faites avec des limites conventionnelles tels le siècle ou le demi-siècle, fixées indépendamment de toute référence climatique.

Conclusion

Nous avons retenu pour cette étude les cinq cas, Ibérie méditerranéenne en octobre, Ibérie atlantique en mars, Grèce en janvier et hiver, et Moyen-Orient en hiver, pour lesquels des études antérieures avaient montré l'existence de tendances significatives des totaux de précipitations entre 1950 et 2000, tendances d'ailleurs toutes à la diminution (Norrant 2004, Norrant et Douguédroit 2006a). Des ACC appliquées à ces cas ont permis de voir qu'il existait chaque fois une à deux paires de racines, pluies et géopotential, qui présentaient elle-mêmes des tendances significatives, à la diminution pour les pluies et en sens inverse pour les niveaux de géopotential 500hPa. D'après l'étude des scores de ces racines, ces tendances linéaires masquent dans chaque cas des ruptures estimées comme significatives par les tests de Mann-Kendall et de Student (Sneyers 1990) et placées aux mêmes dates sur les deux racines d'une même paire canonique sauf dans un cas. Les moyennes des scores des deux demi-séries ont été dans chaque cas montrées comme significativement différentes par le test de Student (Sneyers 1990). Ainsi les cas de diminution significative des pluies pendant la période 1950-2000 correspondent-ils en fait à la succession de deux périodes multiséculaires aux moyennes significativement différentes, la première commençant avant 1950 et la seconde se terminant à une date encore inconnue.

Bibliographie

DOUGUEDROIT A., NORRANT C., 2005: Modifications significatives de la circulation atmosphérique pluvieuse dans le Bassin méditerranéen (1950-2000), *Actes du 18^e colloque de l'AIC*, Gênes, 7-11 sept. 2005, 173-176.

- 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 B., JENNE R., JOSEPH D., 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Am. Met. Soc.*, **77**, 437-472.
- MAHERAS P., TOLIKA K., ANAGNOSTOPOULOU C., VAFIADIS M., PATRIKAS I., FLOCAS H., 2004: On the relationships between circulation types and changes in rainfall variability in Greece, *Int. J. Climatol.*, **24**, 1695-1712
- NORRANT C., 2004: *Tendances pluviométriques indicatrices d'un changement climatique dans le Bassin méditerranéen de 1950 à 2000. Etude diagnostique*. Thèse soutenue à l'Université Aix-Marseille I, 261p. + annexes.
- NORRANT C., DOUGUEDROIT A., 2005: Diminution significative des précipitations en Grèce et modifications de la circulation atmosphérique. Le cas de janvier de 1951 à 2000, *Actes du 18^{ème} colloque de l'AIC*, Gênes, 7-11 sept. 2005, 169-172.
- NORRANT C., DOUGUÉDROIT A., 2006a: Monthly and daily precipitation trends in the Mediterranean (1950-2000), *Theoretical and Applied Climatology*, **83**, 1-4: 89-106.
- NORRANT C., DOUGUÉDROIT A., 2006b: Changes in the 500hPa geopotential height trigger a significant trend of rainfall decrease in the Mediterranean Basin (1950-2000), *Climate Dynamics*, 20p. soumis
- SNEYERS R., 1990: On the statistical analysis of series of observation. *WMO, Technical Note n° 143*, Geneve.
- TRIGO R M., DACAMARA C. C., 2000: Circulation weather types: their influence on the precipitation regime in Portugal, *International Journal of Climatology*, **20**, 1559-1598.
- VON STORCH H., ZWIERS F.W., 1998: Statistical analysis in climate research. *Cambridge University Press, UK*.
- XOPLAKI E., GONZALEZ-ROUCO J.F., LUTERBACHER J., WANNER H., 2004: *Wet season Mediterranean precipitation variability: influence of the large-scale dynamics and trends*, *Clim. Dyn.*, **23**, 63-78

Quantification spatiale du changement de régime pluviométrique hivernal dans le Bassin Rhin-Meuse

Gilles Drogue¹, Christian Wagner², Laurent Pfister²

1 Centre d'Etudes Géographiques de l'Université de Metz,
UFR Sciences Humaines et Art, France
drogue@univ-metz.fr

2 EVA, Centre de Recherche Public, Gabriel Lippmann, Belvaux
Grand-Duché de Luxembourg
pfister@lippmann.lu

Résumé : Depuis la fin des années 1970, sous l'effet d'une excitation positive de basse fréquence de l'ONA (Oscillation Nord-Atlantique), la circulation atmosphérique zonale perturbée d'ouest est devenue plus fréquente et plus persistante sur l'Europe du Nord-Ouest. L'occurrence répétée au cours de cette période d'inondations de grande ampleur sur certains tributaires du bassin Rhin-Meuse, pose la question du corollaire entre ce changement de régime de temps et un changement de régime pluviométrique hivernal. L'objet de cet article est de démontrer l'existence de cette corrélation et d'en expliquer la variabilité spatiale par le truchement des caractéristiques du relief de la région d'étude. Les analyses statistico-topographiques menées à partir de 95 postes pluviométriques et de 50 ans de données quotidiennes, mettent en évidence une non stationnarité du régime pluviométrique hivernal au cours des cinquante dernières années et une anisotropie zonale affectant sa distribution spatiale.

Mots-clés : précipitations hivernales d'ouest, non stationnarité, interpolation statistico-topographique, bassin Rhin-Meuse

Abstract: Over the past three decades, as a consequence of a preferred excitation of a given atmospheric regime close to the positive phase of the North Atlantic oscillation (NAO), westerly cyclonic circulation has been more frequent and persistent over Northwestern Europe. Large flooding occurrences in the Rhine-Meuse basin during this period raise question of a possible correlation between this atmospheric circulation trend and a winter rainfall regime change. The purpose of this paper is therefore to demonstrate that the winter rainfall change is detectable and that its spatial variability is related to the topographical characteristics of the study area. A statistical-topographic analysis performed on 95 rainfall time series and 50 years of daily data, indicates a change-point around the end of the 1970s, after which the winter rainfall due to westerly atmospheric fluxes increased. The resulting geographical patterns show a zonal anisotropism of the winter rainfall regime change implying an intensification of horizontal rainfall gradients.

Key Words: westerly winter rainfall, non stationnarity, statistical-topographic interpolation, Rhine-Meuse basin

Introduction

A l'échelle des 25 dernières années, l'occurrence rapprochée de crues océaniques de saison froide associées à des séquences pluvieuses totalisant des quantités de pluie « anormales » sur l'Europe du Nord-ouest, pose la question de l'impact d'un changement climatique récent sur la fréquence des crues débordantes des grands fleuves et de leurs affluents. Si le jeu des confluences et la concomitance des ondes de crues ont pu localement aggraver le débordement massif de certains fleuves, comme ce fut le cas par exemple du Rhin à Coblenze lors de la crue de janvier 1995, le changement de régime de temps hivernal constaté depuis la fin des années 1970 a joué un rôle incontestable dans la genèse de ces épisodes de crue historiques. Ce changement de régime de temps hivernal, se traduisant par des hivers plus humides, correspond à une augmentation de la fréquence et de la persistance du flux zonal perturbé d'ouest.

D'après les travaux de Cassou (2004), l'excitation positive de basse fréquence de l'ONA (Oscillation Nord-Atlantique) conditionnée pour partie par l'action de l'océan Atlantique tropical Nord sur l'atmosphère des moyennes latitudes, et semble-t-il par l'accroissement d'origine anthropique de la concentration des gaz à effet de serre, explique pour une grande part ce renforcement du flux zonal perturbé d'ouest en hiver sur l'Europe du Nord-ouest.

Il convient dès lors de s'interroger sur deux points: i) Un changement de régime pluviométrique hivernal pourrait-il servir de marqueur au changement de régime de temps avéré pour la même saison depuis la fin des années 1970 sur l'Europe du Nord-Ouest et singulièrement au sein du bassin Rhin-Meuse ? ii) Ce changement de régime pluviométrique hivernal est-il un phénomène régionalisé et donc spatialisable ?

I. Données et méthodes

Bordé à l'ouest par la Meuse et à l'est par le Rhin, le territoire considéré couvre approximativement 105 000 km² et comprend des unités de relief variées comme les reliefs de côte de Lorraine, les massifs vosgien et ardennais ou encore la plaine d'Alsace (figure 1). La disposition et les caractéristiques des massifs montagneux, au premier rang desquels figure le massif vosgien, induisent une dégradation brutale du climat semi-océanique du plateau lorrain relayé vers l'est par un climat tempéré encore semi-océanique, mais où la continentalité s'exprime avec plus de vigueur.

I.1. Information météorologique et topographique

Les séries quotidiennes de précipitation collectées auprès des différents services météorologiques nationaux (Météo-France, Service Météorologique de l'Aéroport et Ministère de l'Agriculture du Luxembourg, le Deutscher Wetterdienst, l'Institut Royal Météorologique de Belgique) couvrent la période 1954-2002. Les séries quotidiennes de précipitation brutes ont été soumises à une procédure de critique qui s'est articulée autour de plusieurs étapes :

1. Les métadonnées des différentes stations pluviométriques ont été rassemblées autant que possible. Par exemple le service Climathèque de Météo-France précise l'historique de chaque station pluviométrique (relocalisation, etc.) et permet donc d'interpréter le comportement douteux de certaines séries chronologiques.
2. Les cumuls annuels et mensuels de la série à valider ont ensuite été corrélés à ceux d'une station de référence (station synoptique ou station pluviométrique connue pour sa fiabilité comme par exemple Longemer dans les Hautes-Vosges).
3. En cas de détection d'un cumul suspect, les valeurs quotidiennes ont été consultées et le cas échéant corrigées.
4. L'identification des ruptures d'homogénéité a été effectuée à l'aide du test statistique d'Alexandersson (Alexandersson, 1986). En cas de rupture avérée la série chronologique a été évincée de l'échantillon.
5. Les lacunes ont été comblées par la méthode du plus proche voisin pour de très courtes périodes en utilisant des points de mesure additionnels le cas échéant.
6. Les séries validées ont ensuite été ajoutées au lot des séries de référence.

La démarche s'est poursuivie ainsi itérativement jusqu'à épuisement du réseau de mesure. Sur 107 stations pluviométriques disponibles au départ de l'étude, 95 stations pluviométriques dont 14 stations synoptiques ont finalement été retenues ; elles documentent les principales unités topographiques de la région étudiée (figure 1) mais se localisent préférentiellement en zone de plateau, de fond de vallée ou de plaine. A peine 10 pluviomètres sont situés à plus de 500 m d'altitude, ce qui constitue un handicap important en vue d'une cartographie statistico-topographique des tendances pluviométriques. Les totaux pluviométriques quotidiens enregistrés sur la période 1954-2002 ont permis de déterminer pour chaque poste de mesure le total de précipitations hivernal (octobre-mars) par flux d'ouest sur la même période.

La notion de flux zonal perturbé d'ouest correspond au type de circulation atmosphérique Wz de la classification des Grosswetterlagen de Hess et Brezowski (Gerstengarbe et Werner, 1999). Cette classification comporte 29 types de circulation atmosphérique caractérisés à l'échelle de l'Europe continentale et offre l'intérêt d'être disponible au pas de temps quotidien de 1954 à 2002. Son principal défaut est de couvrir une zone géographique très étendue et donc de ne pas être fortement discriminante à l'égard du fait pluviométrique à une échelle régionale. Le type Wz est néanmoins un type de circulation atmosphérique bien typé qui s'installe par séquences de plusieurs jours et qui se traduit en général par le passage de systèmes pluvieux frontaux océaniques affectant toute la région d'étude. Il est donc particulièrement adapté à l'analyse des relations entre l'évolution en fréquence et en persistance de ce type de circulation atmosphérique et les précipitations au sol.

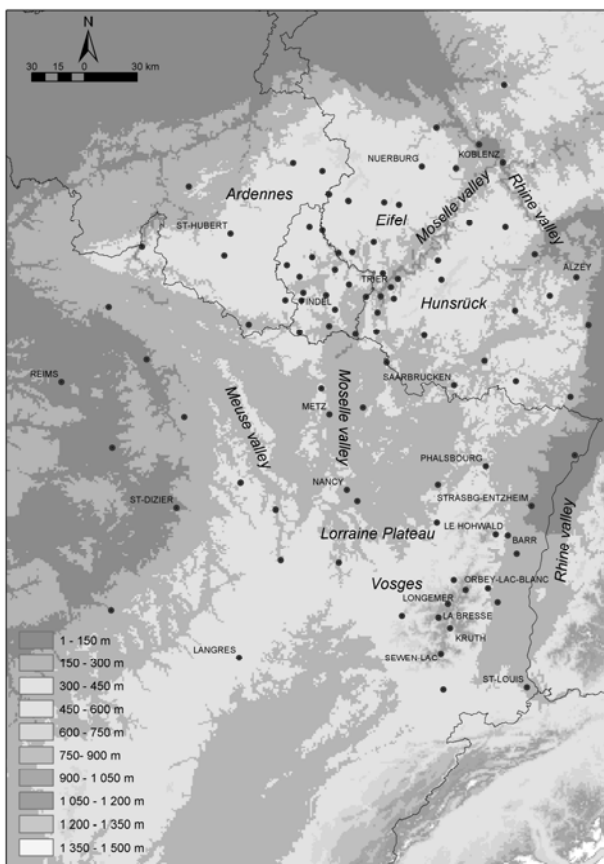


Figure 1 – Localisation de la zone d'étude et réseau d'observation pluviométrique. Tous les postes pluviométriques cités dans le texte ou sur une figure sont labellisés sur la carte ci-contre.

Le MNT qui a servi à déterminer les descripteurs morphométriques (cf. *infra*) est fourni en ligne par le National Geophysical Data Center hébergé par la NOAA (<http://www.ngdc.noaa.gov/seg/topo/globe.shtml>). Il s'agit d'un MNT de résolution kilométrique que nous avons géoréférencé en Lambert II étendu.

1.2. Test statistique de la stationnarité d'une série temporelle

De nombreux auteurs ont développé des techniques statistiques permettant de mettre en évidence une ou plusieurs ruptures d'homogénéité au sein d'une série chronologique (e.g. Caussinus et Mestre, 2004). Le test d'hypothèse non paramétrique de Mann-Kendall a été utilisé dans le but de vérifier l'existence et la significativité d'une tendance monotone au sein des séries de total de précipitations hivernal par flux d'ouest retenues pour l'étude (Kendall, 1962). Dans un second temps, les années potentielles de rupture de stationnarité au sein des séries temporelles ont été mises en évidence à l'aide du test d'hypothèse non paramétrique de

Mann-Whitney-Pettitt (Pettitt, 1979). Sur la base des résultats de l'analyse statistique précitée l'amplitude du saut de moyenne affectant le total de précipitations hivernal (octobre-mars) par flux d'ouest antérieurement et postérieurement à 1979 (variable siglée APOH pour Accroissement des Précipitations d'Ouest Hivernales) a été déterminé pour les 95 postes pluviométriques sélectionnés.

1.3. Méthode d'interpolation spatiale

La méthode de cartographie en point de grille mise en œuvre pour tenter de spatialiser le changement de régime pluviométrique hivernal se dénomme Pluvia. Cette méthode exploite les liens statistiques existant entre les pluies recueillies ponctuellement et l'environnement topographique du poste de mesure (Drogue *et al.*, 2002). La méthode Pluvia assigne à chaque poste de mesure, une série de fenêtres régulièrement croissantes, de 1 à 30 km de côté et ouvertes sur le MNT dans les 9 directions cardinales. Sur chacune de ces fenêtres sont calculés 8 paramètres d'altitude : la moyenne, l'écart-type, le coefficient de variation et 5 quantiles de la courbe hypsométrique. L'environnement topographique de chaque poste pluviométrique est donc caractérisé par plus de 2000 descripteurs. L'estimation de la variable à interpoler s'obtient par application sur une grille régulière de résolution 1x1 km de l'équation de régression multiple linéaire suivante :

$$\text{APOH}(x_0) = a_0 + a_1 (X_1) + a_2 (X_2) + \dots + a_j (X_n) + \varepsilon \quad (1)$$

où $\text{APOH}(x_0)$ est la valeur estimée de l'accroissement des précipitations d'ouest hivernales au point de grille x_0 , a_j , le j ème coefficient de régression, X_n , le n ème descripteur topographique et ε le résidu de régression interpolé par krigeage ordinaire. Le couloir de confiance associé à l'estimation statistique de la variable APOH s'obtient par la formule suivante (Van Storch et Zwiers, 1999):

$$\hat{y}_0 \pm t_{\alpha/2; (n-p-1)} \hat{\sigma}_E \sqrt{1 + \mathbf{x}^T (X^T X)^{-1} \mathbf{x}} \quad (2)$$

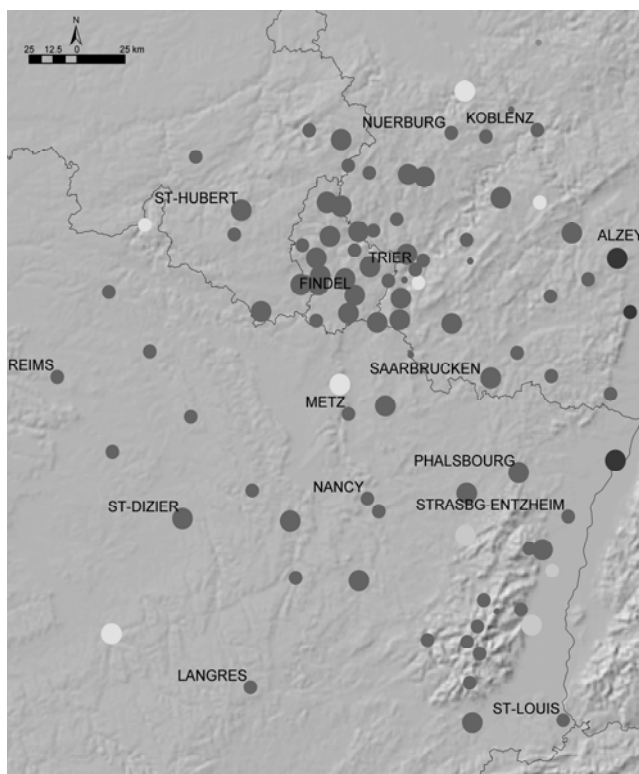
où \hat{y}_0 est l'estimation de APOH via (1), $t_{\alpha/2; (n-p-1)}$ est le quantile approprié de la distribution du t de Student, $n-p-1$ le nombre de degrés de liberté, n le nombre de postes pluviométriques, p le nombre de prédicteurs impliqués dans (1), $\hat{\sigma}_E$ l'erreur standard du modèle de régression, \mathbf{x} le vecteur de prédicteurs par point de grille, X la matrice contenant les $k + 1$ colonnes (k prédicteurs + 1'ordonnée à l'origine du modèle) pour les n postes pluviométriques utilisés pour ajuster l'équation de régression multiple (1).

2. Résultats (Drogue *et al.*, 2006)

2.1. Analyse de tendance

Les valeurs du tau de Kendall associées aux 95 séries de total de précipitations hivernal par flux d'ouest sont toutes positives et statistiquement significatives au seuil de 5 % (figure 2), ce qui indique donc une tendance à l'accroissement de celui-ci sur la période étudiée. Le test de Mann-Whitney-Pettitt démontre qu'une rupture d'homogénéité significative affecte la grande majorité des séries temporelles en 1979, année qui coïncide avec la bascule du régime de temps hivernal vers un régime ONA⁺ sur l'Europe du Nord-Ouest (Cassou, 2004). Celle-ci inaugure donc une période d'occurrences plus fréquentes des journées Wz pluvieuses, en hiver, sur la zone d'étude.

2.2. Cartographie du changement de régime pluviométrique hivernal



Kendall's tau values



Figure 2 – Valeurs du tau de Kendall et années de rupture identifiées d'après le test de Mann-Whitney-Pettitt sur les 95 séries du total de précipitations hivernal par flux d'ouest (période 1954-2002). La valeur critique du taux de Kendall est ± 1.66 au seuil de 5 %.

Les résultats de la validation croisée montrent que Pluvia est apte à reproduire 80 % de la variance des observés avec 5 descripteurs topographiques pour un biais d'estimation proche de zéro (figure 3). L'application du modèle de régression (1) aux nœuds d'une grille de résolution 1 km et la correction des valeurs brutes par la couche des résidus krigés a permis de produire une cartographie régionale de la variable APOH (figure 4). Le champ des valeurs de APOH est structuré par les grands linéaments du relief avec un effet de lissage induit par l'utilisation de descripteurs déterminés sur des fenêtres de taille comprise entre 7 et 30 km. La configuration spatiale de la figure 4 fait bien ressortir des zones à forts gradients (transect Remiremont-Colmar par exemple dans la partie centrale des Vosges) où l'accroissement des précipitations hivernales par flux d'ouest postérieurement à 1979 diminue rapidement sur de courtes distances.

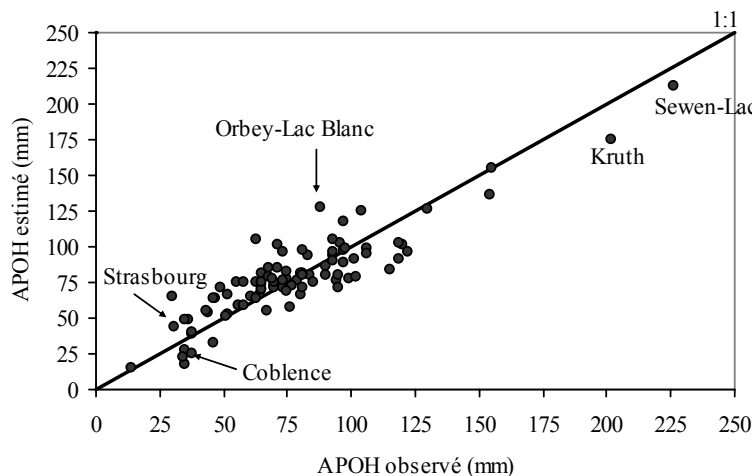


Figure 3 – Validation croisée (procédure Jack-knife) des estimés (sans correction par les résidus de régression) de la variable APOH (Accroissement des Précipitations d'Ouest Hivernales) par la méthode Pluvia.

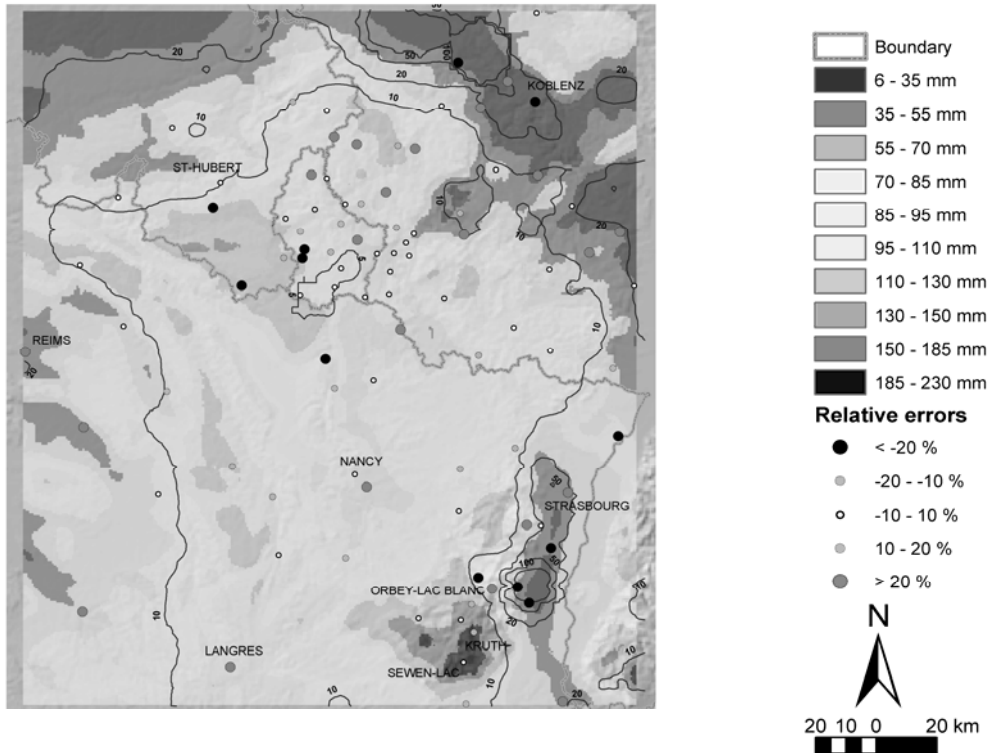


Figure 4 – Interpolation statistico-topographique de la variable APOH (Accroissement des Précipitations d'Ouest Hivernales sur la période 1954-2002). L'erreur relative entre estimés et observés est indiquée pour chaque poste pluviométrique. Les isolignes $\pm 5\%$... $\pm 100\%$ sont également reportées, i.e. l'isoligne $\pm 10\%$ signifie qu'il y a 95 % de chance pour que la valeur réelle de la variable APOH se situe à $\pm 10\%$ de la valeur cartographiée.

Conclusion

L'analyse statistique des précipitations d'ouest hivernales dans la partie médiane du bassin Rhin-Meuse révèle l'existence d'une non stationnarité à partir de la fin des années 1970 et d'une variabilité spatiale de l'amplitude du saut de moyenne qui serait nécessaire à prendre en compte dans les stratégies de désagrégation d'échelle qui sous-tendent l'élaboration des scénarios climatiques futurs par les modèles de climat.

Bibliographie

- ALEXANDERSSON H., 1986 : A homogeneity test applied to precipitation data. *Journal of Climatology*, **6**, 661–675.
- CAUSSINUS H, MESTRE O., 2004 : Detection and correction of artificial shifts in climate series. *Journal of the Royal Statistical Society Series C*, **53**, 405–425.
- CASSOU C., 2004 : Du changement climatique aux régimes de temps: l'oscillation nord-atlantique. *La Météorologie*, **45**, 21–32.
- DROGUE G, HUMBERT J, DERAISME J, MAHR N, FRESLON N., 2002 : A statistical-topographic model using an omnidirectional parameterization of the relief for mapping orographic rainfall. *International Journal of Climatology*, **22**, 599–613.
- DROGUE G., WAGNER C., MAHR N., HOFFMANN L., PFISTER L., 2006 : Topography and recent winter rainfall regime change in temperate Western European areas: a case study in the Rhine-Meuse basin. *International Journal of Climatology*, sous presse.
- GERSTENGARBE FW, WERNER PC., 1999 : *Katalog der Grosswetterlagen nach Paul Hess und Helmuth Brezowski 1881–1998*, Berichte des Deutschen Wetterdienstes, 113, 4th edn. Deutscher Wetterdienst: Offenbach am Main; 138.
- KENDALL MG., 1962 : *Rank Correlation Methods*, 3rd edn. Hafner Publishing Company: New York.
- PFISTER L, DROGUE G, EL IDRISSE A, IFFLY J-F, POIRIER C, HOFFMANN L., 2004 : Spatial variability of trends in the rainfall-runoff relationship: a mesoscale study in the Mosel basin. *Climatic Change*, **66**, 67–87.
- VON STORCH H, ZWIERS W., 1999 : *Statistical Analysis in Climate Research*. Cambridge University Press, Cambridge, 484 p.

Etude comparée des températures en forêt et sur pâturages dans la région d'Alta Floresta, Brésil

Vincent Dubreuil, Vincent Nédélec, Jean-François Mallet

COSTEL UMR 6554 CNRS – LETG, Université Rennes 2, France
vincent.dubreuil@uhb.fr , vincent.nedelec@uhb.fr

Résumé : La transformation de la forêt en pâturages en Amazonie brésilienne a des conséquences sensibles sur le climat à l'échelle locale. Cet article propose de comparer les températures mesurées entre 2002 et 2006 à partir d'observations locales dans la région d'Alta Floresta (Mato Grosso, Brésil) entre un espace déboisé et un massif forestier situé dans une réserve. Le secteur défriché apparaît toujours globalement plus chaud et plus sec (de 5 à 10 %) que la région forestière. Cet écart est surtout marqué en journée où il atteint en moyenne près de 2°C mais semble également augmenter pendant la nuit avec l'arrivée de la saison sèche (+ 0,5°C).

Mots-clés : Déforestation, températures, Amazonie

Abstract: The transformation of the forest into pastures in the Brazilian Amazon leads to significant climatic consequences at a local scale. This paper proposes to compare the temperatures observed between 2002 and 2006 using local measurements in the area of Alta Floresta (Mato Grosso, Brazil) between a cleared sector and a forested one located in a reserve. The cleared sector always appeared hotter and drier (from 5 to 10%) than the forested area. This variation was especially marked during the day when it reached on average about 2°C but also seemed to increase during the night with the arrival of the dry season (+ 0,5°C).

Key Words: Deforestation, temperatures, Amazonia

Introduction

De nombreuses études ont souligné la spécificité du climat de l'Amazonie et notamment l'importance de l'interaction entre la forêt et le climat (Nimer, 1989). Outre les précipitations, la forêt assure le maintien d'une forte humidité et d'une gamme de températures assez élevées (30 à 34° le jour, 15 à 20° la nuit en moyenne). Toute modification importante du couvert végétal doit donc avoir des conséquences climatiques et hydrologiques (Lean et Warilow, 1989). Ainsi, la transformation du paysage et principalement le remplacement de la forêt tropicale par des pâturages contribue à modifier sensiblement le bilan radiatif à l'échelle locale. Cette étude vise à quantifier l'importance du changement thermique imposé par la déforestation dans une région du front pionnier de la marge méridionale de l'Amazonie brésilienne (région d'Alta Floresta au nord de l'Etat du Mato Grosso). Après avoir présenté les conditions générales du bilan radiatif, nous décrirons la méthodologie mise en œuvre entre 2002 et 2006 pour mesurer les différences entre forêt et pâturages et les principaux résultats obtenus.

I. Comparaison du bilan radiatif entre forêt et pâturages

Pour quantifier l'amplitude du changement climatique dû à la déforestation, de nombreux dispositifs expérimentaux ont été implantés en Amazonie, souvent dans le cadre de collaborations internationales comme les programmes ARME (*Amazon Region Micrometeorological Experiment*), ABRACOS (*Anglo-Brazilian Climate Observation Study*, Gash et al., 1996) ou plus récemment LBA (*Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia*), programme conjoint entre l'INPE et la NASA. Les sites instrumentés les plus fournis et couvrant la période la plus longue (et souvent utilisés dans la littérature) sont ceux de Manaus et du Rondônia dans la région de Ji-Paraná ; ces sites sont généralement constitués de doublons de tours de mesures en forêt et en pâturage, parfois également dans des secteurs de repousse (*capoeira*). Comme il est illusoire de vouloir saisir la diversité et la complexité

des interactions végétation-atmosphère à partir de ce nombre limité de grandes stations expérimentales, des installations plus sommaires ont été installées plus récemment : ainsi dans le Mato Grosso, les sites de Sinop (une des rares installations en forêt de transition, Vourtilis *et al.*, 2002) et Alta Floresta fournissent depuis peu (elles n'ont pas pu être utilisées pour ce travail) des données encore lacunaires.

Les mesures complètes réalisées dans le Rondônia vont permettre de comprendre comment, dans des conditions climatiques assez voisines de la région d'Alta Floresta, vont s'exprimer les différences observées entre la forêt et les pâturages. Le bilan radiatif global présente, d'abord, des écarts sensibles au-dessus des deux types de couvert. Celles-ci reposent surtout sur la différence d'albédo (variant de 0,11 à 0,14 sur la forêt contre 0,18 à 0,22 sur les pâturages) et au rayonnement infrarouge émis par les surfaces. Ce dernier est également plus élevé sur les pâturages, surtout pendant la journée, alors qu'il est proche de celui de la forêt pendant la nuit. La plus grande déperdition infrarouge diurne et le plus fort albédo des pâturages conduisent à un bilan net favorable à la forêt (Von Randow *et al.*, 2004). En outre, alors que les flux de chaleurs sensible et latente varient peu au-dessus de la forêt (le rapport de Bowen reste compris toute l'année entre 0,3 et 0,4), les valeurs au-dessus des pâturages sont très variables au cours de l'année. Pendant la saison sèche, le flux de chaleur latente diminue fortement sur les pâturages alors qu'en forêt l'enracinement des arbres leur permet de puiser de l'eau dans le sol et continuer à assurer un flux comparable à la saison humide. Le flux de chaleur sensible est toujours nettement plus élevé pour les pâturages, même pendant la saison humide. Au total, le rapport de Bowen des pâturages est marqué par une forte saisonnalité, passant de 0,4 en saison humide à 0,8 en saison sèche. A l'échelle locale, l'augmentation de la part du flux de chaleur sensible au détriment du flux de chaleur latente doit se traduire par une augmentation des températures maximales observées sous abri en région défrichée. Enfin, pendant la saison sèche, l'intensité du flux de chaleur sensible sur les pâturages a pour conséquence d'épaissir la couche limite convective (CBL *Convective Boundary Layer*) d'environ 500 mètres supplémentaires par rapport à la forêt (Fisch *et al.*, 2004). Loin de rester confinée dans les basses couches, le changement de surface a donc des répercussions sur différents niveaux de l'atmosphère.

2. Région d'études et méthodologie

Pour préciser les conséquences climatiques locales de la déforestation, nous avons utilisé des mesures réalisées, entre 2002 et 2006, à partir de deux stations Davis-WM2 fixes installées dans la région d'Alta Floresta (figure 1). Le plus gênant pour ce type d'étude est l'impossibilité de trouver à proximité d'Alta Floresta des grands massifs forestiers relativement préservés : en effet, rares sont les massifs intacts dans la région (y compris dans les réserves !) qui n'ont pas été au moins partiellement exploités par les bûcherons notamment pour extraire les essences précieuses, sans parler des espaces purement et simplement déboisés. A cela s'ajoute la contrainte, non négligeable sur le terrain, d'accéder à un site intéressant en forêt : clairière pas trop grande dans un massif forestier pas trop petit... Pour toutes ces raisons notre choix s'est porté sur le site de l'hôtel du parc Cristalino (parc de 185 000 hectares créé en 2000 par l'Etat du Mato Grosso après de nombreux litiges avec les éleveurs des fazendas voisines) situé à 36 kilomètres (à vol d'oiseau) de la ville d'Alta Floresta. Le site est encore largement forestier et son intérêt a aussi retenu l'attention des membres du projet LBA qui y ont récemment installé une tour d'observation.

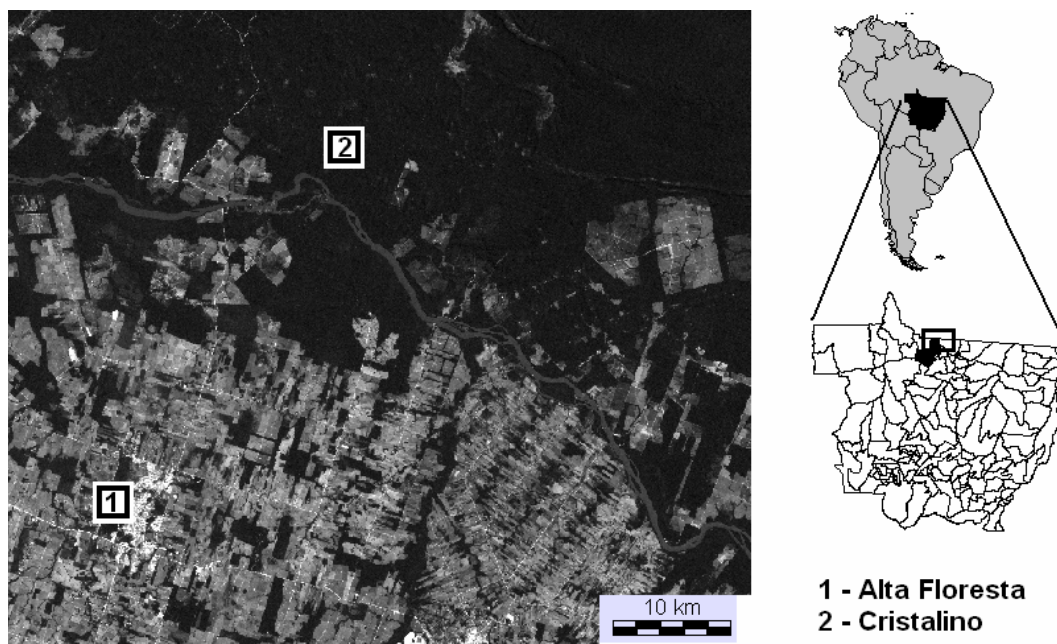


Figure 1 – Localisation du site de mesures (fond d'image : Landsat-7 (TRFIC), C3, 30/05/2002, forêt en noir)

La région d'Alta Floresta (10°S et 56°W environ), se situe dans le tiers sud de la forêt ombrophile dense amazonienne, sur le versant sud de la Serra do Cachimbo (Pará) dans une large boucle que décrit le fleuve Teles Pires. La mise en valeur de cette région a commencé dans les années 1970 en marge de la BR-163 (route Cuiabá-Santarém). Une intense exploitation aurifère a précédé puis accompagné une importante vague d'immigration et de défrichements. Cédées à bas prix à la firme Indeco, les terres ont en effet rapidement été loties puis vendues à des propriétaires venus essentiellement du sud du pays (Etats de Paraná, Santa Catarina, Rio Grande do Sul). Largement couverte de pâturages, la région d'Alta Floresta tire aujourd'hui l'essentiel de ses revenus de la production de viande bovine (près de 700 000 têtes de bétail). Avec 40000 habitants, la ville d'Alta Floresta est devenue le centre économique de l'extrême nord de l'Etat et un centre administratif et tertiaire (universités, hôpitaux, etc.) ainsi qu'une étape indispensable vers les nouveaux centres pionniers situés plus à l'ouest (Nédélec, 2005).

3. Résultats

Les relevés climatiques de la figure 2 montrent que, à la fin février et au début du mois de mars, soit dans la deuxième moitié de la saison des pluies, la différence entre la zone forestière et les pâturages est très sensible en journée et surtout au cours de l'après-midi (+2°C vers 20h00 UTC). Les observations montrent des écarts souvent supérieurs à 4°C et même supérieurs à 6°C pour 3 journées. La moyenne des minima et des maxima confirme le plus important réchauffement diurne de la zone rurale : + 0,2°C pour les minima contre +1,7°C pour les maxima. Même si, en cette saison, l'activité végétale des pâturages est importante, le flux de chaleur sensible y reste bien supérieur à celui observé en forêt et contribue à y maintenir, en cours de journée, des températures plus élevées.

Le mois d'avril (figure 3), qui reste bien arrosé avec 210mm mesurés, confirme le plus fort échauffement diurne du secteur rural : les chiffres sont proches de ceux du mois de mars avec un écart de près de 1°C pour les maxima et des écarts supérieurs à 5°C vers 20 heures pour 3 journées également. Si l'écart moyen apparaît moins fort que pour le mois de mars en fin d'après midi, ceci est dû essentiellement aux trois après-midi fortement couvertes et pluvieuses qu'a connu la région d'Alta Floresta les 7, 15 et 27 avril (écart de 4 à 5°C en faveur de la forêt).

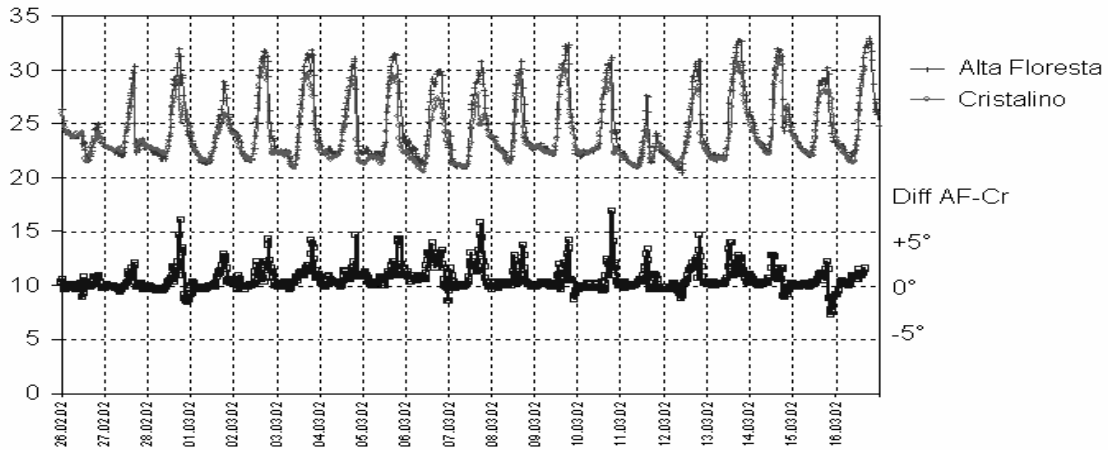


Figure 2 –Relevés de température (stations DAVIS-WM2) du 26/02/2002 au 16/03/2002 dans la région d’Alta Floresta : relevés horaires (au dessus) et moyennes sur la période (ci contre). [heure UTC=locale+4]

Synthèse des observations :

	Tn	Tx	Tnn	Txx	F(m/s)	Hum	Pmm
AF	21,6	30,9	20,4	33,1	4,7	86	72
Crist	21,4	29,2	20,6	31,3	2,4	88	--

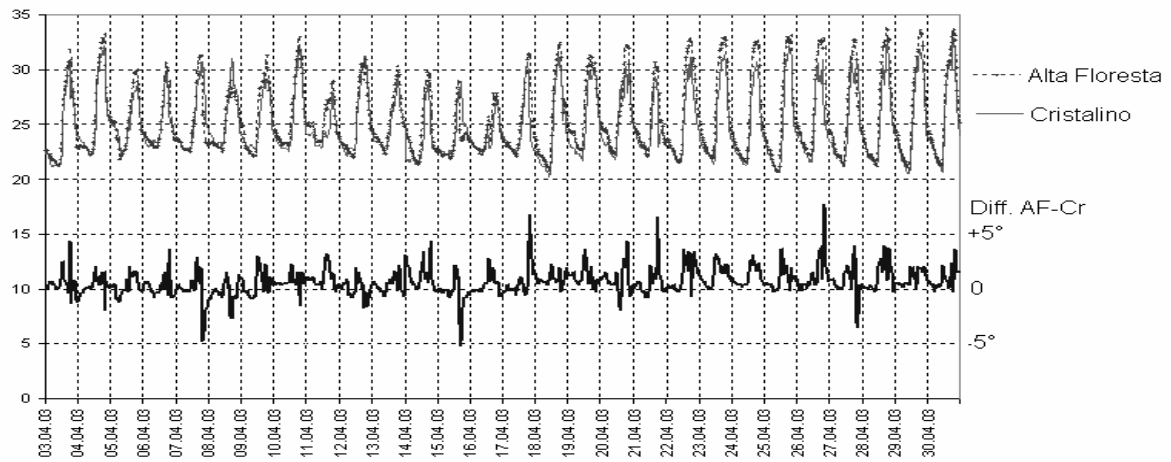
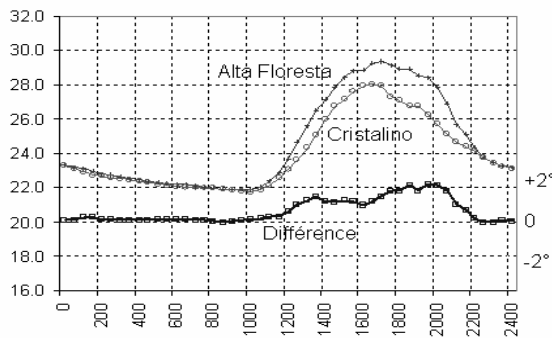
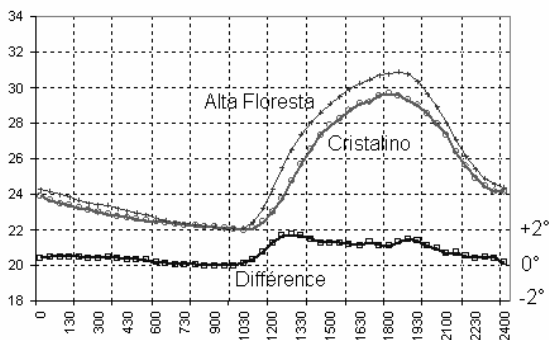


Figure 3 – Relevés de température (stations DAVIS-WM2) du 03/04/2003 au 30/04/2003 dans la région d’Alta Floresta : relevés horaires (au dessus) et moyennes sur la période (ci contre). [heure UTC=locale+4]

Synthèse des observations :

	Tn	Tx	Tnn	Txx	F(m/s)	Hum	Pmm
AF	21,9	31,8	20,7	33,9	3,7	86	--
Crist	21,8	30,9	20,2	33,2	1,9	90	210



Notons qu’en première partie de nuit, les températures de la forêt deviennent significativement plus basses (0,5°C environ) qu’au-dessus des pâturages. Cette tendance se confirme au mois de mai (figure 4) avec des moyennes des minima plus élevées d’un demi-

degré à Alta Floresta par rapport au Cristalino. Le cycle diurne, favorable aux pâturages se retrouve également avec un avantage plus net au début de matinée pendant lequel l'air se réchauffe plus vite au-dessus des pâturages, la forêt conservant une certaine fraîcheur.

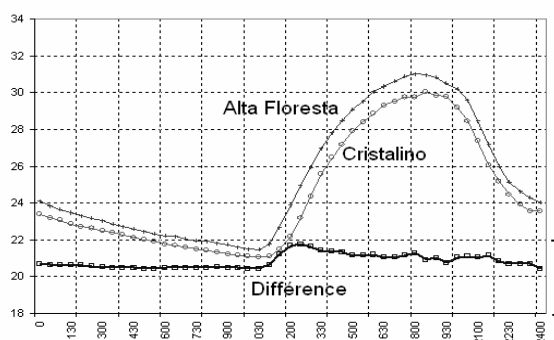
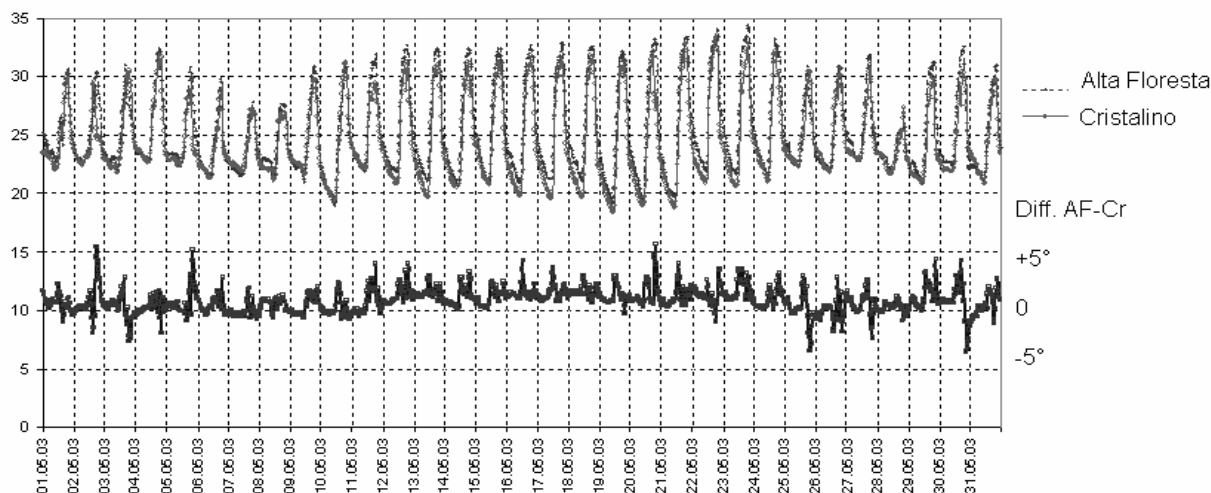


Figure 4 – Relevés de température (stations DAVIS-WM2) du 01/05/2003 au 31/05/2003 dans la région d'Alta Floresta : relevés horaires (au dessus) et moyennes sur la période (ci contre). [heure UTC=locale+4]

Synthèse des observations :

	Tn	Tx	Tnn	Txx	F(m/s)	Hum	Pmm
AF	21,4	31,8	18,9	34,5	4,0	83	--
Crist	20,9	31,0	18,4	33,7	2,3	89	94

Le mois de juin (figure 5), véritable début de la saison sèche après les dernières pluies de la fin du mois de mai, permet de confirmer le faible écart thermique nocturne favorable aux pâturages (+0,5°C de 0h00 à 8h00) et surtout le fort écart thermique diurne, également au bénéfice des pâturages. Cet écart thermique diurne est toujours supérieur à 1,5°C et dépasse 2°C en début et en fin de journée. L'écart des maxima est donc sensible +1,3°C au détriment de la forêt, mais avec une seule journée avec un écart maximum supérieur à 5°C (mais sur une durée d'observation de 15 jours uniquement). La différence de l'humidité relative moyenne devient également plus sensible avec près de 10 % d'écart, la forêt conservant un taux d'humidité bien plus élevé : cet écart n'a d'ailleurs fait que croître depuis le début des mesures : +2 % en mars, +4 % en avril, +6 % en mai, +9 % en juin, toujours au profit de la forêt : dans le Rondônia, les mesures d'humidité spécifique sont respectivement de 15,8 et 13,4g/kg pour la forêt et les pâturages pendant la saison sèche (Von Randow *et al.*, 2004). En revanche, le vent reste toujours deux fois plus fort dans la campagne d'Alta Floresta. Malgré la plus grande turbulence de l'air dans la zone rurale qui contribue à brasser et homogénéiser les basses couches, l'écart de température au bénéfice des pâturages n'est pas compensé.

Conclusion

Au total, le secteur défriché d'Alta Floresta apparaît toujours globalement plus chaud et plus sec (de 5 à 10%) que la région forestière du Cristalino. Cet écart est surtout marqué en journée où il atteint en moyenne près de 2°C mais semble également augmenter pendant la nuit avec l'arrivée de la saison sèche (+0,5°C). Cet écart est d'autant plus significatif que la turbulence est plus forte sur les pâturages. Ces données d'observation sont importantes pour caler/valider

les résultats obtenus par la modélisation. Une étude antérieure à l'aide du modèle RAMS (Dubreuil *et al.*, 2001) montrait l'accroissement des températures et la baisse de l'humidité relative consécutifs à la déforestation. Ces expériences confirment la sensibilité des modèles aux paramètres sol et végétation et aux conditions d'échanges dans la couche limite liées notamment aux imprécisions sur la paramétrisation de la manière dont le couvert interagit avec les conditions d'humidité du sol.

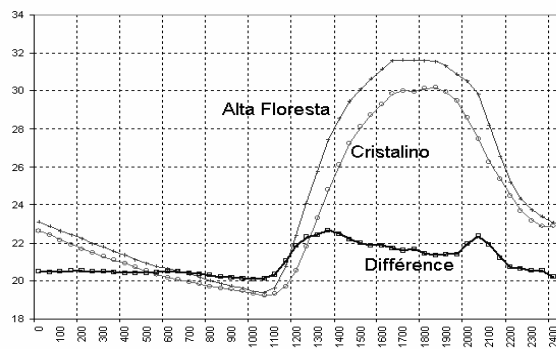
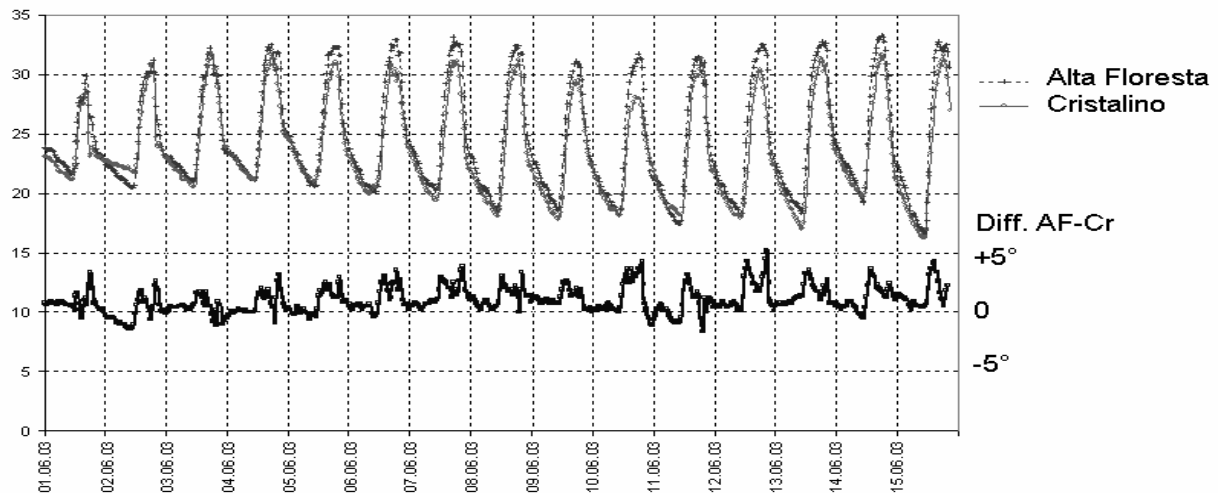


Figure 5 – Relevés de température (stations DAVIS-WM2) du 01/06/2003 au 15/06/2003 dans la région d'Alta Floresta : relevés horaires (au dessus) et moyennes sur la période (ci contre). [heure UTC=locale+4]

Synthèse des observations :

	Tn	Tx	Tnn	Txx	F(m/s)	Hum	Pmm
AF	19,3	32,4	16,6	33,4	4,0	80	--
Crist	19,1	31,1	16,2	32,1	1,6	89	27

Bibliographie

- DUBREUIL V., PLANCHON O., CAUTENET G., 2001: Déforestation et climat au Mato-Grosso: premiers résultats de modélisation climatique à méso-échelle dans la région d'Alta Floresta (MT-Brésil)", *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, Séville, **13**, 304-310
- FISCH G., TOTA J., MACHADO L.A.T., 2004 : The convective boundary layer over pasture and forest in Amazonia. *Theoretical and Applied Climatology*, **78**, 1-3, 47-59
- GASH J.H.C., NOBRE C.A., ROBERTS J.M., VICTORIA R.L., (dir.) 1996 : *Amazonian deforestation and climate*. John Wiley, Chichester-UK, 611 pages
- LEAN J., WARRILOW D.A., 1989 : Simulation of the regional climatic impact of Amazon deforestation. *Nature*, **342**, 411-413
- NEDELEC V., 2005 : *Modélisation de la colonisation agricole et de la déforestation dans le nord du Mato Grosso : approche multiscalaire par télédétection*. Thèse de Doctorat, Géographie, Université Rennes 2, 294 p.
- NIMER E., 1989 : *Climatologia do Brasil*, IBGE, Rio de Janeiro, 421 pages
- VON RANDOW C., MANZI A.O., KRUIJT B., *et al.*, 2004 : Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in South West Amazonia. *Theoretical and Applied Climatology*, **78**, 1-3, 5-26
- VOURLITIS G.L., PRIANTE FILHO N., *et al.*, 2002 : Seasonal variations in the evapotranspiration of a transitional tropical forest of Mato Grosso, Brazil. *Water resources research*, **38**, 1-11

La pollution photochimique par temps de brises de mer et de terre dans la région caennaise (Normandie)

Aurélie Dudouit-Fichet

Université de Caen Basse Normandie, UMR 6554 LETG du CNRS,
Laboratoire GEOPHEN, France
dudouitfichet@gmail.com

Résumé : *La bordure littorale normande évoque instinctivement l'air pur. Toutefois, comme les autres régions plus continentales, elle n'est pas forcément épargnée par des pointes de pollution à l'ozone. Par temps de brises de mer et de terre, phénomène spécifique des zones côtières, la situation devient plus complexe en raison de la recirculation des polluants précurseurs. Les objectifs de cette étude sont donc de mieux comprendre les phénomènes pour améliorer la prévision et la prévention des épisodes de pollution photochimique par temps de brises dans la région caennaise. Dans cette perspective et en association avec Air C.O.M., des campagnes de mesures ont été menées afin de compléter le réseau de mesures existant (Météo France et Air C.O.M.) et ainsi mieux comprendre et prévoir le comportement spécifique de l'ozone par temps de brises de mer et de terre à l'échelle locale, phénomène invisible par les modèles déterministes de prévision de la qualité de l'air. L'analyse de ces données a permis de mettre en évidence que les grands épisodes de pollution photochimique observés en situation anticyclonique dans la région caennaise ont une origine continentale. Et, à une échelle locale, la brise de mer entraîne une importante variabilité spatio-temporelle des concentrations d'ozone. Trois principaux scénarios (organisation spatio-temporelle des concentrations d'ozone) ont été définis en fonction de l'heure à laquelle la brise de mer se lève. Ces résultats permettront donc, à terme, de rendre plus efficace le dispositif de surveillance de la qualité de l'air déployé actuellement sur le littoral normand en période estivale.*

Mots-clés : Normandie, brises de mer et de terre, pollution photochimique, échelles fines.

Introduction

La pollution atmosphérique est, depuis plusieurs années, un thème d'étude récurrent dans de nombreuses disciplines dont la géographie. La multiplication des pollutions d'origines diverses, dont les conséquences sont parfois spectaculaires voire dramatiques, a fait prendre conscience à nos sociétés modernes de l'importance du respect de l'environnement. Plusieurs recherches épidémiologiques ont en effet montré que la pollution atmosphérique présente un risque sanitaire. La question de la pollution atmosphérique est ainsi devenue en quelques années une question de santé publique préoccupant les hommes politiques et intéressant de nombreux chercheurs. Ainsi, parallèlement à la mise en place de la Loi sur l'air et l'utilisation rationnelle de l'énergie du 30 décembre 1996, des recherches fondamentales et appliquées sont réalisées pour, entre autres, concevoir des outils d'analyse permettant de caractériser plus précisément les phénomènes de pollution atmosphérique. Parmi ces outils, la prévision météorologique est essentielle car la prévention des risques de pollution atmosphérique est étroitement dépendante des conditions aérologiques d'échelles synoptique, régionale et locale (Roussel, 2000 ; Leriche, 2003).

La pollution photochimique est plus particulièrement observée en période estivale en raison de ses principes de formation (processus photochimiques complexes) nécessitant de l'énergie apportée par le rayonnement Ultra Violet (UV) solaire. Ces épisodes sont préoccupants parce que l'ozone, principal polluant photochimique, est un oxydant très puissant dont les conséquences sur la santé et la végétation peuvent être très importantes (pour les hommes : irritations des yeux et du système respiratoire, crise d'asthme, allergies... ; pour la végétation : pertes de rendements pour les plantes de grande culture, tel le blé...). Puisqu'il existe une relation importante entre la pollution photochimique et ses effets négatifs sur la santé et la végétation, il devient donc particulièrement intéressant et nécessaire de connaître la répartition spatiale des concentrations d'ozone enregistrées durant des épisodes de pollution.

Les associations agréées de surveillance de la qualité de l'air ont aujourd'hui, entre autres, pour missions de prévenir les pics de pollution et d'informer la population sur les risques éventuels. Or, leur réalisation passe nécessairement par une bonne connaissance et compréhension des principes mêmes de formation et de destruction de l'ozone qui sont aujourd'hui bien acquis. Elle suppose également une parfaite maîtrise des phénomènes jouant un rôle sur son transport et sa répartition spatio-temporelle. A l'heure actuelle, des recherches sont encore nécessaires, notamment en milieu littoral où les phénomènes en jeu sont plus complexes en raison des nombreuses interrelations se produisant à des niveaux scalaires différents, en particulier lorsque les brises de mer et de terre soufflent. En effet, sur les littoraux, les épisodes de pollution apparaissent en période estivale lorsque les conditions sont particulièrement favorables aux réactions chimiques aboutissant à la formation d'ozone. Avec ces conditions, les brises de mer et de terre peuvent également apparaître et ainsi complexifier le transport des polluants.

L'objectif de ce travail est donc de déterminer le rôle joué par les circulations de brises de mer et de terre sur le transport de la pollution photochimique dans la région caennaise. Plusieurs questions sont ici posées : Au sein de la région caennaise, où sont enregistrées les concentrations d'ozone les plus élevées durant les épisodes de pollution photochimique par temps de brises de mer et de terre ? De quelle manière les circulations de brises influent-elles sur la pollution photochimique ?

I. Méthodes

Il est aujourd'hui connu que les épisodes de pollution photochimique par temps de brises de mer et de terre sont particulièrement difficiles à étudier en raison des nombreuses interrelations se produisant entre plusieurs phénomènes d'échelles variées (Plummer *et al.*, 1997 ; Koffi, 2002). A l'échelle continentale, en altitude, les concentrations d'ozone varient très peu en raison de l'absence de processus de destruction. Ainsi, en situation radiative, lorsque la couche d'inversion de température disparaît aux premières heures de la journée, les concentrations d'ozone piégées en altitude depuis la veille n'ont presque pas diminué quand elles sont rabattues au sol. De plus, l'ozone peut être transporté sur de très longues distances parce qu'il a une durée de vie importante (environ sept jours) : l'ozone est de ce fait considéré comme un « polluant voyageur ». A l'échelle régionale, des phénomènes météorologiques particuliers telles que les circulations de brises de mer et de terre, modifient les conditions de dispersion des polluants et peuvent, par des phénomènes d'accumulation ou de recirculation, accentuer les problèmes de pollution photochimique. Et, à l'échelle locale, d'autres phénomènes interviennent pour expliquer les concentrations d'ozone observées. En effet, pendant la journée, l'ozone formé au niveau du sol peut être également détruit par les mêmes polluants qui sont à l'origine de sa formation, le processus chimique de destruction d'ozone le plus important se faisant par réaction avec le NO (Koffi, 2002). C'est pourquoi les concentrations d'ozone en milieu urbain sont souvent relativement basses, car les émissions de monoxyde d'azote par le trafic automobile sont importantes. De plus, parce qu'il est produit à partir du rayonnement solaire, l'ozone présente, en surface, un cycle diurne. En effet, la nuit, en l'absence de soleil, la production d'ozone est arrêtée ; l'ozone peut alors être piégé par la végétation ou détruit par les autres polluants lorsqu'ils sont fortement concentrés (monoxyde d'azote émis par le trafic).

L'analyse et l'interprétation des épisodes de pollution photochimique par temps de brises de mer et de terre doit donc nécessairement passer par la prise en compte : du transport d'échelle continentale de la pollution photochimique ; du transport d'échelles régionale et locale de la pollution photochimique ; des émissions polluantes locales ; des facteurs locaux (topographie, occupation du sol) ; ainsi que des nombreuses interrelations existants entre ces divers éléments. Pour se faire, plusieurs types de données ont été analysés. La compréhension des

épisodes de pollution photochimique observés dans la région caennaise est ainsi d'abord passée par l'étude des rétrotrajectoires des masses d'air arrivant au-dessus de la zone d'étude le jour de pollution. Puis, l'étude des données enregistrées entre 1997 et 2004 au sein du réseau de mesures d'Air COM (organisme s'occupant de la qualité de l'air en Basse-Normandie) a permis de mettre en évidence le rôle des circulations de brises sur la répartition spatio-temporelle des concentrations d'ozone à l'échelle régionale. Enfin, nous avons mis en place un réseau de mesures local en période estivale (1^{er} avril – 30 septembre) en 2003 et en 2004 pour compléter celui d'Air COM qui ne permettait pas de rendre compte des incidences des brises de mer et de terre sur la qualité de l'air en milieu rural au Sud de la région caennaise.

2. Résultats

L'analyse des rétrotrajectoires des masses d'air arrivant sur la région caennaise le jour de pollution a souligné que les fortes concentrations d'ozone sont d'origine exogène, c'est-à-dire qu'elles sont observées quand la masse d'air provient de l'Europe moyenne, des Îles Britanniques, de l'Île de France, du Nord ou du Nord-Est de la France, pays et régions plus urbanisés et davantage industrialisés que la zone d'étude (Dudouit-Fichet, 2006).

Cependant, l'étude des données de concentrations d'ozone enregistrées au sein du réseau de mesures d'Air COM et par nos soins lors des campagnes de terrain à différents sites (littoraux, urbains, périurbains, ruraux) a mis en évidence le rôle joué par les brises de mer et de terre ainsi que par les caractéristiques géographiques de la région caennaise sur la variabilité spatiale des concentrations d'ozone (figure 1).

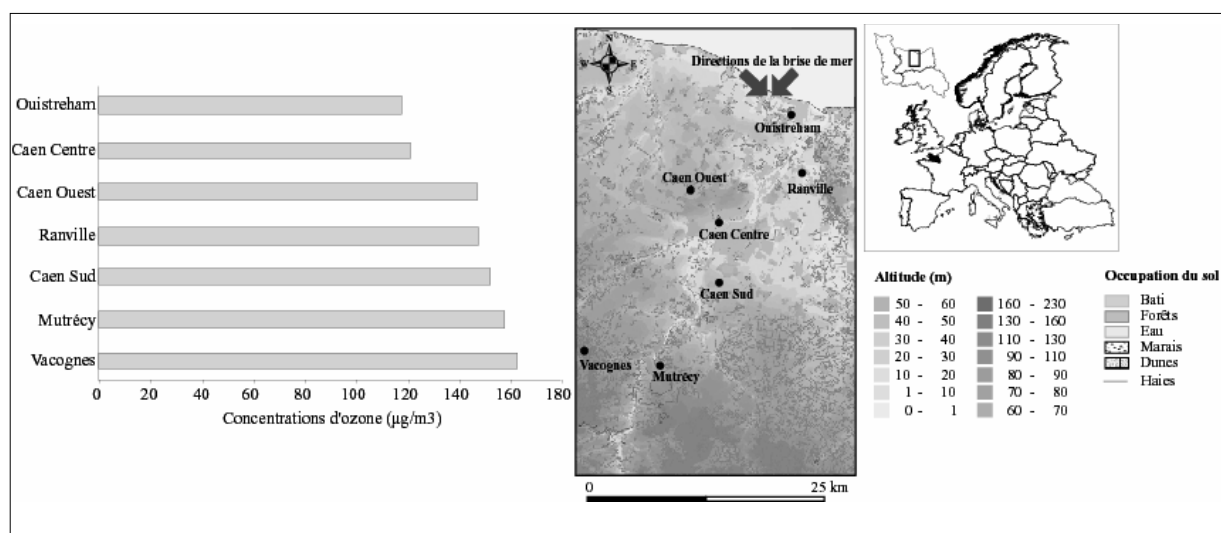


Figure 1 – Concentrations d'ozone moyennes enregistrées en période de brises au sein de la région caennaise

De manière générale, les stations situées au Sud de la région caennaise (Vacognes et Mutrécý) enregistrent les concentrations d'ozone les plus importantes. En effet, contrairement au milieu urbain, l'ozone n'est pas détruit dans ce secteur rural parce que les éléments destructeurs sont beaucoup moins nombreux du fait d'un faible trafic routier. De plus, situées sous le vent de l'agglomération caennaise, lorsque la brise de mer souffle, ces stations reçoivent les polluants émis le jour même par la ville et ceux de la veille recirculés par la brise de terre le matin et rabattus par la brise de mer ensuite. Au Nord, les niveaux d'ozone les plus élevés sont observés à Ranville ainsi qu'aux stations périurbaines de Caen Sud et de Caen Ouest parce que les éléments locaux destructeurs d'ozone y sont relativement peu nombreux en raison d'un trafic routier assez faible par rapport à la station de Caen Centre où les niveaux d'ozone sont les moins élevés. Ils sont, de plus, légèrement plus importants à la station de Caen Sud

par rapport à ceux de Caen Ouest parce que le premier site, situé sous le vent du panache urbain, reçoit les polluants émis le jour même depuis la ville et ceux de la veille, recirculés par les brises. A Ouistreham, la situation est un peu plus complexe à analyser en raison de « l'effet immédiat » de la brise de mer sur les concentrations d'ozone.

Outre le rôle des brises sur la variabilité spatiale des concentrations d'ozone, l'analyse des données enregistrées durant les deux campagnes de terrain de 2003 et de 2004 a montré que ces circulations peuvent avoir, selon les journées, aucune incidence, une incidence bénéfique ou une incidence néfaste, c'est-à-dire qu'elles peuvent ne pas influencer ou au contraire améliorer ou détériorer la qualité de l'air. Lorsque la brise de mer se lève, la variation des concentrations d'ozone à la station de Ouistreham a en effet été comparée avec celle des autres stations, situées plus dans les terres et donc pas encore influencées par la brise, notamment la station de Ranville de même type que celle de Ouistreham (stations éloignées des sources d'émissions de l'agglomération caennaise). Puis, la variation des concentrations d'ozone à chaque station au fur et à mesure que la brise progresse dans les terres et les atteint, a été observée.

Le mercredi 13/08/2003 est un cas d'incidence bénéfique de la brise de mer sur la pollution photochimique ; elle a en effet une action de dispersion des polluants (figure 2). Une zone anticyclonique est, ce jour, présente sur l'Océan atlantique associée en altitude à un flux de Sud-Est. La rétrotrajectoire calculée pour cette journée met en évidence une provenance continentale de la masse d'air depuis les Iles Britanniques. La concentration maximale d'ozone enregistrée a été de $148 \mu\text{g}/\text{m}^3$ à 17h00 à la station de Mutrécy, alors qu'un taux d'ozone d'uniquement $87 \mu\text{g}/\text{m}^3$ était observé au même moment à Ouistreham. A 09h00 (TU), la brise de mer n'est pas encore apparue aux stations littorales. Le vent est nul à toutes les stations situées au Nord de la région caennaise tandis qu'un vent de Sud-Est de 2 m/s souffle à Vacognes et à Mutrécy. Les concentrations d'ozone enregistrées depuis 08h00 ont augmenté à la plupart des sites en raison de la disparition de la couche d'inversion de température (les concentrations d'ozone piégées et conservées en altitude depuis la veille sont rabattues au sol et viennent "s'ajouter" à celles produites le matin par photochimie sans être détruites en raison de l'inexistence de puits d'ozone en altitude et de la durée de vie assez longue de la molécule d'ozone) et du début du processus de production d'ozone (transformation des oxydes d'azote émis par le trafic routier depuis le matin en ozone) du à l'augmentation généralisée des températures. Entre 09h00 et 10h00 (TU), les concentrations d'ozone continuent à augmenter à toutes les stations, excepté à celle de Ouistreham où elles ont diminué certainement parce que la brise de mer s'est levée : à 10h00 un vent de Nord-Est de 2 m/s est observé à Bénouville et à Bernières. Si la brise de mer n'était pas apparue, nous pourrions penser que les concentrations d'ozone auraient continué à augmenter à Ouistreham comme aux autres stations en raison de l'existence des différents processus de production d'ozone. A 12h00 (TU), les concentrations d'ozone ont diminué à la station de Ranville, sans doute parce que la brise de mer a progressé dans les terres : une brise de mer de Nord-Est de 3,2 m/s apparaît à Saint Contest. Et, au fur et à mesure que la brise de mer progresse dans les terres au cours de cette journée, elle est accompagnée par une diminution assez nette des concentrations d'ozone.

Le samedi 12 Juillet 2003 est un exemple d'incidence néfaste de la brise de mer sur les concentrations d'ozone ; elle agit en recirculant une masse d'air polluée (figure 2). Un anticyclone situé sur l'Océan atlantique. Une dorsale associée à un flux de Sud-Est en altitude domine de plus toute la France. La rétrotrajectoire calculée pour cette journée met en évidence une provenance continentale en fin de trajectoire de la masse d'air qui atteint la région caennaise le jour de l'épisode de pollution par l'ozone.

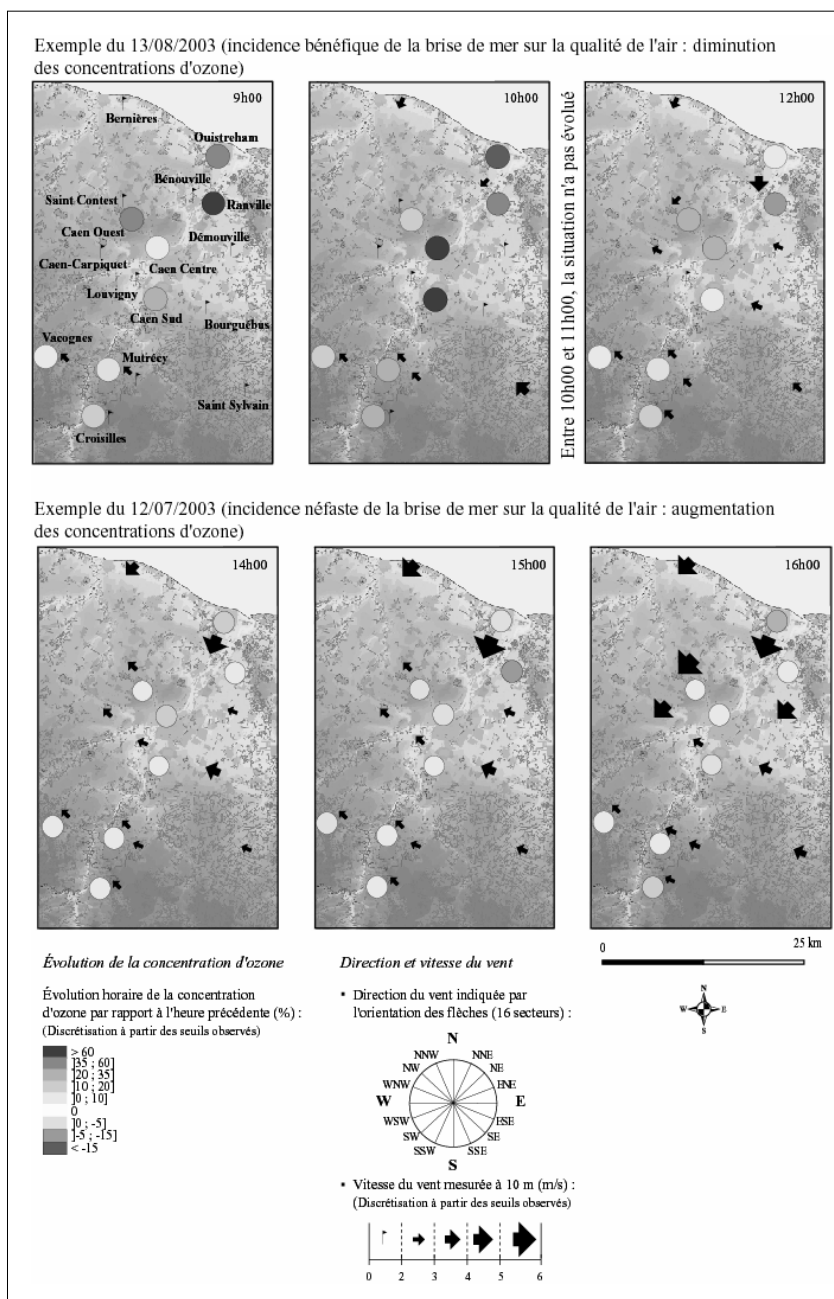


Figure 2 – Incidences de la brise de mer sur les concentrations d'ozone dans la région caennaise

La concentration maximale d'ozone enregistrée a été de $193 \mu\text{g}/\text{m}^3$ à 17h00 à Croisilles. A 14h00 (T.U.), comme depuis le début de la journée, les concentrations d'ozone continuent à s'accroître légèrement aux différentes stations, excepté à celle de Ouistreham où elles ont plus nettement augmenté, certainement parce que la brise de mer s'est levée sur le littoral : un vent de Nord-Nord-Est de 4,7 m/s et de Nord-Est de 3 m/s sont respectivement observés à Bénéville et à Bernières. Il se peut également que cette augmentation plus importante des concentrations d'ozone à la station de Ouistreham soit due à un trafic momentanément plus intense en raison de l'afflux des touristes sur la côte (45 018 véhicules ont été dénombrés cette journée sur le périphérique de Caen, alors qu'en moyenne le nombre de véhicules observé le samedi est de 38 095). Nous pouvons tout de même suggérer qu'entre 13h00 et 14h00, la brise de mer (associée peut-être à des émissions polluantes locales importantes) a eu une incidence néfaste sur les concentrations d'ozone enregistrées sur la côte parce qu'ensuite, sa progression dans les terres est associée à une augmentation assez nette des niveaux d'ozone. Entre 15h00

et 16h00 (T.U.), les concentrations d'ozone augmentent de nouveau à Ouistreham de manière assez importante ainsi qu'aux stations de Ranville, Caen Ouest et Caen Centre où la brise est apparue : un vent de Nord-Est s'est en effet levé à Saint Contest (5,6 m/s), à Caen-Carpiquet (5 m/s), à Démouville (4,2 m/s). Ensuite, au fur et à mesure de sa progression dans les terres, la brise de mer s'accompagne d'une assez nette augmentation des concentrations d'ozone alors que les phénomènes de production photochimique de l'ozone commencent à s'atténuer en raison d'un rayonnement solaire moins important.

L'analyse détaillée de tous les cas de pollution photochimique par temps de brises dans la région a enfin permis de montrer que lorsque la brise de mer se lève avant 11h00, les concentrations d'ozone ont tendance à diminuer à chaque fois qu'elle est observée à un site. En revanche, lorsqu'elle se met en place vers 12h00, les concentrations d'ozone évoluent très peu à la suite de son passage. Enfin, si la brise de mer se fait sentir plus tardivement, après 13h00, elle a une incidence néfaste sur les concentrations d'ozone comme si la masse d'air qu'elle recircule a eu davantage le temps de se charger en polluants.

Conclusion

Nous avons donc souligné que des phénomènes d'échelle continentale autant que des facteurs locaux devaient également être pris en compte pour mieux comprendre les incidences des brises sur la qualité de l'air dans la région. Les cartes d'incidences des brises sur la pollution ainsi que des propositions de modèles de prévision des brises (Dudouit Fichet, 2004 ; 2006) devraient ainsi aider les responsables d'Air COM à mieux gérer les épisodes de pollution photochimique par temps de brises. En effet, en tenant compte, d'une part, de la nature de la masse d'air arrivant sur la région et, d'autre part, de la qualité de l'air des régions voisines quelques jours avant la journée susceptible d'être soumise aux circulations de brises, il est pratiquement possible d'estimer désormais raisonnablement l'éventualité d'un épisode de pollution. De plus, en sachant à quelle heure la brise de mer risque de se lever, nous savons dorénavant si elle n'aura aucune incidence sur les concentrations d'ozone (vers 12h00), une incidence bénéfique en les diminuant (avant 11h00) ou au contraire une incidence néfaste en les accroissant (après 13h00), en considérant bien évidemment les facteurs locaux de différenciation géographique (milieu littoral, milieu urbain, milieu rural au vent ou sous le vent de l'agglomération) pour déterminer les sites où les populations seront ou non les plus exposées aux fortes concentrations d'ozone.

Bibliographie

- DUDOUIT FICHET A., 2006 : *Brise de mer et brise de terre et risque de pollution photochimique dans la région caennaise (Basse-Normandie)*. Thèse de doctorat de l'Université de Caen/Basse-Normandie, 444p.
- DUDOUIT A., 2004 : Une étude de brise de mer dans la région caennaise : vers une aide à la prévention de la pollution photochimique en milieu littoral. *Norois*, vol. 4, n°193, 31-45.
- KOFFI B., 2002 : *Que sait-on de la pollution photochimique ?* La documentation française, 101p.
- LERICHE P., 2003 : *Les situations météorologiques associées aux épisodes de pollution atmosphérique dans la région lilloise*. Thèse de doctorat de l'Université de Lille, 195p.
- PLUMMER D-A., McCONNEL J-C., SHEPSON P-B., HASTIE D-R., NIKI H., 1997 : Modeling of ozone formation at a rural site in Southern Ontario. *Atmospheric Environment*, vol. 30, 2195-2217.
- ROUSSEL I., 2000. La pollution atmosphérique, risque sanitaire ou risque climatique ? *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, vol. 13, 538-547.

Bilans hydriques agroclimatiques au Cap Bon (Tunisie)

Le cas des agrumes

Jmaiel Elhajri

Département de géographie, Faculté des Lettres,
des Arts et des Humanités, Tunisie
jamil_hajri@yahoo.fr

Résumé : Dans cet article nous étudions la sécheresse agro climatique relative à la culture des agrumes qui occupe la première position dans le Cap Bon, une des grandes régions agricoles de la Tunisie. L'objectif de cette étude est de déterminer la déficience hydrique relative à cette culture, dans sa variation spatio-temporelle et ce à l'échelle annuelle, saisonnière et mensuelle.

Mots-clés : agrumes, bilans hydriques, évapotranspiration potentielle, déficience

Abstract: This article suggests a study of agro-climatic draught and its effect on the cultivation of citrus fruits which is the most important agricultural activity in the Cap Bon, one of the most important agricultural regions in Tunisia. The objective of the study will be to determine the deficit in water supplies available for such activity in its spatial and temporal variations at the annual, seasonal and monthly levels.

Key Words: Citrus fruits, hydric data, potential hydro-evaporation, deficit

Introduction

Les agrumes occupent actuellement près de 17.000 ha. Le Cap Bon est la région la plus importante, représentant 79 % de la superficie totale (figure 1) et dans le secteur agrumicole occupe une place socio-économique importante. De ce fait, l'Etat l'a doté au cours des différents plans de développement de multiples mesures visant son évolution. On en cite principalement, l'aménagement des eaux du Nord pour atténuer le déficit hydrique. A partir de 1998 un projet détaillé d'aménagement d'extension de sauvegarde des agrumes est mis en œuvre. Ce projet concerne 3 250 ha. Cependant, ce secteur n'a pas réalisé les objectifs qui lui ont été assignés. Ceci est dû à plusieurs contraintes dont la plus importante est le déficit hydrique et la très mauvaise utilisation des ressources disponibles. Ce problème est lié à l'irrégularité des apports naturels et à la surexploitation des nappes. D'ailleurs, notre région appartient en grande partie aux réservoirs aquifères discontinus. Dans cette région, on pense actuellement que les réserves renouvelables des nappes ont été déjà dépassées et qu'on atteint le degré de surexploitation. Ce qui exige le recours à une nouvelle stratégie de développement économique qui repose sur une volonté de rationalisation des systèmes d'exploitation de ces nappes. Tout ceci, justifie le choix du bilan agro climatique en tant que thème d'étude dans cette région.

A travers cette étude, nous allons déterminer :

- La consommation en eau optimale des agrumes : l'évapotranspiration maximale, les déficits et les excédents hydriques.
- Les différents paramètres vont être considérés à différentes échelles temporelles : annuelles,

Les données de base utilisées dans cette étude sont :

- Les précipitations journalières des stations suivantes : Soliman, Menzel Bouzelfa, Béni Khaled, Bouchrik et Hammamet sur des périodes qui peuvent aller jusqu'à 90 années.

- L'ETP calculé suivant la formule de l'INM-Penman concernant la station de Tunis. Car, le Cap Bon ne dispose pas de station de mesure de l'ETP et non plus de l'ensemble des données climatiques permettant de calculer l'ETP selon une formule rigoureuse.
- Les caractéristiques hydrodynamiques du sol destinées à déterminer la réserve utile : Des mesures de l'humidité à la capacité au champs (HCC %), de l'humidité au point de flétrissement permanent (HPF %) et de la densité apparente (DA) ont été effectuées sur des échantillons prélevés des profils caractérisants les sols de la région d'étude. Ces mesures qui ont permis de calculer la réserve utile, ont été réalisées par le Laboratoire d'Analyses des Sols Eaux Plantes du CEDRAT (centre d'étude du diagnostic, de recommandation agro-technique de Tunisie à Nabeul).
- En outre et pour calculer l'ETM nous avons utilisé les valeurs KC (coefficient cultural) pour les agrumes (cultivés dans des régions à prédominance sèche, avec vent léger à modéré) proposées par la FAO.

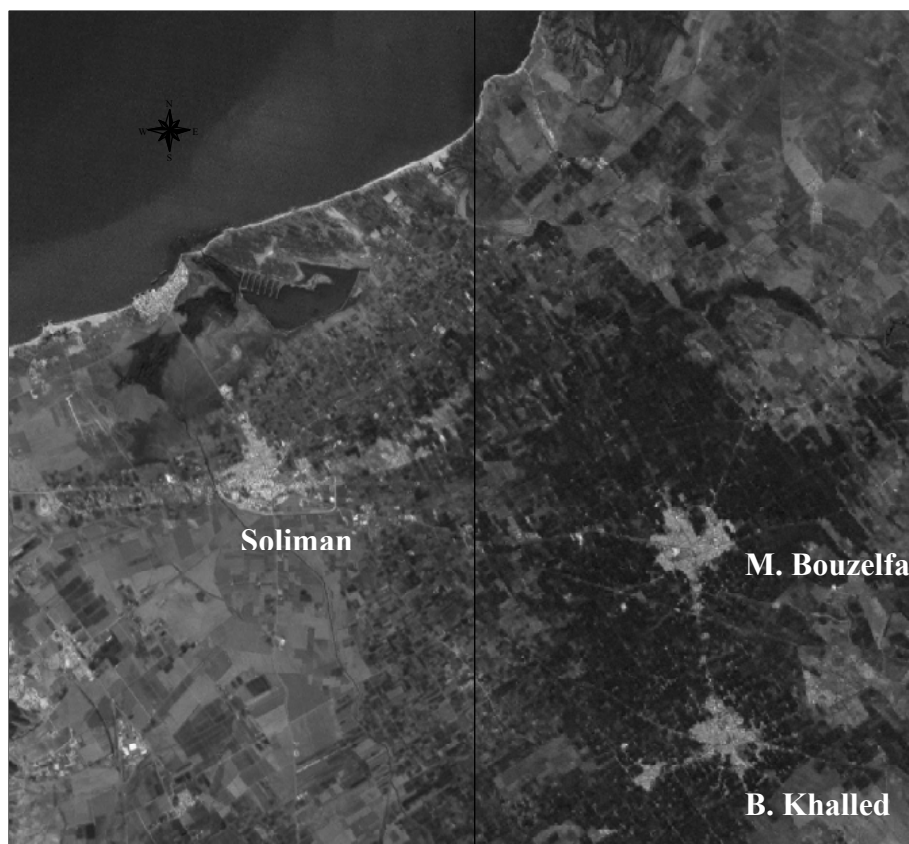


Figure 1 – Secteur agrumicole du Cap Bon

I. Les composantes des bilans hydriques agro climatiques des agrumes

I.1. Etude de la pluie

Le secteur agrumicole du Cap Bon bénéficie d'un total annuel moyen variant entre 482 mm (Soliman) et 513 (Béni Kalled). Dans toutes les stations étudiées, l'hiver collecte plus de 40 % des pluies annuelles. L'examen des moyennes mensuelles laisse apparaître que la pluie tombe dans la région en général entre septembre et mai. Cependant, le régime pluviométrique moyen se caractérise par un maximum automnal ou hivernal dominant et un minimum estival accentué (figure 2).

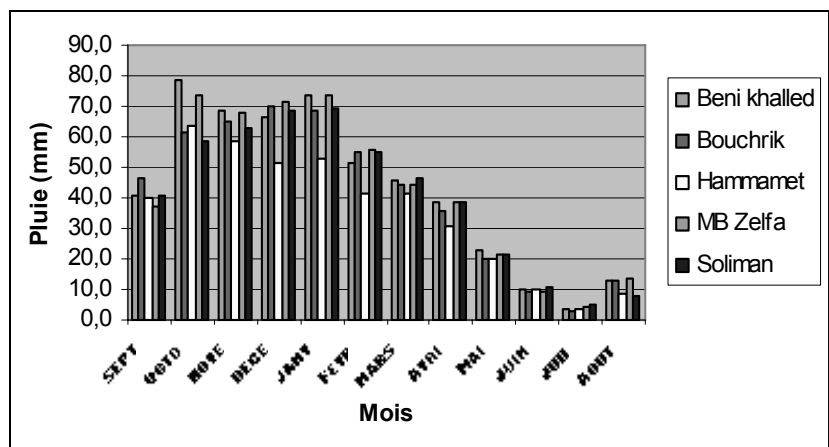


Figure 2 – Régime moyen mensuel

D'une année à une autre la quantité des pluies varie beaucoup. L'écart type annuel varie entre 150 et plus de 170 mm. Ce qui correspond à un coefficient de variation de 30 à 40 %. Les quantités précipitées peuvent varier du simple au quadruple et même plus. En général, dans 50 % des cas on enregistre une quantité inférieure à la moyenne.

Les séries pluviométriques des stations retenues dans l'étude, se caractérisent par une concentration plus faible vers les fortes et les basses valeurs. Toutefois, la région n'est pas à l'abri des quantités des pluies élevées. En toutes saisons, les pluies connaissent une variabilité absolue et relative élevée. En automne, les valeurs de l'écart type varient entre 97 mm (Béni Kalled) et 102 mm (les autres stations) contre 83 mm (Hammamet) et 98 mm (Bouchrik). Au printemps, on remarque une baisse faible de la dispersion absolue des pluies. Cependant, les accidents pluviométriques sont nombreux comme en témoigne la valeur excessivement élevée du coefficient de variation (plus de 50 % pendant les trois saisons). Pendant la saison estivale, la dispersion relative des pluies atteint son paroxysme (plus de 110 % pour toutes les stations).

Comme pour les pluies annuelles et saisonnières, la variabilité absolue et relative caractérise les hauteurs mensuelles, ainsi que le régime mensuel moyen. Cette variabilité, varie beaucoup d'un mois à un autre. Durant la saison des pluies (du septembre à mai) les écarts-types les plus élevés (58 ; 59mm) sont enregistrés pendant le mois d'octobre (Béni Kalled ; Menzel Bouzelfa) novembre (Hammamet ; Soliman) et décembre (Bouchrik). Quant à la variabilité relative les coefficients de dispersion, elle reste élevée. Aucun mois n'accuse un coefficient de variation inférieur à 60 %. Les accidents pluviométriques les plus fréquents et les plus intenses caractérisent le mois de septembre (C.V. entre 110 et 140 %).

Au total, l'irrégularité des pluies est de nature à constituer un facteur limitatif au secteur agrumicole. Si les pluies de l'hiver sont les plus abondantes, elles sont par contre les moins utiles à ce secteur.

1.2. Etude de l'évapotranspiration potentielle : ETP

L'ETP moyenne annuelle est très forte (plus de 1 300 mm). Durant la période d'étude et selon les stations retenus, elle a varié entre 1 200 et 1 500mm. Plus de 40 % du total moyen annuel est enregistré en été. A partir du mois du mai l'augmentation devient plus remarquable annonçant les valeurs de l'ETP de l'été. Comparé aux pluies, l'ETP est moins variable. L'écart-type n'a jamais dépassé 100 mm et le C.V. est de l'ordre de 0,6. Cependant, la variabilité absolue est plus marquée au printemps et la variabilité relative est plus importante en hiver.

A l'échelle mensuelle, le mois de mai enregistre la variabilité absolue la plus importante ; contre une variabilité relative la plus élevée en janvier.

1.3. La réserve utile maximale

Des mesures de l'humidité à la capacité au champs (HCC %), de l'humidité au point de flétrissement permanent (HPF %), et de la densité apparente (DA) ont été effectuées sur des échantillons prélevés des profils caractérisants les sols du secteur agrumicole. Les mesures réalisées par le laboratoire d'analyse des Sols Eaux Plantes du CEDRAT (centre d'étude du diagnostic, de recommandation agrotechnique de Tunisie à Nabeul) nous ont permis de calculer la réserve utile (R.U.) selon la formule suivante :

$$R.U = Z (H.C.C. - H.P.F.) D. A. \text{ où}$$

R.U.= la réserve utile

H.C.C.= humidité pondérale à la capacité au champs en %

H.P.F.= humidité pondérale au point de flétrissement en %

D.A. = densité apparente de la terre sèche.

Les résultats de ces mesures ont montré que les sols du secteur agrumicole sont des sols profonds à texture sableuse dominante jusqu'au 120 cm de profondeur évolués sur des alluvions. Quant à la réserve utile, elle est évaluée à 150 mm.

2. La sécheresse agro climatique des agrumes

2.1. La consommation en eau optimale des agrumes : l'évapotranspiration maximale : ETM

L'ETM est calculée à partir des valeurs de l'ETP multipliées par un coefficient cultural (Kc)

Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
0.5	0.5	0.55	0.55	0.55	0.6	0.6	0.6	0.6	0.55	0.55	0.55

Tableau I – Valeurs Kc pour les agrumes
(cultivés dans des régions à prédominance sèche, avec vent léger à modéré)

La quantité annuelle de l'ETM est importante. Elle a varié entre 700 et 830 mm. Certes, l'été est caractérisé par la tranche la plus forte (45 % du total moyen annuel). A l'échelle mensuelle on remarque l'existence d'un premier maximum en juillet (le plus important avec 120mm) et un deuxième maximum en mars (12 % du total moyen annuel). Les valeurs de l'ETM présente une faible variabilité interannuelle absolue et relative : l'écart type est de l'ordre de 48 mm et le taux de CV est de 0.06.

A l'image de l'ETP, la variabilité relative la plus faible est enregistrée en été (5 %) et la plus importante en hiver (15 %). Quant à la variabilité absolue, elle est plus marquée au printemps (avec un écart type de 120 mm) et la plus faible en hiver (E.T = 10 mm).

A l'échelle mensuelle la valeur maximale de l'ETM est enregistrée en juillet (125 mm en moyenne).

2.2. Le bilan moyen (figure 3)

Selon l'approche agro climatique, les paramètres caractérisant ce bilan sont :

2.2.1. La réserve utile maximale

Le stockage d'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. L'évapotranspiration réelle : ETR

L'ETR est calculé selon la méthode suivante :

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

L'intérêt de ce paramètre est de nous renseigner sur l'importance de la déficience et ce à travers la différence avec l'ETM.

La quantité moyenne annuelle de l'ETR se situe à presque de 400 mm. Cette valeur englobe la grande quantité de pluie (80 %). 40 % du total moyen annuel caractérise le printemps. Ceci s'explique par une réserve utile accumulée héritée de l'hiver qui participe à l'alimentation de l'ETR. A l'échelle mensuelle le mois d'avril enregistre la moyenne la plus forte englobant la totalité des pluies. D'ailleurs, le rapport ETR/P de ce mois dépasse 160 %. Ce taux montre la participation de la réserve utile à l'alimentation de l'ETR. Ceci est vrai du mois de mars jusqu'au août.

Contrairement à l'ETP et à l'ETM l'ETR est caractérisée par une variation annuelle et estivale absolue et relative importante (écart type de l'ordre de 116 mm et $C.V=0.3$ contre 88 mm et 1.07 pour l'été). Les valeurs extrêmes les plus remarquables caractérisent aussi la saison estivale. Du mai jusqu'au septembre la variabilité absolue et relative est plus remarquable. Ces mois sont les plus marqués par les valeurs extrêmes de l'ETR.

2.2.3. La sécheresse agro climatique des agrumes : la déficience

Ce paramètre est calculé en comparant l'ETR à l'ETM. La déficience peut s'exprimer en valeur relative (ETR/ETM %) ou en valeur absolue ($ETM-ETR$). La moyenne annuelle de la déficience se situe au alentour de 350 à 400 mm. Près de 70 % sont enregistrés pendant la saison estivale. La déficience automnale dépasse celle du printemps atténué par l'existence d'une certaine réserve utile dans le sol héritée de l'hiver et contribuant à côté des pluies printanières à alimenter l'ETR. La déficience annuelle connaît une variation importante ($ET = 138$ mm ; $CV = 38$ %). En hiver, la déficience est variable en valeur relative. L'été à son tour est marqué par la variabilité absolue la plus importante. A l'échelle mensuelle et dans plus de 60 % des cas, la sécheresse agro climatique peut s'étendre sur 5 à 6 mois allant du mois du mai jusqu'au mois de septembre octobre. En moyenne, la déficience la plus importante marquait le mois de juillet. La saison sèche la plus longue est enregistrée durant l'année agricole 1987/1988 (10 mois). Pour une culture à grande consommation d'eau, la durée de la saison sèche est considérée comme grande.

3. Etude de cas

3.1. Bilan hydrique agro climatique d'une année sèche : l'année 1987/1988 (figure 4)

Dans toutes les stations étudiées, les totaux pluviométriques annuels ne représentent dans les meilleurs des cas, que 25% des consommations optimales en eau des agrumes (780 mm). La demande climatique maximale se produit pendant la saison chaude (322 mm). La quantité mensuelle de l'ETM varie entre 20 et 120 mm. Quant à la réserve utile maximale, elle est nulle durant toute l'année à l'exception d'une faible quantité stockée pendant les mois de janvier et de février. L'ETR et durant dix mois équivaut les pluies. A l'exception du janvier et février tous les autres mois se caractérisent par un bilan négatif. La déficience la plus importante se situe en juillet.

3.2. Bilan agro climatique d'une année humide : l'année 1995/1996

Dans toute la région agrumicole les totaux pluviométriques annuels englobent la consommation en eau optimale des agrumes (figure 5). Signalons que l'été généralement sec se situe cette année en deuxième position avec 25 % du total annuel après l'hiver (45 %). Le total annuel de l'ETM est fort, mais il reste inférieur à celui des pluies. La quantité annuelle varie entre 20 et 120 mm. La réserve d'eau importante a contribué d'avril jusqu'au août à l'alimentation de l'ETR. A l'exception de septembre et octobre, les valeurs de l'ETR sont égales à l'ETM. C'est-à-dire que l'eau disponible répond pleinement à la demande climatique optimale. Septembre et octobre sont les deux mois à bilans négatifs.

Station Menzel Bouzelfa

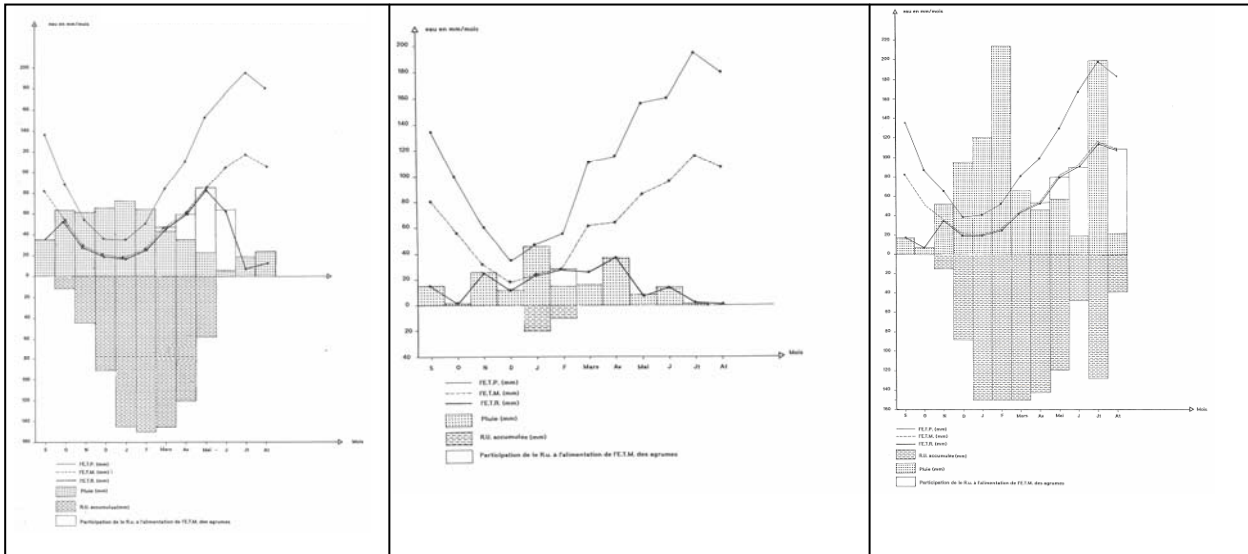


Figure 3 – Bilan moyen

Figure 4 – Bilan de l'année 1987/88

Figure 5 – Bilan de l'année 1995/96

Conclusion

L'étude a montré que les besoins actuels dépassent les ressources potentielles et que la sécheresse constitue un risque réel pour la culture des agrumes. Ce risque est très fréquent et peut affecter n'importe quelle saison. Même l'hiver, saison fréquemment humide, n'est pas à l'abri de ce problème.

Il s'avère donc nécessaire de chercher de chercher une meilleure gestion de ressources d'eau disponibles basée sur la rentabilité et l'économie de ce facteur. D'ailleurs, dans cette grande région agricole et durant les dernières années les constructions de conservation hydrauliques se sont multipliées (barrages, lacs collinaires...).

Bibliographie

- FAO, 1986 : Organisation des nations unies *pour l'alimentation et l'agriculture : les besoins en eau des cultures*.
- HAJRI, J., 1998 : *Bilans hydriques agro climatiques dans le Cap Bon (Tunisie) : cas du vignoble*. Publication de l'AIC, vol.11, 158-165.
- HENIA, L., 1987 : *Climat et bilan de l'eau en Tunisie. Essai de régionalisation climatique par les bilans hydriques* ; Thèse de Doctorat d'Etat. T.1.2. Université de Paris 4.

Les inversions thermiques dans la Basse troposphère de Tunis

Taoufik El Melki

Unité de Recherches : BICADE
(Biogéographie, Climatologie Appliquée et Dynamique Erosive)
Faculté des Lettres des Arts et des Humanités – La Manouba, Tunisie
tmelki2004@yahoo.fr

Résumé : *Tunis est la plus grande concentration urbaine de la Tunisie. Elle connaît une très forte pollution atmosphérique due aux activités industrielles et aux moyens de transports très divers (un aéroport international, deux ports de commerce, une activité ferroviaire intense et la moitié du parc automobile national). De surcroît, Tunis se niche dans un amphithéâtre topographique formé de collines assez élevées l'entourant en croissant. Dans ces conditions, les inversions thermiques, favorisant la concentration des polluants, représentent des situations atmosphériques à très grands risques sanitaires.*

Mots-clés : Radiosondages - Tunis - Inversions thermiques – Basse troposphère

Abstract: *Tunis is the greatest urban concentration of Tunisia. It is the seat of a very strong atmospheric pollution from industries and different transport activities (an international airport, two commercial ports, railways and a numerous cars park). In addition, Tunis seats in a topographic amphitheatre of high surrounding hills. In such conditions, temperature inversions very propitious for high pollution concentrations, represent a kind of atmospheric situations with great health risks.*

Keys Words: Radio sounding – Tunis – Temperature inversions – Low troposphere

Introduction

Les couches d'inversions thermiques dont les bases se situent au-delà de 500m^gp d'altitude, épaisseur théorique moyenne de la couche limite planétaire (ou urbaine), présentent des limites de masses d'air et/ou des couches de subsidence de la moyenne et de la haute troposphère. En deçà de cette altitude, elles représentent un phénomène topo-thermique, presque exclusivement nocturne, qui traduit les interactions thermiques au niveau de l'interface substrat-atmosphère.

Les radiosondages de 23h00 TU (1997 à 1999) permettent de caractériser ces inversions et de déterminer leurs influences sur la répartition verticale de l'humidité relative de l'air (traceur simulant la propagation verticale des polluants dans l'atmosphère) et d'évaluer la fréquence et la variabilité des situations à grands risques sanitaires dans la ville de Tunis. Une étude de cas permettra l'évaluation des influences réelles des inversions thermiques sur la concentration, au niveau du sol, de certains polluants dans la ville.

I. Typologie des inversions thermiques dans la basse troposphère de Tunis

I.1. Des inversions immédiates et des inversions déconnectées

Les inversions de la très basse troposphère sont de deux types. Des inversions immédiates et des inversions déconnectées. La base d'une inversion immédiate est tangente au sol. Ce type d'inversions comprend deux catégories : des inversions de *rayonnement* et des inversions de subsidence. La première catégorie présente sur les émagrammes un crochet au niveau des deux courbes du sondage (figure 1, ①) : courbe d'état (droite) et courbe de condensation (gauche). La seconde présente un crochet uniquement au niveau de la courbe d'état (figure 1 ②). La limite inférieure des inversions déconnectées (figure 1 ③) n'est pas tangente au sol. Elle se trouve à quelques dizaines, voire à quelques centaines de m^gp du sol.

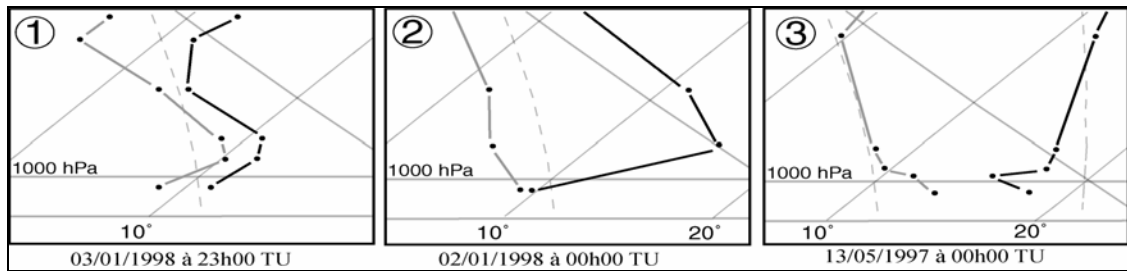


Figure 1 – Types d'inversions dans la troposphère de Tunis

1, inversion immédiate de rayonnement ; 2, inversion immédiate de subsidence ; 3, inversion déconnectée.

Deux facteurs sont à l'origine de cette déconnexion : un effet nocturne de chaleur urbaine et/ou un effet d'inertie thermique des plans d'eau environnants qui peut se faire sentir aussi en phase nocturne. Le plus probable c'est qu'ils agissent après l'installation de l'inversion, simultanément ou séparément, selon les directions des flux topothermiques. Le site de Tunis (figure 2) étant très complexe, le fonctionnement des brises thermiques littorales est compliqué.

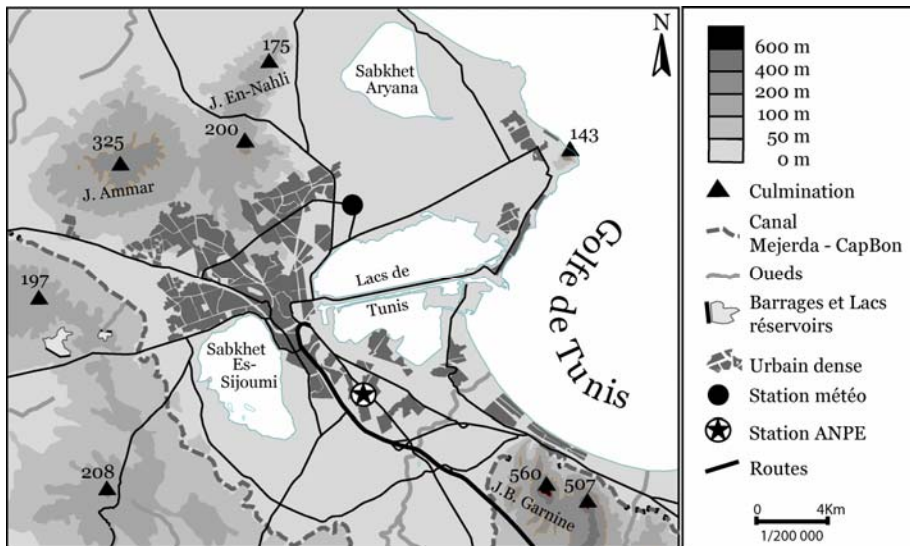


Figure 2 – Topographique de la ville de Tunis et localisation de la « station météo » assurant les radiosondages.

La localisation périurbaine de la station météo de l'INM (Institut national de la Météorologie) et le site de la ville encadrée par plusieurs plans d'eau (Golfe de Tunis, lac de Tunis et les deux sebkhas d'Es-Sijoumi et d'Aryana) favorisent cette déconnexion. Les radiosondes étant lancées vers minuit, le phénomène ne pourrait pas s'expliquer par une dégradation naturelle de l'inversion suite au réchauffement du substrat par irradiation et des basses couches de l'atmosphère par conduction et/ou convection et turbulence. Ces processus ne pouvant s'amorcer qu'après le levé du soleil.

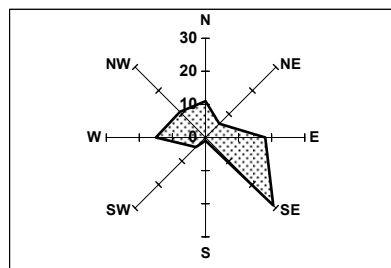


Figure 3. Rose des vents associés aux inversions déconnectées dans la basse troposphère de Tunis, totaux interannuels des directions : 1997-1999.

La rose des vents associés à ce genre d'inversions montrent une domination nette des flux de secteurs W, NW et N, en provenance de la ville, et des secteur E et SE en provenance du lac de Tunis (figure3). Pour ce type d'inversions, seuls les cas dont l'altitude de la base de l'inversion est inférieure ou égale à 200 m ont été retenus. Au-delà de cette valeur, la base de l'inversion déconnectée devient éloignée de la surface des reliefs environnants et aucun effet de blocage atmosphérique par l'amphithéâtre topographique n'est plus possible.

1.2. Des inversions probables

Les situations atmosphériques à inversions probables sont des situations où les radiosondages ne révèlent ni inversions thermiques immédiates ni déconnectées. Ce sont des situations où la température du niveau 1000 hPa à l'heure du sondage (23h00 en moyenne) est supérieure à la Tn enregistrée la même nuit (Tn du jour suivant) quelque temps avant le levé du soleil. L'atmosphère se refroidissant par la base au contact du substrat terrestre rayonnant, les chances de formation d'inversions thermiques sont grandes dans ces conditions.

2. Fréquence et variabilité des situations à inversions thermiques dans la basse troposphère de Tunis

Les inversions thermiques sont très fréquentes à Tunis. Les inversions immédiates représentent plus d'un jour sur trois : 36 %. Toutes catégories groupées, les inversions thermiques couvrent 50 % des jours de la période étudiée (figure 4).

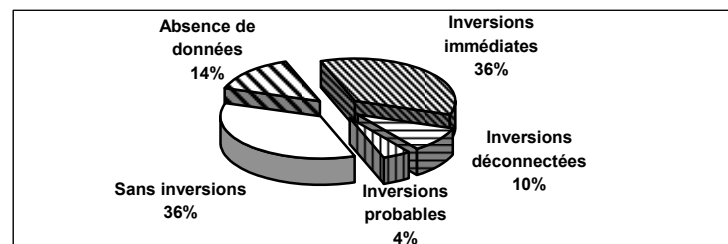


Figure 4 – Fréquences interannuelles moyennes des inversions thermiques dans la basse troposphère de Tunis (1997-1999)

2.1. Fréquence et variabilité annuelles des inversions thermiques

La fréquence des types d'inversions (figure 5) est très peu variable à l'échelle annuelle.

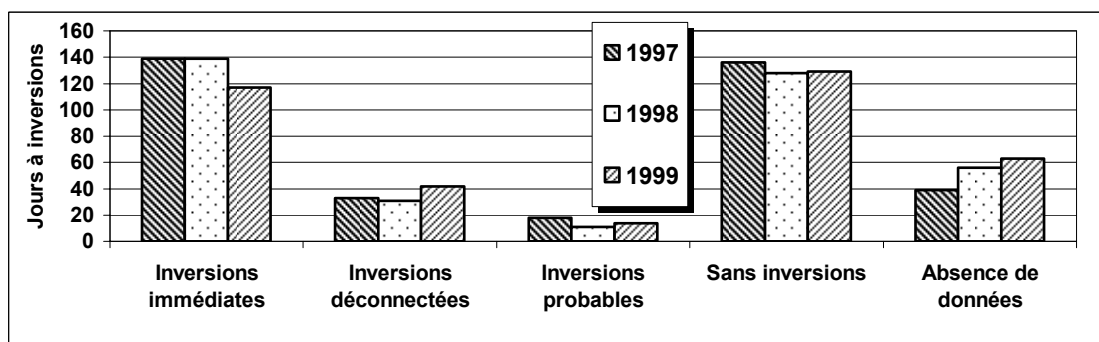


Figure 5 – Fréquences annuelles des types de situations à inversions dans la basse troposphère tunisoise (1997-1999)

La variabilité interannuelle absolue (écart type) et relative (coefficient de variation) des inversions déconnectées (4.8 jours et 13.5%) et des inversions probables (2.9 jours et 20 %) n'est pas significative en réalité, ces dernières étant de faibles fréquences annuelles (figure 4).

Par contre, les inversions immédiates, les plus fréquentes, sont très peu variables (10.4 jours et 7.9 %).

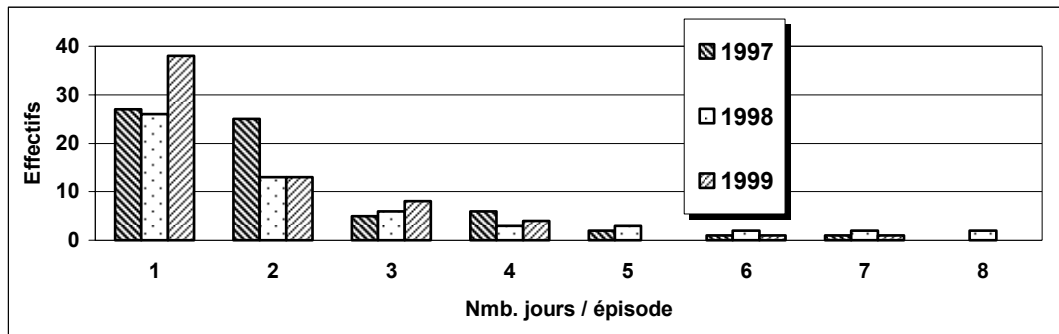


Figure 6 – Fréquences annuelles des épisodes d'inversions immédiates dans la basse troposphère tunisoise (1997-1999)

En terme de risque sanitaire, la notion d'épisode (jours successifs à inversions) est plus significative que la notion de fréquence. Car théoriquement au moins, les risques de surconcentration de polluants sont plus grands lors d'un épisode prolongé. Les épisodes les plus fréquents (figure 6) sont les plus courts : 1 et 2 jours. Les épisodes les plus longs (> 5 jours) sont peu fréquents. Ils représentent des événements un peu rares. Les épisodes moyens : 3 et 4 jours, susceptibles d'être dangereux par leurs longueurs et leurs répétitivités sont assez fréquents: de 5 (1997) à 8 (1999) cas/an pour les épisodes de 3 jours et de 3 (1998) à 6 (1997) cas/an pour les épisodes de 4 jours.

2.2. Fréquence et variabilité inter saisonnières des inversions immédiates

2.2.1. Fréquence et variabilité des effectifs

La répartition des inversions immédiates est assez équilibrée à l'échelle saisonnière. Néanmoins, l'été est la saison la moins affectée (figure 7 ; 1), ce qui peut paraître contradictoire avec les conditions de stabilité atmosphériques caractérisant d'ordinaire cette saison, et favorisant l'installation des inversions.

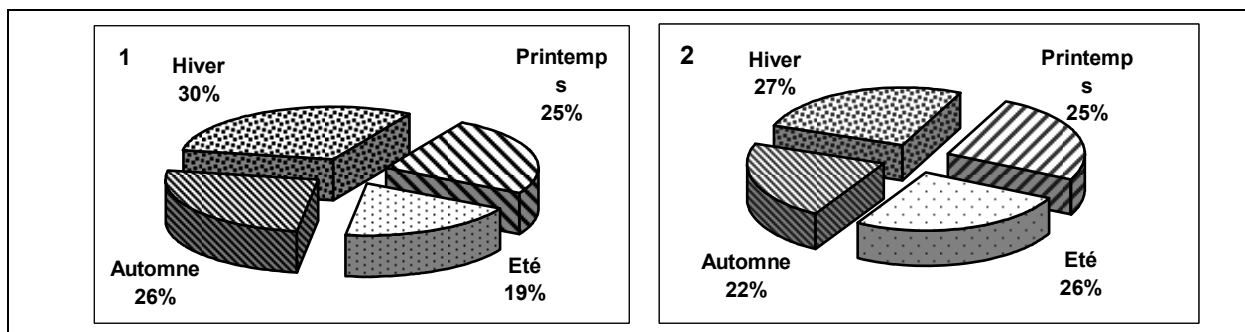


Figure 7– Fréquences inter saisonnières des inversions immédiates (1) et des inversions tous types confondus (2) dans la basse troposphère tunisoise: (1997-1999)

En été, la durée théorique du jour est longue. Trois heures séparent le couché du soleil (19h44, le 22 juin) des lancées de radiosondes. L'intervalle n'est pas suffisant pour que les processus topothermiques produisent des inversions immédiates aussi fréquemment qu'en hiver, où le coucher du soleil se produit à une heure plus avancée (15h05, le 21 décembre). Les fréquences inter saisonnières des inversions, tous les types confondus, sont plus équilibrées (figure 7 ; 2). En fait, 45.83 % des inversions probables et 42.45 % des inversions déconnectées de la période étudiée se sont produites en été.

La variabilité inter saisonnière absolue et relative des inversions immédiates oppose l'été et l'automne à l'hiver et au printemps. La variabilité de la période chaude (respectivement : 3.3 et 5.5 jours ; 13 et 16.1 %) est moins accentuée que celle (15 et 7.8 jours ; 37.3 et 24 %) de la période fraîche. Les conditions atmosphériques estivales ont tendances à se ressembler d'une année à l'autre beaucoup plus que les conditions hivernales. C'est un caractère bien connu du domaine méditerranéen. La période chaude de l'année se caractérise par la domination des épisodes courts. La période fraîche se caractérise par des fréquences plus grandes des épisodes longs (figure 8). La stabilité estivale est affirmée essentiellement en altitude, car, la surchauffe du substrat crée souvent, des marais barométriques persistants (figure 9) et parfois des dépressions thermiques, provoquant des turbulences suffisantes pour empêcher la formation et/ou la persistance des inversions immédiates aussi fréquemment qu'en hiver.

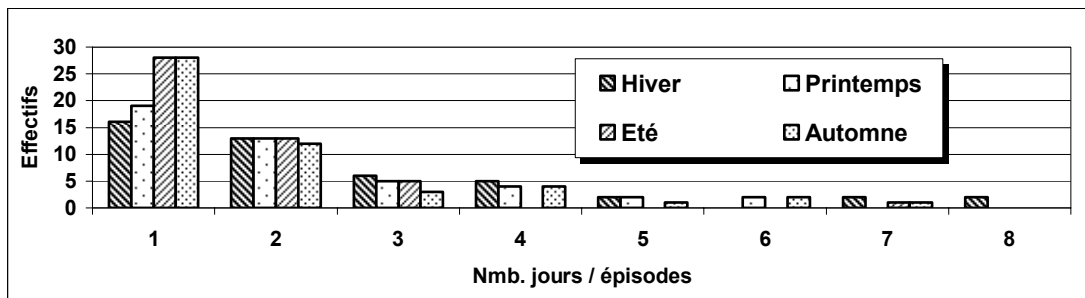


Figure 8 – Totaux inter saisonniers des épisodes d'inversions immédiates dans la basse troposphère de Tunis (1997-1999)

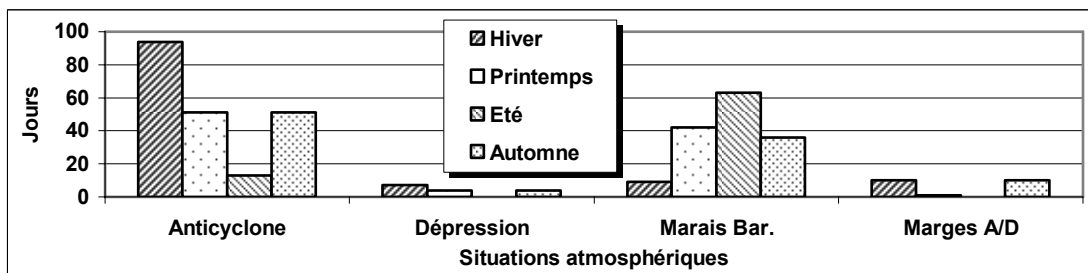


Figure 9 – Totaux inter saisonniers des types de situations atmosphériques associées aux inversions immédiates dans la basse troposphère de Tunis : 1997-1999

2.2.2. Fréquence et variation des caractères

Les inversions thermiques immédiates présentent des épaisseurs variables, certes, mais souvent assez importantes (figure 10). Les épaisseurs minimales sont comprises entre 10 et 33 mgp, les épaisseurs moyennes entre 102 et 422 mgp et les épaisseurs maximales entre 334 et 1046 mgp. Dans 21.26% des cas (1997-1999) les épaisseurs sont inférieures à 100 mgp. Elles dépassent dans 50.12 % des cas 100 mgp, dans 37 % des cas 150 mgp et dans 28.35 % des cas 200 mgp. Les écarts thermiques entre la base et la limite supérieure (plus chaude) des inversions présentent des variations importantes. Un écart minimal de 0.1°C est indispensable. Les écarts saisonniers moyens (1997-1999) sont compris entre 1.08°C et 3.16°C. Les écarts saisonniers maximaux sont compris entre 4.1°C et 11.3°C

3. Effets des inversions thermiques sur les concentrations de quelques polluants : exemple du mois de mai 1998

Les inversions thermiques empêchent toute ascendance et favorisent la concentration des polluants dans la basse troposphère. Elles constituent ainsi des situations très dangereuses, à grands risques sanitaires. Pendant le mois de mai 1998, des mesures effectuées par la station de la qualité de l'air de Ben Arous, banlieue sud de Tunis, montrent (figure 11) que les

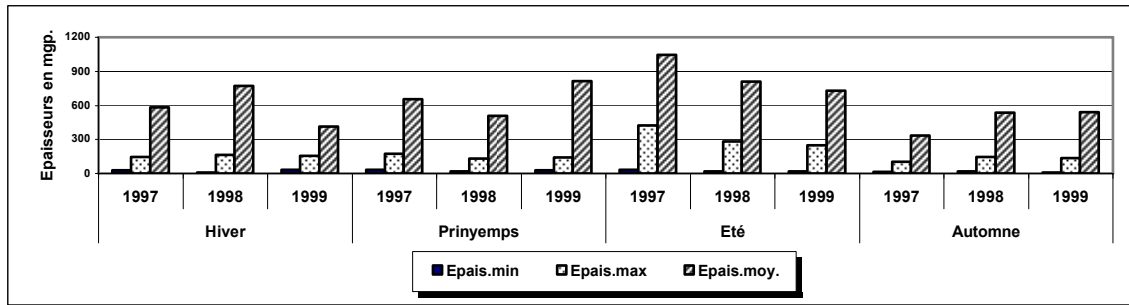


Figure 10 – Variation des épaisseurs des inversions immédiates dans la basse troposphère de Tunis (1997-1999)

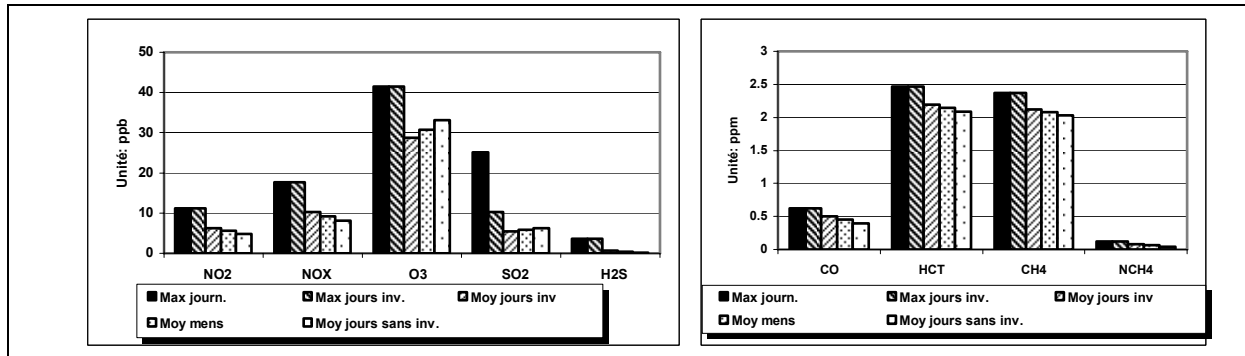


Figure 11 – Concentrations de polluants dans la basse troposphère de Tunis au cours du mois de mai 1998 (Station de Ben Arous, ANPE)

concentrations journalières moyennes maximales se sont produites toutes, sauf SO₂, pendant des situations à inversions thermiques (les deux histogrammes de gauche sont égaux). Aussi, les moyennes journalières des concentrations lors des jours à inversions sont supérieures aux moyennes journalières des concentrations des jours sans inversions, et aux moyennes mensuelles des concentrations pour ce mois, sauf SO₂ et O₃ ; Ces exemples confirment le rôle des inversions dans la création de surconcentrations polluées dans la ville de Tunis. Cependant, l'exemple de l'O₃ affirme que les inversions ne sont pas le seul facteur suspect de ces surconcentrations. Ce dernier, à titre d'exemple, nécessite pour sa formation des processus photochimiques qui ne fonctionnent efficacement qu'après levé du soleil. Or le réchauffement induit par l'irradiation du substrat est l'un des facteurs de disparition des inversions.

Conclusion

Les inversions thermiques représentent des situations atmosphériques à grands risques sanitaires, surtout lorsqu'elles persistent (épisodes prolongés). Elles favorisent certainement des surconcentrations de polluants qui dépassent les normes. Cependant la répartition spatiale de ces surconcentrations ne peut être déterminée avec précision qu'à travers une étude spatiotemporelle très fine des sources d'émissions fixes et mobiles, des conditions atmosphériques ambiantes, de la topographie et de la morphologie urbaine.

Bibliographie

- ANPE, Agence Nationale de Préservation de l'Environnement, Station de Ben Arous, mai 1998.
 CARREGA P., 1994 : « Topoclimatologie et Habitat », Thèse de Doctorat, Revue de Géographie du Laboratoire d'analyse spatiale Raoul Blanchard, n°35 et 36, Université Sophia
 EL MELKI T., 1997 : « Les masses d'air sur la Tunisie », *Mémoire de DRA, Faculté des Sciences humaines et sociales de Tunis*, 328 p.
 ESCOURROU G., 1991 : « Le climat et la ville », *Collection Géographie d'aujourd'hui*, Nathan, 190 p.
 HENIA L., 1998 : « Les situations anticycloniques en Tunisie ». *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, Volume 11, p : 166-174.
 Radiosondages de la stations de Tunis – Carthage : 1997-1999, Institut National de la Météorologie
 SIMPSON J.E., 1994: Sea breeze and local wind. Cambridge University Press, 324 p.

Structures spatio-temporelles des pluies en Amazonie

Villar Espinoza¹, J.-L. Guyot², Josyane Ronchail³, L. Noriega⁴,
J.J. Ordoñez Galvez⁵, R. Pombosa⁶, H. Romero⁷

¹ IRD/UNALM – FIA, Lima, Pérou

jhan.espinoza@etu.upmc.fr

² IRD/LMTG, Lima, Pérou

³ IPSL LOCEAN – Université de Paris 7, France

⁴ SENAMHI, La Paz, Bolivie

⁵ SENAMHI, Lima, Pérou

⁶ INAMHI, Quito, Equateur

⁷ IDEAM, Bogotá, Colombie

Résumé : L'introduction récente de données pluviométriques du Pérou, d'Equateur et de Colombie à la base de données du programme HYBAM (Hydrogéodynamique du Bassin Amazonien -, programme Institut de Recherche pour le Développement/ services météorologiques et hydrologiques des pays amazoniens), permet une description exhaustive des caractéristiques spatio-temporelles de la pluviométrie dans le bassin amazonien. Les données disponibles au pas de temps mensuel ont été critiquées par la méthode du vecteur régional (MVR). 615 stations ont été retenues sur la période 1965-2003. Le MVR a permis la détermination de 23 vecteurs caractérisant autant de régions homogènes. La répartition spatiale des pluies et les régimes pluviométriques sont décrits. La variabilité interannuelle des précipitations est analysée par le biais d'une analyse en composantes principales sur les indices pluviométriques annuels de chaque vecteur régional. Les résultats sont les suivants :

1. Une variabilité pluridécennale, avec moins de pluie dans le nord ouest du bassin depuis 1981 et au contraire plus de pluie depuis cette date dans le sud ouest du bassin, résume 26% de la variance totale.

2. La seconde composante (19% de la variance) met en évidence une autre forme de variabilité à long terme, avec dans le sud amazonien des pluies plus fortes à partir du début des années 1970 et des pluies plus faibles depuis le début des années 1990. La variabilité est inverse dans l'ouest de l'Amazonie (Pérou, Equateur).

3. La variabilité associée à El Niño-Oscillation Sud (ENOS) apparaît enfin sur la troisième composante (11 % de la variance). Une opposition spatiale est identifiable entre l'ouest et l'est du bassin, l'est étant sec durant les années Nino tandis que l'inverse est observé à l'ouest.

Mots-clés: Amazone, pluie, cycle annuel, variabilité décennale, ENSO.

Abstract: The recent introduction of rainfall data from Peru, Ecuador and Colombia in the Hybam (Hydrogeodynamics of the Amazon basin – program between IRD and the meteorological and hydrological services of the Amazonian countries) data base is the purpose of an exhaustive study of space and time rainfall variability in the Amazon basin. Monthly data has been criticized using the Regional Vector Method. 615 rain gauge have useful data during the 1965-2003 period. 23 regional vectors are determined, corresponding to 23 homogeneous regions. Rainfall values and regimes are commented. The inter annual rainfall variability is analyzed using a Principal Component Analysis (PCA) on the annual rainfall indices of each vector. The results are as follow:

1. The first component (26% of the total variance) shows a pluri decadal variability with less rain in the north-western Amazon basin since 1981 and more rain since then in the south-west.

2. The second component (19% of the total variance) also exhibits a long term variability with more rain in the southern basin since 1970 and less rain after 1990. The contrary is observed in the western basin (Peru, Ecuador).

3. An ENSO related variability appears on the third component (11 % of the total variance) with an opposition between the eastern and the western Amazon basin. Less (more) rain is observed in the eastern (western) regions during El Niño.

Key Words: Amazon, rainfall, annual cycle, decadal variability, ENSO.

Introduction

Le bassin amazonien couvre 6 millions de km² entre 5°N et 20°S et déverse dans l'Atlantique un volume d'eau qui correspond à 15% des apports d'eau douce aux océans. Il s'étend sur 7 pays et est divisé en 3 grandes unités morpho structurales. 44% de sa superficie appartient aux boucliers guyanais et brésilien, 45% à la plaine amazonienne, 11% aux Andes (Molinier *et al.*, 1996).

La répartition spatiale des précipitations, leur cycle annuel et leur variabilité ont déjà fait l'objet de descriptions (Salati *et al.*, 1978, Figueroa et Nobre 1990, Marengo 1992, Zhou et Lau 2001, Ronchail *et al.*, 2002, entre autres).

Mais, pour la première fois, la variabilité des pluies en Amazonie est abordée à partir d'un fichier exhaustif comportant les données de pluie de plus d'un millier de stations, recueillies par le biais du programme Hybam (Hydrogéodynamique du Bassin Amazonien, www.mpl.ird.fr/hybam), fruit de conventions entre l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD) et les instituts météorologiques et hydrologiques des pays amazoniens. En particulier, pour la première fois, des données inexploitées provenant du Pérou, d'Equateur et de Colombie sont ici analysées.

Dans le cadre du programme Hybam, l'analyse de la variabilité des pluies est réalisée avec l'objectif d'appréhender celle des débits et des transports de sédiments (Callède *et al.*, 2004, Labat *et al.*, 2004).

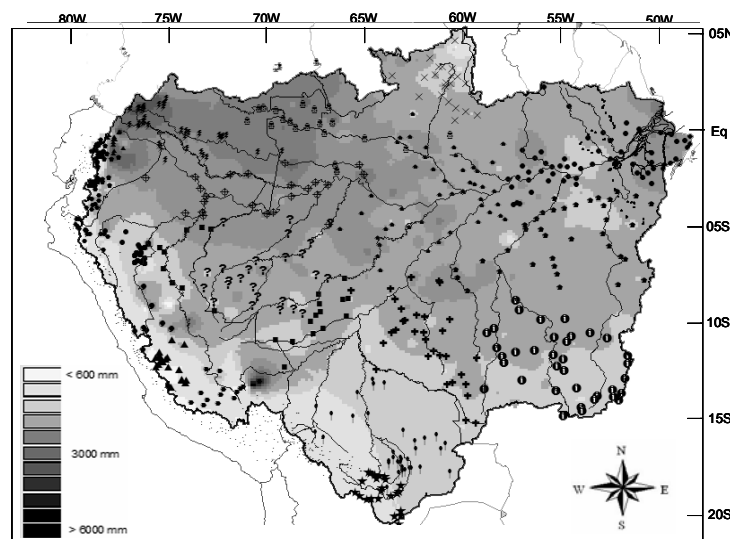


Figure 1 – Précipitations annuelles (mm) et réseau de stations pluviométriques approuvées par la méthode du vecteur régional

I. Données et méthodes

1860 stations pluviométriques de la base HYBAM ont été utilisées pour réaliser ce travail. L'information est disponible au pas de temps mensuel, en moyenne sur la période 1965-2003. Elle a été recueillie par les services météorologiques et hydrologiques du Brésil (Agence Nationale de l'Eau), de Pérou et de Bolivie (Service National de Météorologie et d'Hydrologie), d'Equateur (Institut National de Météorologie et Hydrologie) et de Colombie (Institut d'Hydrologie, de Météorologie et d'Etudes Environnementales).

La critique des données a été réalisée au moyen de la méthode du vecteur régional (MVR Hiez 1977 et Brunet-Moret 1979), grâce au logiciel Hydraccess (Vauchel, 2005). L'analyse minutieuse des résultats du MVR a permis de retenir 615 stations présentant de faibles probabilités d'erreur et une durée de relevé supérieure à 5 ans (figure 1). Cependant certaines régions très difficiles d'accès et peu équipées présentent une faible densité d'information, comme les régions frontalières de l'ouest du bassin. Ces stations sont regroupées autour de 23 vecteurs régionaux qui caractérisent des régions aux comportements pluviométriques interannuels homogènes.

L'importance de la variabilité intra annuelle des pluies est mesurée, pour chaque station, par le coefficient de variation des pluies mensuelles. Pour analyser le cycle annuel on a calculé

pour chaque trimestre (décembre, janvier et février DJF ; mars, avril et mai MAM ; juin, juillet et août JJA ; septembre, octobre et novembre SON) le pourcentage des pluies annuelles que représente le total trimestriel moyen.

L'importance de la variabilité interannuelle est mesurée par le coefficient de variation (CV) des pluies annuelles. Une analyse en Composantes principales (ACP) est par ailleurs réalisée sur les indices annuels des 23 vecteurs régionaux pour identifier les principales structures spatiales et temporelles des pluies.

2. Résultats

2.1 Répartition des pluies et cycle annuel

Les précipitations annuelles moyennes sont de 2500 mm (Molinier *et al* 1996), avec des valeurs dépassant 3000 mm dans le nord-ouest et près de l'embouchure de l'Amazonie qui décroissent globalement vers les tropiques nord et sud et vers les Andes (figure 1). La variabilité spatiale des pluies est très forte; elles sont supérieures à 6000 mm/an sur certains contreforts andins et descendent jusqu'à 300 mm/an dans des vallées andines abritées.

Etant donné les dimensions du bassin amazonien, le cycle annuel varie d'une région à l'autre. Il est de type tropical boréal ou austral, dans le nord et dans le sud du bassin respectivement, avec l'alternance d'une saison sèche en hiver et d'une saison des pluies en été (figure 2). Ainsi DJF est la saison des pluies dans le sud de l'Amazonie (figure 2a) tandis ce trimestre est sec dans le Roraima, à l'extrême nord du Brésil. On observe l'inverse en JJA (figure 2c). La saison sèche s'allonge vers le tropique et, dans le sud de l'Amazonie, jusqu'à 50 % des pluies tombent en DJF. C'est dans ces régions que le coefficient de variation des pluies mensuelles est le plus fort (supérieur à 1.2). Dans le nord-est très influencé par l'océan, un maximum de pluie suit, en MAM, le déplacement vers le sud de la ZCIT et les précipitations sont minimales en SON (figures 2b et 2d)

Dans les basses terres de l'ouest les pluies sont abondantes toute l'année et c'est là que le coefficient de variation intra annuel est le plus faible (0.2). En Equateur, on assiste à la juxtaposition de régimes bimodaux dans les Andes et de régimes quasiment uniformes en plaine (Laraque *et al.*, 2004).

2.2 La variabilité interannuelle

Le coefficient de variation calculé sur les pluies annuelles montre la différence très importante entre les régions centrales et nord-ouest du bassin où la variabilité d'une année sur l'autre est modeste et les régions andines et tropicales où la variabilité est plus forte (figure 3). Des valeurs particulièrement importantes apparaissent au niveau du plateau de Fitzcarrald, à la frontière entre Brésil et Pérou.

L'analyse en composantes principales des indices annuels des 23 vecteurs régionaux met en évidence différentes structures spatio-temporelles.

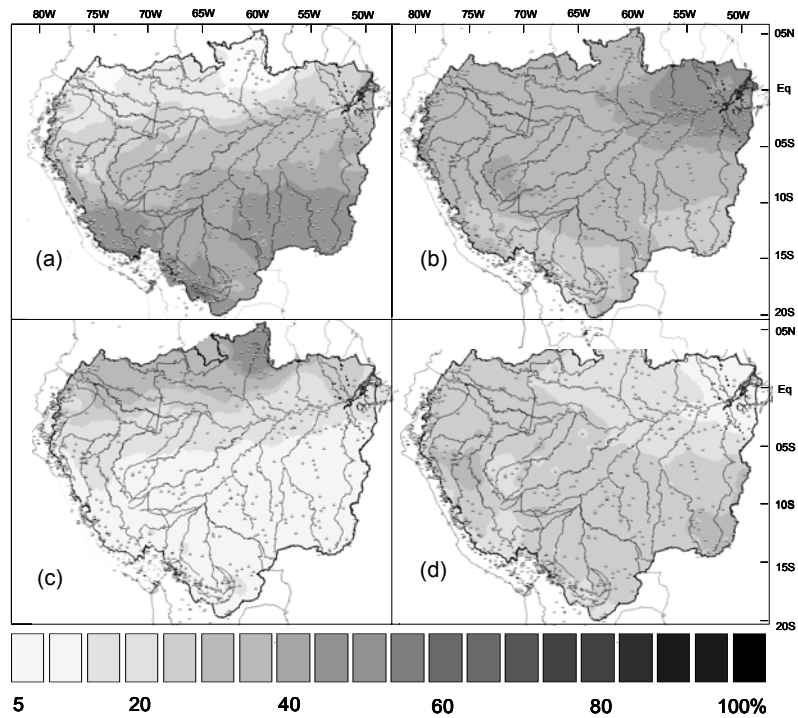


Figure 2. Part des pluies trimestrielles par rapport aux pluies annuelles (%) pour a) décembre, janvier et février DJF, b) mars, avril et mai MAM, c) juin, juillet et août JJA, d) septembre, octobre et novembre SON.

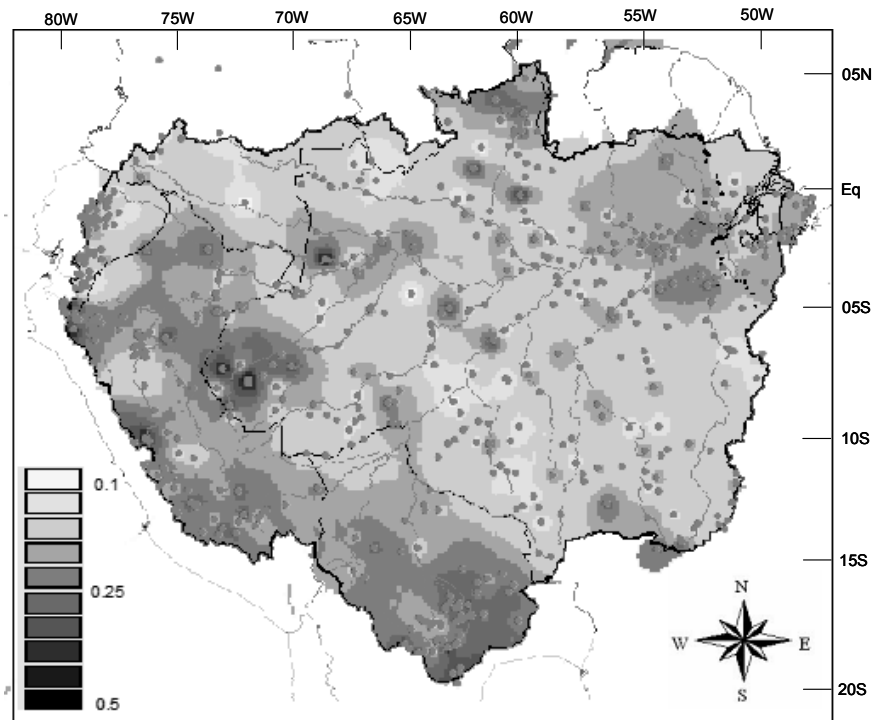


Figure 3. Coefficient de variation interannuel des pluies.

La première, la plus importante, qui résume 26 % de la variance des données, présente une variabilité temporelle à long terme avec une rupture en 1981 attestée par les méthodes de Pettitt et de Hubert (Pettitt, 1979 et Hubert *et al.*, 1989) (figure 4a). Avant cette date les pluies sont abondantes (faibles) dans le nord-ouest du bassin (le sud-ouest). Après cette date c'est l'inverse qui se produit.

La seconde composante met en évidence une variabilité à plus haute fréquence, de type décennale, qui module la variabilité pluridécennale observée auparavant (figure 4b). Cette composante oppose le sud du bassin amazonien à sa partie occidentale. Dans le sud du bassin les pluies ont été plus abondantes de 1976 à 1986 et moins abondantes au début des années 1970 et dans les années 1990. L'inverse peut être décrit pour l'ouest du bassin. Les tests de Pettitt et Hubert identifient des ruptures en 1972 et 1992.

La troisième composante (11% de la variance) montre une variabilité interannuelle à plus haute fréquence que les précédentes et une opposition entre est et ouest du bassin. Cette variabilité est en partie liée à El Niño-Oscillation Sud (ENOS), avec des pluies déficitaires à l'est et excédentaires à l'ouest pendant les années El Niño (1972-73, 1982-1983, 1997-1998) et l'inverse pendant les années la Niña (1988-1989, 1995-1996).

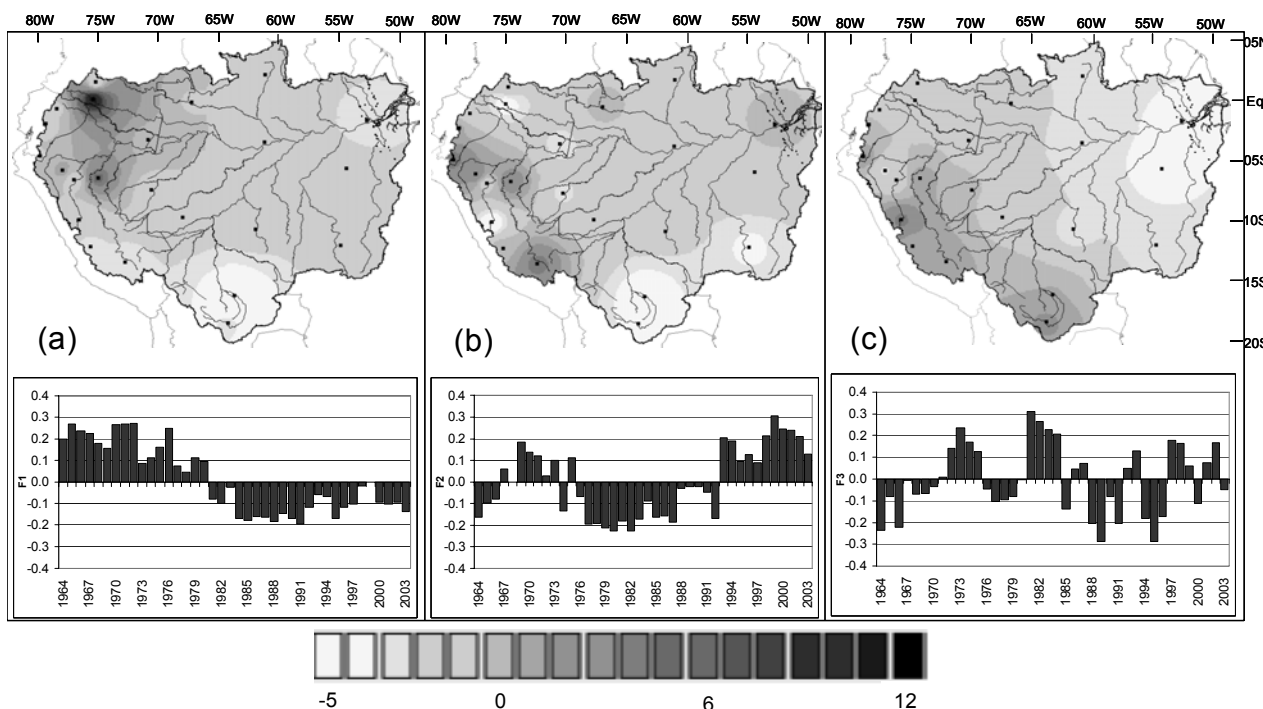


Figure 4. Résultats d'une analyse en composantes principales sur les indices pluviométriques annuels de 23 vecteurs régionaux. Coordonnées spatiales et temporelles associées au a) premier facteur, b) deuxième facteur, c) troisième facteur.

Conclusion

Les variabilités pluviométriques mises en évidence sont cohérentes avec celles des auteurs mentionnés en introduction. Ces résultats affinent cependant les descriptions et mettent notamment en avant, de façon plus nette que les auteurs précédents (Marengo 2004), l'importance des régions andines dans la structuration temporelle et spatiale des précipitations.

Ils confirment également que la brutale augmentation des débits du cours principal de l'Amazone au début des années 1970 peut être associée aux pluies du sud du bassin.

Enfin, l'explication de la variabilité à basse fréquence des pluies est l'objet d'un programme qui réunit des chercheurs travaillant dans diverses régions d'Amérique du Sud (Nordeste brésilien, Amazonie, Andes et Bassin de la Plata).

Bibliographie

- BRUNET-MORET Y, 1979. Homogénéisation des précipitations. *Cahiers ORSTOM, Série Hydrologie.*, **16**, 3-4
- CALLÈDE J., GUYOT J.L., RONCHAIL J., L'HÔTE Y., NIEL H., DE OLIVEIRA E, 2004. Evolution du débit de l'Amazone à Obidos de 1902 à 1999. *Hydrological Sciences*, **49**, 85-97.
- Figueroa, S.N., Nobre, C.A, 1990. Precipitation distribution over central and western tropical South America, *Climanálise*, **5**, 36-45.
- HIEZ G. 1977. L'homogénéité des données pluviométriques. *Cahiers ORSTOM, série Hydrologie*, **14**, 129-72.
- HUBERT, P., CARBONNEL, J.P., CHAUCHE, A, 1989. Segmentation des séries hydrométéorologiques. Application à des séries de précipitations et de débits de l'Afrique de l'Ouest, *Journal of Hydrology*, **110**, 349-367.
- LABAT D., RONCHAIL J., CALLÈDE J., GUYOT J.L., DE OLIVEIRA E., GUIMARÃES W, 2004. Wavelet analysis of Amazon hydrological regime variability. *Geophysical Research Letter*, **31** : L02501.
- LARAQUE A., GUYOT J.L., POMBOSA R, 2004. Hydroclimatologie du bassin amazonien en Equateur et son hydrosédimentologie (Exemple du bassin du Napo). (*Hidroclimatología de la cuenca amazónica del Ecuador y su hidrosedimentología (Ejemplo de la cuenca del Napo)*). *Geología de la cuenca Oriente* (Baby P., Rivadeneira M., Barragan R., Eds.). IRD, IFEA, PETROECUADOR. Ecuador.
- MARENGO, J.A, 1992. Interannual variability of surface climate in the Amazon basin. *International Journal of Climatology*, **12**, 853-863
- MARENGO J.A, 2004. Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin. *Theor. Appl. Climatol.*, **78**, 79-96.
- MOLINIER M., GUYOT J.L., OLIVEIRA E., GUIMARÃES V, 1996. Les régimes hydrologiques de l'Amazone et de ses affluents. *L'hydrologie tropicale : géoscience et outil pour le développement*, Paris, Mai 1995. *IAHS Publ.* 238, 209-222.
- PETTITT, A.N, 1979. A non parametric approach to the change-point problem, *Applied Statistics*, **28**, 126-135.
- RONCHAIL, J., COCHONNEAU, G., MOLINIER, M., GUYOT, J.L., GORETTI DE MIRANDA CHAVES, A., GUIMARÃES, V., DE OLIVEIRA E, 2002. Rainfall variability in the Amazon Basin and SSTs in the tropical Pacific and Atlantic oceans. *International Journal of Climatology*, **22**, 1663-1686.
- SALATI, E. MARQUES, J., MOLION, L.C.B, 1978. Origem e distribuição das chuvas na Amazônia (Origine et distribution des pluies en Amazonie). *Interciencia*, **3**, 200-205.
- VAUCHEL P, 2005. Hydraccess : Logiciel de gestion et traitement de données hydro-météorologiques, version 2.1.4. Téléchargeable sur www.mpl.ird.fr/hybam.
- ZHOU J. et K.M. LAU, 2001. Principal modes of interannual and decadal variability of summer rainfall over South America. *International Journal of Climatology*, **21**, 1623-44.

Événements pluvieux extrêmes et adaptation aux risques d'érosion dans la ville d'Alla (Benin)

Gervais Etene, Michel Boko, Constant Houndenou

Laboratoire d'Etude des Climats, des Ressources en Eau
et de la Dynamique des Ecosystèmes, Bénin
Cyr_gervais_etene@hotmail.com, mboko47@yahoo.fr, constant500@yahoo.fr

Résumé : Cette étude vise à identifier la période pendant laquelle les pluies extrêmes peuvent déclencher le phénomène de l'érosion pluviale dans la ville d'Allada. Les pluies extrêmes ont été déterminées par la méthode de classification classique des hauteurs de pluies utilisées par les urbanistes. Les événements les plus agressifs sont de classe [40-70] avec une proportion de 30 % aux mois de mai, juin et octobre. Ces mois sont considérés comme les mois critiques pour l'érodibilité du sol.

Mots-clés : Evénements pluvieux, risque d'érosion, Allada, adaptation

Abstract: This study aims to identify the period during which the extreme rains can start the phenomenon of erosion in the city of Allada. The extreme rains were determined by the method of traditional classification heights of rains used by the town planners. The most aggressive events are of class [40 -70], with a proportion of 30 % in June, May and October. These months are regarded as the critical months because the erodibility of the ground.

Key Words : Rainy events, risk of erosion, Allada, adaptation

Introduction

Les événements pluvieux extrêmes représentent un grand danger pour la société entière et, plus particulièrement pour les agglomérations urbaines (OMM, 2002). Au Bénin ces agglomérations urbaines, à l'instar de la ville de Cotonou, connaissent une expansion considérable tant par leur population que par l'extension de leurs superficies.

Le nombre des événements pluvieux extrêmes n'a cessé de s'accroître ces dernières années au Bénin (BOKONON-GANTA, 1987 ; BOKO 1988 et 2001 ; AFOUDA, 1990 ; HOUNDENOU, 1999 et 2002 ; HOUNDAKINNOU, 2003 et 2006).

Localisée à 06° 39' de latitude Nord et 02° 08' longitude Est, la ville d'Allada est située sur le plateau du même nom (figure 1). Elle s'intègre dans le domaine du climat subéquatorial à un régime bimodal, avec une pluviométrie moyenne annuelle d'environ 1300mm, dont 58 % et 21 % sont enregistrées respectivement pendant la grande et la petite saison pluvieuse, Allada présente une vulnérabilité aux événements pluvieux extrêmes à cause de la topographie et de sa géomorphologie.

A Allada, les nuisances que créent les fortes précipitations sont énormes et constituent des contraintes à l'aménagement. Les conséquences immédiates sont la dégradation des infrastructures urbaines sous l'effet de l'érodibilité du sol.

Le présent travail a pour but de contribuer à une meilleure compréhension du problème de l'érosion pluviale à Allada et d'élaborer une stratégie de gestion des eaux de ruissellement en milieu urbain, dans une perspective de développement urbain durable.

I. Données et méthodes

Les données analysées couvrent la période de 1964-1998 et sont obtenues à l'ASECNA de Cotonou. Elles ont été soumises à une classification classique, utilisée par les urbanistes en

terme d'élément de contrainte à l'aménagement qui tient compte de l'état de la topographie. Ainsi, 5 classes ont retenues et les événements ont été évalués en terme fréquentiel pour caractériser l'agressivité érosive. Il s'agit des classes [20 ; 35[, [35 ; 50[; [50 ; 80[, [80 et 100[et [>100[.

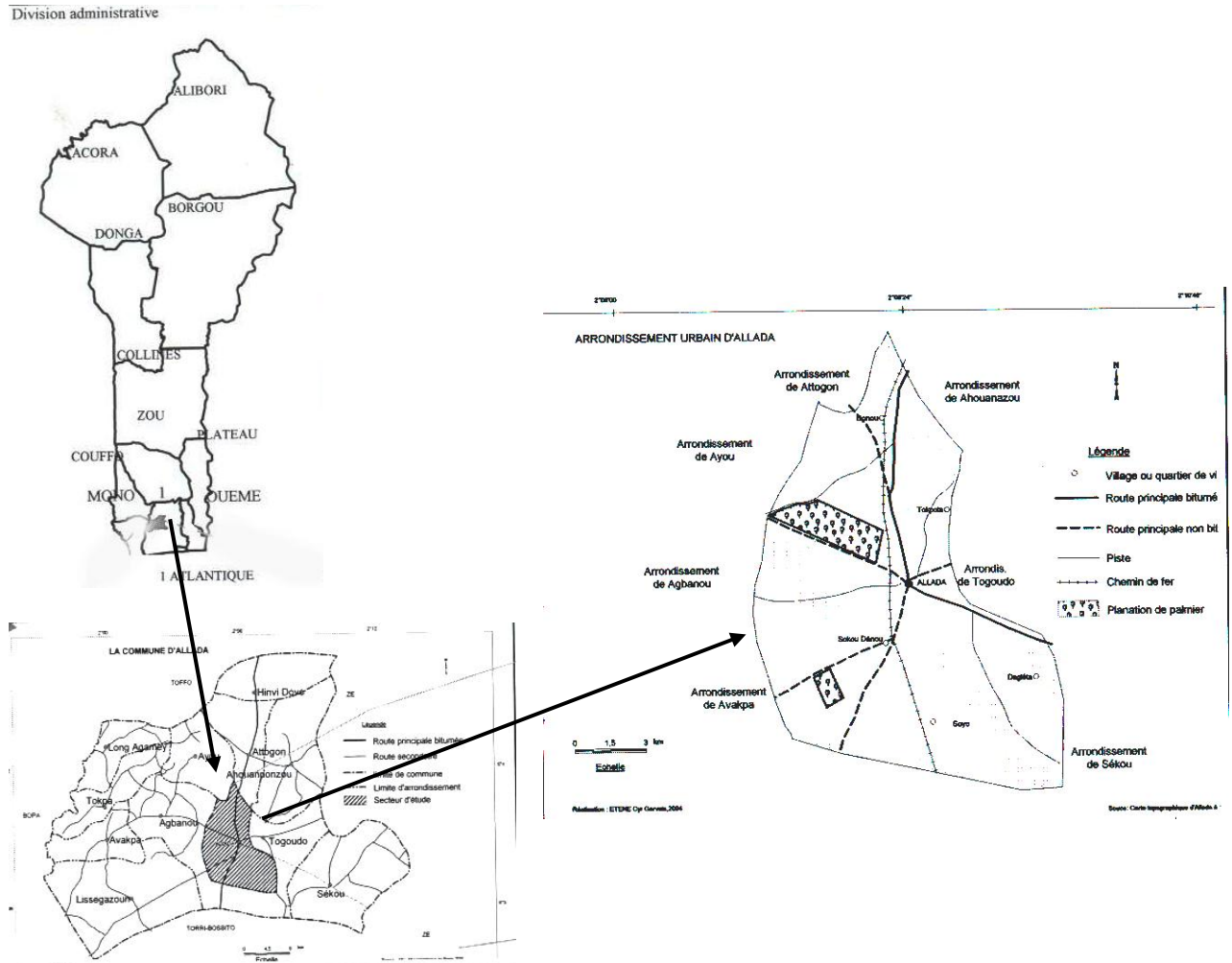


Figure 1 – Situation géographique de la ville d'Allada au Bénin

L'étude statistique a été accompagnée d'une enquête de terrain pour la caractérisation des quartiers vulnérables à l'érosion pluviale à partir de la méthode des quotas sur un échantillon de 120 sujets. Cette méthode d'investigation sur l'impact des événements pluvieux extrêmes et adaptation aux risques d'érosion à Allada au Bénin a conduit aux résultats suivants.

2. Résultats et discussions

Elle est faite à partir de la classification des hauteurs de pluies maximales mensuelles comme l'indique la figure ci après.

La classification montre une prédominance des hauteurs de pluies de classe [20 ; 35[avec une fréquence de 50 % ; Les hauteurs de pluies > 100 mm représentent 5 % du pourcentage total du volume pluviométrique. En revanche, les mois de juin et juillet ont montré une spécificité. Ils sont caractérisés par une forte proportion des pluies extrêmes de classe [50 ; 80[avec une fréquence de 30%.

A Allada, on distingue fondamentalement 3 catégories d'événements pluvieux extrêmes. Ce sont les événements pluvieux extrêmes minima qui sont étalés sur tous les mois avec une

proportion de 50 % ; les pluies extrêmes maxima observées et centrée sur les mois de juin et juillet et enfin les extrêmes des extrêmes avec une faible dominance sur toutes la période (5%).

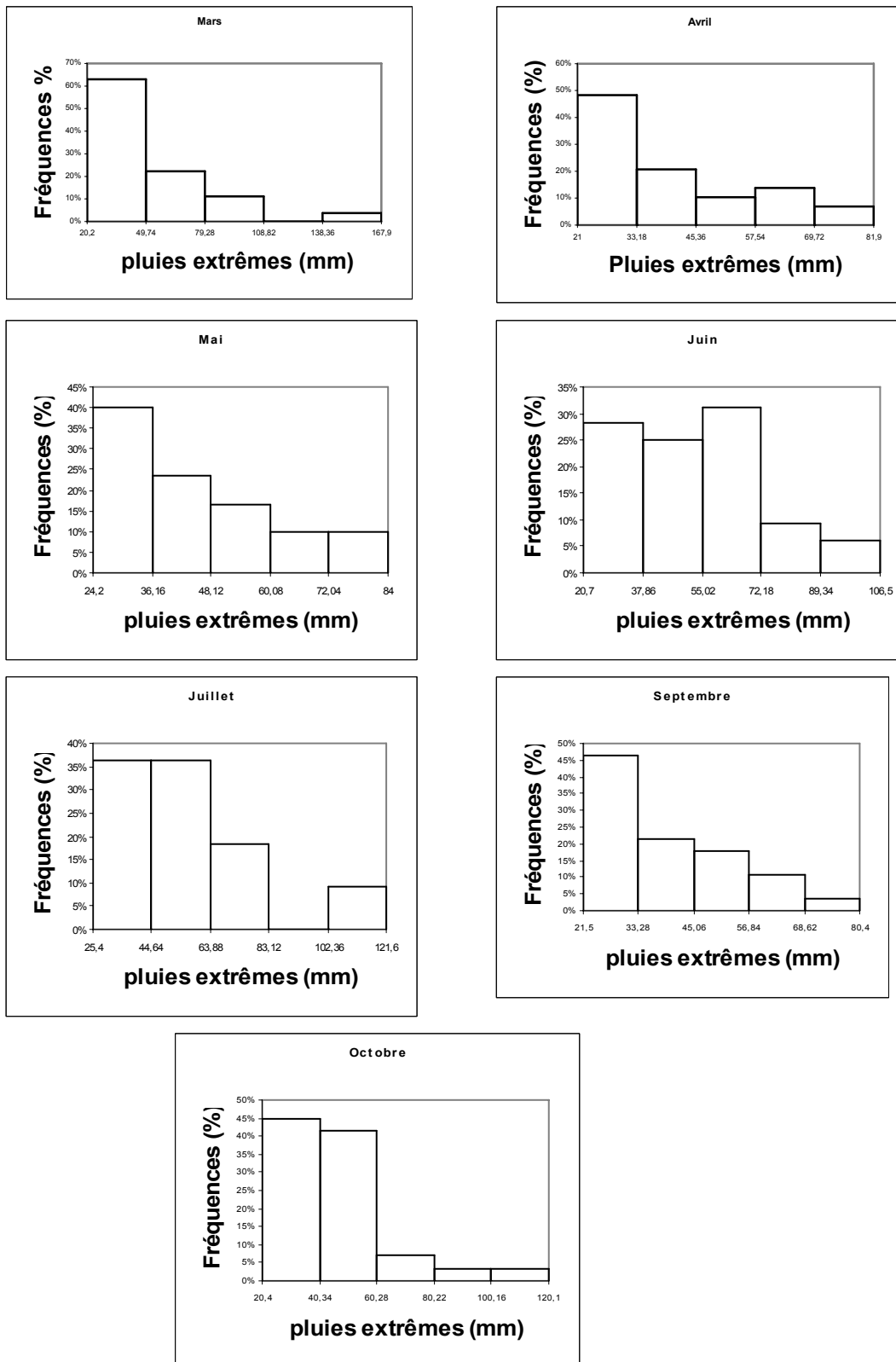


Figure 2 – Classification des pluies extrêmes à Allada de 1964-1998

Par ailleurs, l'évaluation des risques d'érosion est faite à partir de l'étude de la répartition de fréquence des événements pluvieux extrêmes sur toute l'année (figure 3).

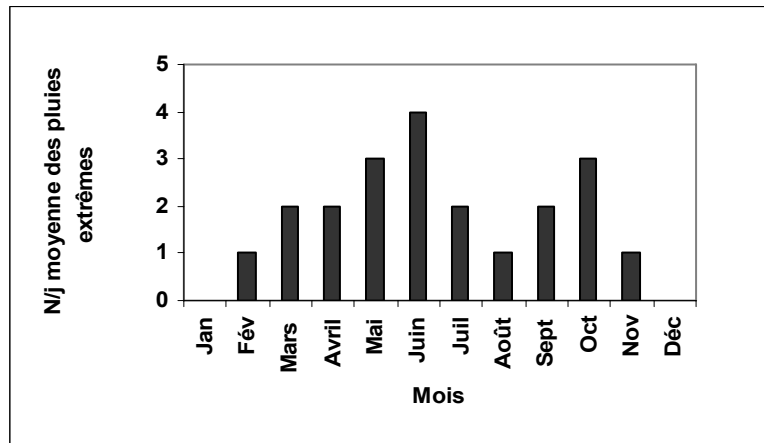


Figure 3 – Evolution inter mensuelle de fréquence moyenne des événements pluvieux extrêmes à Allada de 1964-1998

Le risque d'érosion est plus élevé pendant la grande et la petite saison pluvieuse, où il est enregistré en moyenne 3 et 4 événements pluvieux extrêmes pour les mois de mai et juin, 2 et 3 pluies extrêmes pour les mois de septembre et octobre.

Le mois de juin étant précédé du moi de mai, donc effet d'accumulation des pluies, ce qui fait élever le risque d'érosion pour ce mois avec pour conséquence la dégradation des différentes infrastructures de la ville (photos 1 et 2). Par contre le mois d'octobre où le nombre de jours des pluies est inférieur à celui de juin ; il y a faible effet accumulateur ajouter à l'évapotranspiration élevée qui diminue le degré d'érodibilité.

En définitive, il faut noter qu'à Allada le mois de juin est identifié comme le mois le plus dangereux suivi du mois d'octobre. Ceci se justifie par le fait que le taux d'infiltration est faible (5 %) et celui de ruissellement est plus élevé (80 %) (AALDERS, 1977 ; KEKE, 2003 et ETENE, 2005).

3. Stratégie d'adaptation et de mitigation

A Allada, les populations exposées aux effets des forts ruissellements s'adaptent en développant des stratégies endogènes pour remédier au problème de l'érosion pluviale. Il s'agit de la conception de gouttières, la technique d'enrochement, la construction des terrasses.

Les gouttières permettent de recueillir les eaux qui tombent en vue de les empêcher d'aller alimenter le ruissellement qui n'est d'autre que le facteur principal de l'érosion. La méthode d'enrochement a pour rôle de conserver l'intégrité des fondations et enfin la construction des terrasses permet de renforcer la base des clôtures des maisons pour lutter contre le déchaussement. (Photos 1, 2, 3).

Mais, pour réduire de façon considérable les effets néfastes de l'écoulement et drainage des eaux de pluie, avec imperméabilisation des sols, des ouvrages de grande capacité doivent être davantage construits et entretenus pour bien drainer chaque bassin versant. Il serait important de dégager des exutoires humanisés. Des précautions en matière d'installation doivent être prises et respecter. Il faudrait également penser à la réalisation d'un Schéma Directeur d'Aménagement et de Gestion des eaux pluviales.



Photo 1 – Ravinement d'une clôture de la maison à Dogoudo.
Cliché : Etene, juin 2005



Photo 2 – Rue presque entièrement détruite par l'érosion pluviale à Gbégamey. Cliché Etene, juin 2004



Photo 3 – Une gouttière connectée avec une citerne à Gbowèle.
Cliché : Etene, octobre 2005



Photo 4 – Technique d'enrochement utilisée pour protéger une Concession à Dodomey. Cliché : Etene, octobre 2005



Photo 5 – Technique de terrasse pour lutter contre le déchaussement Alomè
Cliché : Etene octobre 2005

Conclusion

Les événements pluvieux extrêmes sont considérés comme un élément amplificateur de l'érosion pluviale dans la ville d'Allada. Les risques d'érosion sont plus élevés pendant le mois de mai, juin et octobre avec des hauteurs de pluies situant entre 40 à 70 mm et un taux de fréquence de 30 %. Pour atténuer les effets négatifs des événements pluvieux extrêmes, les populations ont développé des stratégies endogènes telles que la conception des gouttières, la construction des terrasses etc. Ces stratégies méritent d'être renforcées par le développement du réseau de canalisation et la mise en place d'un Schéma Directeur d'Aménagement et de gestion d'eaux pour assurer à la population un développement urbain durable.

Bibliographie

- AFOUDA A, 1981 : *Etude du ruissellement en zone urbaine à Cotonou*, Rapport de Campagne 1988 – ORSTOM – LOME. 82 p.
- AALDERS H, 1977 : *Mesures d'érosion sur << Terre de Barre >> dans le sud du Bénin*, CENAP, 46 p.
- BOKO M., 1988 : *Climats et communautés rurales du Bénin : Rythmes climatiques et rythmes de développement*. Thèse de doctorat d'Etat, 2 tomes, Centre de Recherches de Climatologie. URA 909 CNRS, Université de Bourgogne, Dijon, 608 p.
- BOKONON-GANTA E.B., 1987 : *Les climats de la région du golfe du Bénin*. Thèse de doctorat du 3^e cycle, Paris IV Sorbonne, 248 p + annexes.
- ETENE. C. G, 2005 : *Hydrologie urbaine d'Allada : Impacts sur les infrastructures Socioéconomiques*. Mémoire de DEA, EDP-FLASH/UAC, 77 p.
- HOUNDAKINNOU G.R, 2006 : *Fréquence des événements pluvieux extrêmes et impacts environnementaux dans la ville de Cotonou*. Mémoire de DEA / EDP/ FLASH/ UAC, 60p
- KEKE .E, 2002 : *L'érosion pluviale en milieu urbain : Cas de la commune d'Abomey-Calavi. Aspects, Impacts et moyens de lutte*. Mémoire de maîtrise de géographie/FLASH-UNB, 83 p
- ROOSE E, 1977 : *Erosion et ruissellement en Afrique de l'ouest. 20 années de mesures en petites parcelles expérimentales*. Paris. Travaux et document de l'ORSTOM, 78 p.

Etude de la ventilation dans un tunnel ferroviaire avec une pente ascendante unique : le tunnel du Mont d'Or (Jura F/CH)

Jean-Michel Fallot, Jacques-André Hertig, Rumiana Engel, Agustin Brena

EFLUM-ISTE-ENAC, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, Suisse

***Résumé :** L'étude de la ventilation menée pour un tunnel ferroviaire de 6km de long a montré que celle-ci dépend fortement des conditions météorologiques régnant à l'extérieur et à l'intérieur du tunnel, ainsi que du passage de trains. Cette étude a permis de développer des formules analytiques reproduisant ces courants en vue de définir des stratégies de sauvetage appropriées en cas d'accident majeur dans ce tunnel.*

Mots-clés : tunnel ferroviaire, ventilation, mesures in situ, accident majeur

***Abstract:** Airflow study carried out for a 6 km long railway tunnel (with a single ascending slope) shows that trains and meteorological conditions within and outside tunnel strongly influence airflow in the tunnel. From this study, analytical formula reproducing this airflow could be developed in order to define appropriate rescue strategies in case of major accident in this tunnel.*

Key Words: railway tunnel, airflow, field measurements, major accident

Introduction

Suite aux catastrophes survenues dans les tunnels routiers du Mont Blanc et du Gothard, la ventilation et la sécurité dans les tunnels prennent de plus en plus d'importance. Elles ont déjà fait l'objet de plusieurs études pour les tunnels routiers (Roche, 1991 ; AIPCR, 1999 ; Borghi et Perugini, 2002 ; Steinemann et Zumsteg, 2004). La question de la sécurité s'est également posée pour les tunnels ferroviaires, en particulier pour celui à voie unique du Mont d'Or situé dans le Jura sur la ligne Lausanne-Paris, en cas de déraillement ou de collision frontale entre 2 trains. Il s'agit notamment de définir pour ce tunnel de 6km de long les stratégies à adopter pour l'extinction d'un incendie et le sauvetage des personnes bloquées dans le tunnel, ainsi que le choix du portail d'entrée pour les secours. En effet, le tunnel est en pente ascendante unique de 6 % depuis la Suisse (Vallorbe), ce qui peut entraîner un risque d'enfumage du tunnel vers l'amont en cas d'incendie ou un écoulement de gaz toxiques lourds vers l'aval en direction de la Suisse. Pour évaluer ces risques et les stratégies de sauvetage à adopter en cas d'accident majeur, il convient de bien connaître les écoulements d'air dans ce tunnel en fonction des conditions météorologiques et du passage des trains.

Dans ce but, des mesures de températures et d'humidité de l'air, de pression et du vent ont été réalisées en continu durant près de 3 ans (28.11.2002 – 30.10.2005) aux 2 portails ainsi qu'en un point au milieu du tunnel du Mont d'Or (Sémaphore). Ce point est plus proche du portail Nord (cf. figure 1) et il a comporté des mesures du vent près du sol et au sommet de la voûte, afin de voir si des écoulements croisés pouvaient se former dans le tunnel. La dénivellation entre les 2 portails atteint 88 m et ils débouchent tous les deux dans une vallée jurassienne (Orbe et Doubs) orientée en gros SO-NE, parallèlement à la chaîne du Jura.

1. Influence des paramètres météorologiques sur la ventilation dans le tunnel

Les mesures météorologiques effectuées à l'extérieur du tunnel au-dessus des 2 portails ont révélé que les courants régionaux sont fortement canalisés dans les vallées de l'Orbe et du Doubs. On peut distinguer 4 grandes situations (cf. tableau 1 et figure 1) :

- les situations avec des courants du Nord-Est à Est (bise) persistant durant toute la journée aux 2 portails lorsque les vents soufflent du Nord à Sud-Est sur les sommets du Jura,
- les situations avec des courants du Sud-Ouest à Ouest (ou Nord-Ouest) persistant durant toute la journée lorsque les vents soufflent du Sud à NNO sur les sommets du Jura,
- les situations anticycloniques avec des brises qui remontent les versants et les vallées durant le jour et les descendent durant la nuit,
- les situations perturbées avec des courants variables durant la journée, lorsque les vents en altitude soufflent trop faiblement pour être ressentis jusqu'au sol près des portails.

$\delta T^{\circ}\text{C}$	Vent descendant dans tunnel			Vent montant dans tunnel			Vents variables dans tunnel		
	Val Int	Sém Bas	Sém Haut	Val Int	Sém Bas	Sém Haut	Val Int	Sém Bas	Sém Haut
$\leq -1^{\circ}\text{C}$	5.9	7.3	6.6	26.3	20.6	18.9	5.7	9.1	10.3
$\pm 1^{\circ}\text{C}$	2.1	2.1	2.5	3.8	3.5	3.6	1.5	1.7	1.6
$\geq +1^{\circ}\text{C}$	35.2	36.7	35.4	10.7	9.1	9.4	8.9	9.9	11.7
Word	Word	Word	Word	Word	Word	Word	Word	Word	Word

Légende valable pour les tableaux 2 à 6
 $\Delta T^{\circ}\text{C}$ Val-Sém = gradient moyen de température entre le portail de Vallorbe et le Sémaphore
 Val Int = Vallorbe à l'intérieur du tunnel près du portail Sud
 Sém bas = Sémaphore en bas du tunnel Sém haut = Sémaphore en haut (voûte) du tunnel

Tableau 2 – Fréquence d'apparition en % des courants mesurés à 3 endroits dans le tunnel du Mont d'Or du 28.11.2002 au 30.10.2005 (100% = 853 jours)

Le portail Nord de Longevilles débouche dans une tranchée de 100 m de long et de 10 m de haut, ce qui l'expose moins souvent à la bise que celui de Vallorbe ressortant dans une paroi rocheuse orientée vers le Sud-Est.

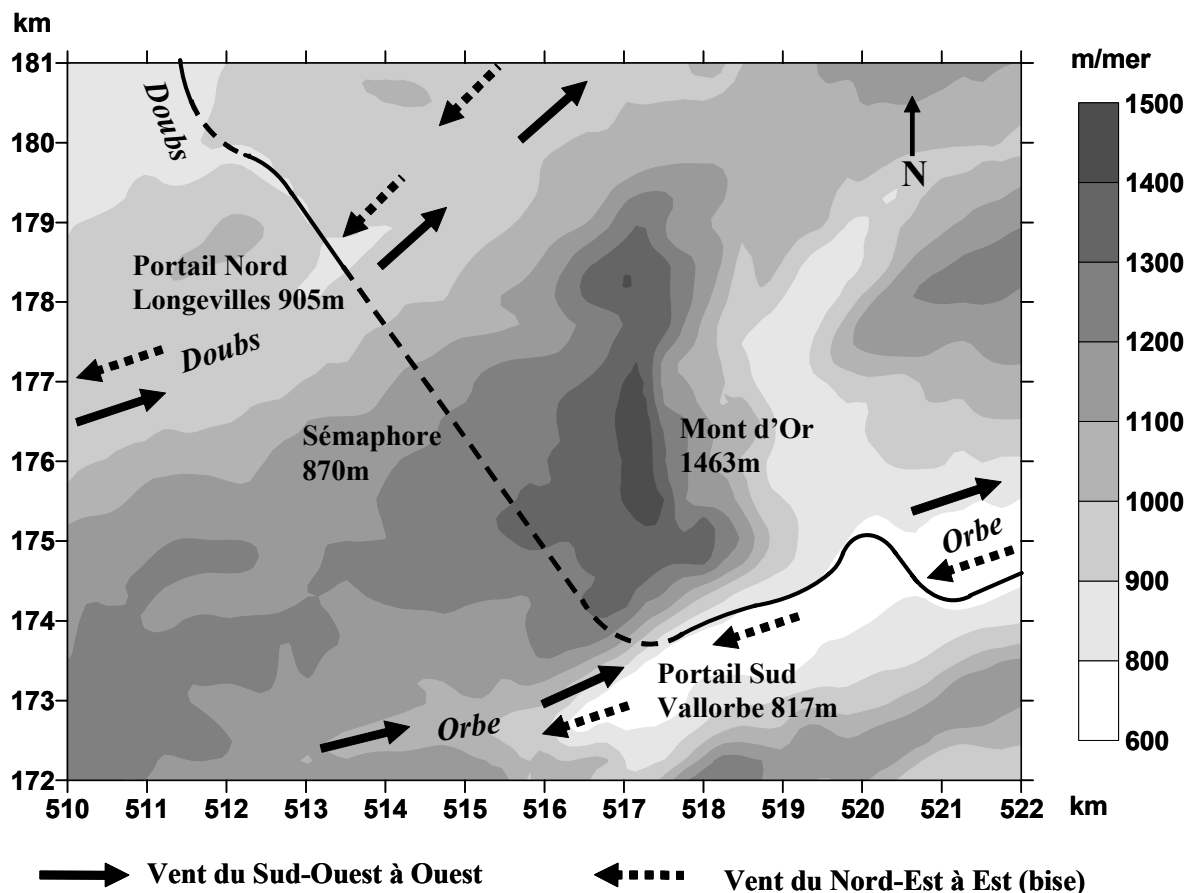


Figure 1 – Localisation des stations de mesures météorologiques dans le tunnel du Mont d'Or et carte schématique des courants par vent du SO à Ouest et du NE à Est (bise)

Le tableau 2 présente la fréquence d'apparition des différents courants mesurés à l'intérieur du tunnel près du portail Sud du tunnel du Mont d'Or (= Vallorbe intérieur) et au Sémaphore près du sol (Sémaphore bas) et de la voûte (Sémaphore haut) pour une période de 853 jours où tous les appareils de mesures ont fonctionné simultanément, sans panne.

Dans le tableau 2 (et les suivants), un vent montant correspond à un courant remontant le tunnel du Mont d'Or de Vallorbe à Longevilles durant toute la journée (24 heures) et un vent descendant à un courant s'écoulant en sens inverse durant toute journée si on excepte les brefs renversements des flux liés au passage des trains (figure 2). Un vent variable signifie que les courants changent sans cesse de direction à l'intérieur du tunnel durant toute la journée.

Nous avons également distingué 3 classes de gradient de température pour chaque secteur de vent en fonction des températures moyennes journalières mesurées entre l'extérieur (portail aval de Vallorbe) et l'intérieur du tunnel (Sémaphore), afin de détecter certains effets thermiques sur la ventilation naturelle. Un gradient $\leq -1^{\circ}\text{C}$ signifie que le tunnel est plus chaud d'au moins 1°C durant la journée par rapport à l'air à l'extérieur du côté de Vallorbe. Un gradient $\geq +1^{\circ}\text{C}$ correspond à la situation inverse et un gradient de $\pm 1^{\circ}\text{C}$ signifie que la température moyenne dans le tunnel est très proche ($\pm 1^{\circ}\text{C}$) de celle à l'extérieur.

Les vents descendants durant toute la journée dans le tunnel du Mont d'Or prédominent sur les vents montants et variables. Les 2 postes du Sémaphore se caractérisent par un nombre plus petit de vents montants que près du portail Sud à Vallorbe. On mesure aussi un plus grand nombre de courants variables en haut (voûte) qu'en bas du tunnel au Sémaphore. Des divergences apparaissent ainsi au niveau de la ventilation entre ces 3 postes durant certains jours et situations météorologiques.

Les vents descendants se rencontrent nettement plus souvent lorsque le tunnel est plus froid que l'air à l'extérieur, alors qu'on observe l'inverse pour les vents montants, certes dans une proportion moins grande. Un effet thermique (cheminée) apparaît ainsi assez souvent dans ce tunnel en pente ascendante unique de 6 % : un air froid plus lourd dans le tunnel tend à s'écouler vers l'aval et un air chaud plus léger à remonter vers l'amont. Mais la ventilation à l'extérieur influence aussi grandement celle à l'intérieur du tunnel.

Ainsi, la bise génère un courant ascendant dans le tunnel dans 78 à 82 % des cas (tableau 3), car elle peut facilement pénétrer depuis le portail aval de Vallorbe (Suisse) largement ouvert aux courants d'Est à Nord-Est (figure 1). En outre, la bise est souvent plus froide que l'air dans le tunnel, ce qui favorise un courant ascendant. Il arrive que la bise souffle trop faiblement pour s'opposer à un écoulement descendant d'origine thermique dans le tunnel lorsque celui-ci est plus froid que l'air à l'extérieur. Cela se traduit alors par un flux descendant (~5% des cas) ou par des courants variables (5 à 7% des cas) dans le tunnel.

Les vents d'Ouest à Sud-Ouest génèrent un courant descendant dans le tunnel dans 57 à 64 % des cas (cf. tableau 4). Ils pénètrent plus difficilement dans le tunnel par le portail amont de Longevilles orienté vers le Nord-Ouest (figure 1) que la bise par le portail de Vallorbe. Lorsque le tunnel est plus chaud que l'air à l'extérieur, l'écoulement montant d'origine thermique empêche assez souvent les vents du Sud-Ouest à d'Ouest de pénétrer dans le tunnel depuis le portail amont. Cela se traduit par des courants montants ou variables dans le tunnel : les courants montants parviennent plus souvent à s'établir près du portail aval de Vallorbe (20 % des cas) qu'au Sémaphore (10 % des cas), alors qu'on observe la tendance inverse pour les courants variables (15 % des cas au Sémaphore et 9 % des cas au portail de Vallorbe) dans ce genre de situation.

$\Delta T^{\circ}\text{C}$	Vent descendant dans tunnel			Vent montant dans tunnel			Vents variables dans tunnel		
	Val-Sém	Val Int	Sém Bas	Sém Haut	Val Int	Sém Bas	Sém Haut	Val Int	Sém Bas
$\leq 1^{\circ}\text{C}$	3.3	4.0	3.8	53.6	50.7	47.8	2.0	3.3	4.4
$\pm 1^{\circ}\text{C}$	1.3	1.3	1.3	8.6	8.7	9.4	1.3	0.7	0.6
$\geq 1^{\circ}\text{C}$	4.6	5.3	5.0	19.9	19.3	20.8	5.3	6.7	6.9
Total	9.3	10.7	10.1	82.1	78.7	78.0	8.6	10.7	11.9

Tableau 3 – Fréquence d'apparition en % des courants mesurés dans le tunnel du Mont d'Or avec un vent du Nord-Est à Est au portail de Vallorbe (100% = 151 jours)

$\Delta T^{\circ}\text{C}$	Vent descendant dans tunnel			Vent montant dans tunnel			Vents variables dans tunnel		
	Val-Sém	Val Int	Sém Bas	Sém Haut	Val Int	Sém Bas	Sém Haut	Val Int	Sém Bas
$\leq 1^{\circ}\text{C}$	14.4	19.6	15.9	19.9	10.8	9.8	9.0	13.4	16.4
$\pm 1^{\circ}\text{C}$	3.5	4.1	5.1	3.0	1.5	1.4	1.5	3.1	3.7
$\geq 1^{\circ}\text{C}$	39.3	40.2	40.2	2.0	0.5	0.9	7.5	6.7	6.5
Total	57.2	63.9	61.2	24.9	12.9	12.1	17.9	23.2	26.6

Tableau 4 – Fréquence d'apparition en % des courants mesurés dans le tunnel du Mont d'Or avec un vent du Sud-Ouest à Ouest au portail de Vallorbe (100% = 201 jours)

Les situations météorologiques avec des brises provoquent le plus souvent des courants descendants dans le tunnel dans 58 à 61% des cas et des courants montants dans 22 à 24 % des cas (tableau 5). Ces situations surviennent plus souvent en saison chaude lorsque le tunnel est plus froid que l'air à l'extérieur, ce qui favorise un écoulement descendant d'origine thermique. Mais on observe une proportion non négligeable de courants montants (12 à 13 % des cas) ou variables (11 à 13 % des cas, voire même 17 % au Sémaphore en haut) dans le tunnel lorsque celui-ci est plus froid que l'air environnant. Ces cas se rencontrent surtout au printemps et en automne lorsque les températures moyennes dans le tunnel et à l'extérieur sont assez proches. L'humidité relative de l'air influence aussi sa densité et elle atteint souvent 90 à 100 % dans le tunnel, alors qu'elle peut descendre au-dessous de 50 % à l'extérieur durant le jour. De telles différences d'humidité peuvent générer un courant ascendant dans le tunnel, même lorsqu'il est un peu plus froid que l'extérieur, car un air humide est plus léger qu'un air sec.

$\Delta T^{\circ}\text{C}$	Vent descendant dans tunnel			Vent montant dans tunnel			Vents variables dans tunnel		
	Val-Sém	Val Int	Sém Bas	Sém Haut	Val Int	Sém Bas	Sém Haut	Val Int	Sém Bas
$\leq 1^{\circ}\text{C}$	1.4	1.8	2.6	8.3	8.5	7.9	2.8	1.8	1.3
$\pm 1^{\circ}\text{C}$	0.9	0.0	0.4	2.8	3.1	2.6	0.5	0.9	0.9
$\geq 1^{\circ}\text{C}$	58.8	59.6	55.0	13.4	11.2	11.8	11.1	13.0	17.5
Total	61.1	61.4	58.1	24.5	22.9	22.3	14.4	15.7	19.7

Tableau 5 – Fréquence d'apparition en % des courants mesurés à 3 endroits dans le tunnel du Mont d'Or avec des brises au portail de Vallorbe (100% = 216 jours)

Les situations météorologiques avec des vents variables sont les plus complexes, car elles provoquent plus souvent des courants ascendants dans le tunnel près du portail aval de Vallorbe (42 % des cas contre seulement 29 à 31 % au Sémaphore) et des courants descendants au Sémaphore (41 % des cas contre 38 % à Vallorbe). De même, les courants variables sont également plus fréquents au Sémaphore que près du portail aval de Vallorbe dans ce genre de situations (cf. tableau 6). Ces dernières génèrent assez souvent des courants faibles dans le tunnel qui peuvent être davantage perturbés par le passage des trains, ce qui aboutit à des divergences entre le Sémaphore et le portail aval de Vallorbe. On observe tout de même plus souvent un courant descendant d'origine thermique (30 à 33 % des cas) lorsque le tunnel est plus froid que l'air à l'extérieur et un courant montant (18 à 30 % des cas) lorsque

le tunnel est plus chaud. Mais comme pour les brises, on rencontre aussi une proportion non négligeable de vents montants (8 à 10% des cas) et variables (10 à 13 % des cas) dans le tunnel lorsque celui-ci est plus froid que l'air à l'extérieur. Là encore, ces cas surviennent surtout aux saisons et l'humidité relative influence aussi probablement la ventilation dans le tunnel.

$\Delta T^{\circ}\text{C}$	Vent descendant dans tunnel			Vent montant dans tunnel			Vents variables dans tunnel		
	Val-Sém	Val Int	Sém Bas	Sém Haut	Val Int	Sém Bas	Sém Haut	Val Int	Sém Bas
$\leq 1^{\circ}\text{C}$	4.6	5.1	4.5	29.8	20.9	18.5	7.7	14.7	15.7
$\pm 1^{\circ}\text{C}$	2.5	2.7	2.9	2.5	2.4	2.9	2.5	2.1	1.3
$\geq 1^{\circ}\text{C}$	30.5	32.9	33.2	9.8	7.9	7.7	10.2	11.3	13.4
Total	37.5	40.8	40.6	42.1	31.2	29.1	20.4	28.1	30.4

Tableau 6 – Fréquence d'apparition en % des courants mesurés à 3 endroits dans le tunnel du Mont d'Or avec des vents variables au portail de Vallorbe (100% = 285 jours)

D'autre part, on mesure dans près de 5% des cas un courant descendant dans le tunnel alors qu'il est plus chaud que l'air à l'extérieur. Ces cas surviennent surtout en hiver et ils résultent probablement d'une accumulation d'air froid fréquemment observée dans la haute vallée du Doubs à cette saison. Ce portail est situé à 10 km du village de Mouthe, réputé dans toute la France pour ses températures minimales très basses par situation anticyclonique hivernale, comme le village de La Brévine en Suisse dans le Jura neuchâtelois. Les températures sont alors nettement plus basses près de ce portail qu'à Vallorbe. Or, une partie des jours avec des situations anticycloniques hivernales sont classés dans la catégorie des vents variables lorsque les brises sont imperceptibles aux portails. Cet air très froid peut quelquefois s'écouler dans le tunnel et générer un courant descendant jusqu'à Vallorbe. Dans d'autres cas, cette accumulation d'air froid empêchera l'établissement d'un courant ascendant dans le tunnel normalement rencontré lorsque celui-ci est plus chaud que l'air à l'extérieur : on mesurera alors des courants très faibles et variables dans le tunnel, notamment au Sémaphore. Nous avons constaté ce phénomène de visu à plusieurs reprises. Il peut aussi se produire pour des situations avec des brises perceptibles en saison froide.

2. Influence des trains sur la ventilation dans le tunnel

Les mesures in situ ont également montré que les trains influencent grandement la ventilation dans le tunnel : ils provoquent une accélération des courants lorsqu'ils circulent dans le même sens que l'écoulement naturel et une inversion des flux par effet de piston lorsqu'ils vont en sens inverse. Dans les 2 cas, les rafales maximales atteignent entre 5 et 15 m/s suivant le type de trains et les conditions météorologiques. Les effets des trains sur la ventilation durent entre 5 et 20 minutes, quelquefois davantage lorsque les courants naturels dans le tunnel sont très faibles. La figure 2 illustre ces effets pour un flux globalement descendant le 15.08 et ascendant le 16.08.2005 (dès 8h00) dans le tunnel.

Ces mesures in situ ont permis de développer des formules analytiques décrivant l'écoulement de l'air dans le tunnel en fonction de l'influence des facteurs naturels et des trains (Hertig *et al.*, 2006). Les caractéristiques aérauliques du tunnel et des trains (coefficient de traînée aérodynamique des locomotives et des wagons) ont ainsi pu être déterminées. Une analyse de sensibilité à l'aide de ces formules a confirmé que les courants mesurés dans le tunnel dépendent en premier du gradient de pression entre les 2 portails résultant des propriétés thermiques et dynamiques des masses d'air de part et d'autre du Mont d'Or. L'humidité relative de l'air influence aussi la ventilation dans le tunnel en agissant sur la densité de l'air et le gradient de pression barométrique, comme mentionné plus haut.

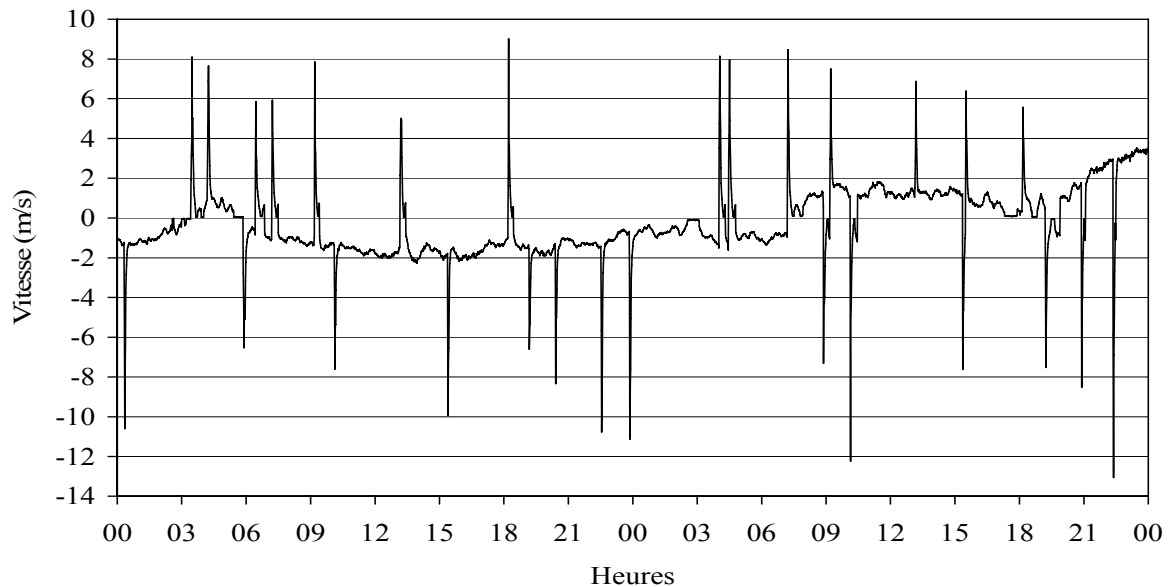


Figure 2 – Rafales de vent mesurées dans le tunnel du Mont d'Or au Sémaphore les 15 et 16.8.2005. Une valeur positive correspond à un courant remontant le tunnel et une valeur négative à un courant descendant.

Conclusion

L'étude in situ menée dans le tunnel du Mont d'Or a permis d'identifier les principaux paramètres influençant la ventilation à l'intérieur de ce tunnel et de développer des formules analytiques décrivant les effets de ces paramètres. Ces formules analytiques ont ensuite permis de reproduire les courants et de simuler l'impact de quelques accidents majeurs dans le tunnel. Ces simulations ont notamment montré que l'incendie d'une locomotive ou d'un wagon ne pouvait pas modifier le sens des écoulements dans le cas d'un courant descendant, car les fumées se refroidissent rapidement au contact de l'air et des parois du tunnel. En cas de vents faibles et variables, elles peuvent par contre remonter le tunnel et ressortir par le portail amont. D'où l'intérêt de pouvoir prévoir la ventilation naturelle dans le tunnel en fonction des conditions météorologiques rencontrées et de définir des stratégies de sauvetage appropriées en cas d'accident ferroviaire majeur dans le tunnel.

Bibliographie

- AIPCR, 1999: *Maîtrise des incendies et des fumées dans les tunnels routiers, Fire and smoke control in road tunnels*. Publication inter-congrès du Groupe de travail N°6, Comité des Tunnels Routiers de l'Association Mondiale de la Route (AIPCR).
- HERTIG, J.-A., BRENA A., ENGEL R., FALLOT J.-M., 2006 (à paraître) : *Etude théorique de la ventilation naturelle des tunnel. Mesures et analyse de la ventilation naturelle dans le tunnel international du Mont d'Or*. Rapport final EFLUM-EPFL, Lausanne.
- BORCHI M. ET PERUGINI A., 2002: *Management of a disaster and responsibility. Lessons and normative proposals derived from the accident of October 24th 2001 in the St Gotthard road tunnel*. Commissione ticineses per la formazione permanente dei giuristi. Helbling & Lichenhahn, 538 p.
- ROCHE L., 1991: *Meteorological influence on tunnel ventilation: three new field experiments*. 7th International Symposium on Aerodynamics and Ventilation of Vehicle Tunnels, Brighton, Great Britain, 27-29.11.1991.
- STEINEMANN U. et ZUMSTEG F., 2004: *Measurements of air flow, temperature differences and pressure differences in road tunnels*. 2nd Symposium on Tunnel Safety and Ventilation, Graz (Austria), 19-21 April 2004.

Une nouvelle méthode pour la réalisation d'une carte dynamique de l'enneigement du territoire du Trentino (Italie Nord-Orientale)

Massimiliano Fazzini¹, Alessandro Cecili², Alessandro Cinnirella²,
Mauro Gaddo³, Paolo Bolli¹

1 Université de Ferrara – Dipartimento di Scienze della terra, Italie
fzzmsm@unife.it

2 Université Roma 3 – Dipartimento di Scienze Geologiche, Italie
cecili@uniroma3.it

3 PAT – Ufficio Previsioni e Organizzazione, Trento, Italie
mauro.gaddo@provincia.tn.it

Résumé : Le but de cette recherche est de réaliser une carte dynamique de l'enneigement, encore inédite à l'échelle de toute l'Europe, pour la province de Trento (Italie Nord-Orientale), territoire de montagne qui comprend des reliefs proches de 4000 mètres dans sa partie occidentale (Massif de Ortles Cevedale). L'office 'Prevenzione e Organizzazione (PO)' contrôle depuis 1980 les domaines skiables grâce à un réseau de presque 30 stations manuelles et dix stations automatiques, réparties entre 800 et 2700 mètres d'altitude. Depuis 2002, afin de contrôler les traces de ski liés aux avalanches, les sociétés de ski ont installé quelques 40 postes de contrôle manuels des conditions nivo-météorologiques. Actuellement, pratiquement 70 postes envoient chaque jour des données sur l'enneigement d'une manière codifiée à l'office PO (model 1 AINEVA-CAI). A partir de ces données, il est possible de réaliser des cartes dynamiques de la neige fraîche et de l'enneigement total au sol selon la séquence suivante : 1) Analyse ponctuelle des épisodes avec chute de neige supérieure à 10 cm - à partir de 1981 ; 2) Analyse des conditions synoptiques (cartes au sol et géopotentiels à 850 et 500 hPa) qui déterminent les chutes de neige ; 3) Analyse statistique de la distribution spatiale moyenne des phénomènes afin de déterminer les aires avec chutes de neige homogènes selon les différents types de temps ; 4) Analyse multi-régressive de la distribution de la neige en fonction de paramètres morphologiques et géographiques, puis calcul des équations de régression pour les cas de neige fraîche et des cumuls au sol ; 5) Application par SIG pour la modélisation du territoire afin de calculer les apports de neige fraîche et des totaux au sol à l'échelle du territoire.

Mot clés : hauteur de la neige fraîche, analyses statistiques, MDR, applications SIG.

Abstract: The aim of this presentation is to illustrate a new dynamics map of snow cover of the Trento Province (north-eastern Italy), a mountainous area with peaks as high as 4000 m a.s.l. (Ortles-Cevedale massif). Since 1980 the Prevention and Management bureau of Trento Autonomous Province monitors the snow cover conditions in its skiing districts through a network of 30 manual and 10 automatic survey stations located at elevations between 800 and 2700 m a.s.l. In 2002, in order to better monitor the skiing tracks subjected to snow avalanches, the facilities private companies set up additional 40 manual monitoring stations. Daily snow cover data (model 1 aineva-cai) at the 70 monitoring sites of the Province are transmitted to the operating centre where they are used as input data to make up the dynamic map of fresh and total snow depth according to the following procedure: 1) At a station analysis of the snowfall events larger than 10 cm in 24 hours, starting from 1981 ; 2) Analysis of the weather conditions associated (ground level, 850 and 500 hPa geopotential meteo-maps) ; 3) Statistical analysis of snowfall mean spatial distribution to determine the areas with homogeneous snowfall with respect to different return time intervals ; 4) Multiple regression analysis of snow distribution as a function of local scale geographical and morphological parameters, reckoning by algorithms of 24 hours fresh and total snow depth ; 5) GIS applications for the distribution of such parameters in across the entire territory, with dynamical map output.

Key Words: snow data, statistical analyses, DEM, Webgis applications.

Introduction

La Province Autonome de Trento est située à l'intérieur de la chaîne alpine orientale italienne (figure 1). Elle présente une superficie de presque 7000 km², avec une altitude moyenne d'environ 700 mètres. La neige est généralement présente sur le territoire, selon l'exposition, pendant 30 à 40 jours dans le fond de la vallée du Fleuve Adige (150-250 mètres d'altitude), pendant 90 à 110 jours à environ 1000 m et pendant 170 à 210 jours à 2000 m. L'épaisseur du manteau neigeux augmente parallèlement de presque 30 cm et reste au sol durant 9,2 jours en plus à chaque que l'on s'élève en altitude de 100 mètres. La neige influence la vie des habitants dans tous les secteurs de la vie quotidienne, et surtout dans l'économie, basée notamment sur le tourisme d'hiver. Elle perturbe aussi les transports, avec les obstacles découlant de l'enneigement abondant et des problèmes d'avalanche.

Plus particulièrement, le développement durable en milieu de montagne est fortement conditionné par les phénomènes avalancheux (presque 3 000 dans toute la province), au point que toutes les mairies organisent des ‘Plans des zones exposées aux avalanches’ (PZEV). A ce propos, la carte dynamique de l’enneigement peut être considérée comme un précieux instrument pour une surveillance continue de la situation d’enneigement, avec des finalités prioritaires de protection civile et de protection du sol, sans compter les enjeux touristiques.

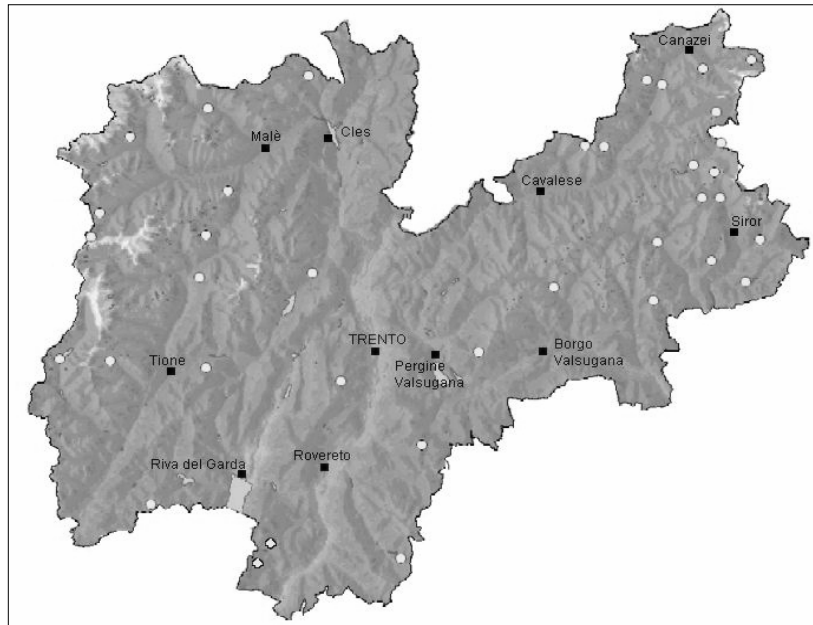


Figure 1 – Postes officiels du réseau nivo-météorologique manuel de l’Office ‘Previsione et Organizzazione’ (situation au 1 mars 2006).

I. Méthode de travail

I.1. Analyse des données et modélisation statistique

Les données nivométriques journalières de 29 postes du réseau manuel ‘campi neve manuali’ appartenant au réseau de l’office PO du PAT sont analysées sur la période 1980-2005 (tableau 1). Le poste de Arabba, appartenant au réseau du CVA (Centre Avalanche Arabba) et situé dans la région de Veneto, à quelques kilomètres de la limite nord orientale du Trentino, est également étudié. En générale, durant la saison hivernale, le début des observations nivo-météorologique coïncide avec la première chute significative de neige, tandis que la fermeture se déroule avec la fusion complète du manteau neigeux. Les données arrivent codifiées, via un modèle AINEVA nommé ‘YETI’ (sous forme Access), chaque jour à 9.00 heures par connexion FTP au Server du PAT. Elles sont ensuite transférées automatiquement dans une banque de données.

Pour obtenir un tableau complet du phénomène ‘neige fraîche’ et ‘neige au sol’, la distribution mensuelle et saisonnière des précipitations est étudiée, ainsi que ses tendances sur la période d’étude. Le calcul de la hauteur maximale de neige fraîche en 24 heures (H24) et les jours avec une permanence de neige au sol (HS) est également effectué. Ensuite, pour chaque station sont sélectionnés tous les épisodes avec chute de neige supérieure à 10 cm en 24 heures, seuil également choisi pour le calcul des classes des cartes dynamiques. Pour chaque épisode, la situation synoptique est caractérisée soit au sol soit aux niveaux des géopotentiels 850 et 500 hPa, afin de mieux comprendre la dynamique atmosphérique qui a déterminé la phénoménologie. L’analyse des cartes météorologiques au niveau de la mer (UKMO-Bracknell à 00.00 et 12.00PM) et aux géopotentiels 850 et 500 hPa (réanalyses

atmosphériques du NCEP) a permis de mieux comprendre les situations synoptiques qui déterminent en générale les chutes de neige les plus significatives, notamment sur le fond de la vallée du Fleuve Adige où se situent les villes les plus importantes de la province (Trento et Rovereto).

Sigle	Stations	Long	Lat	Alt	HN	HS	H24	JC
IPEI	TARLENTA	1627582	5136575	2010	320	205	113	145
2RAB	RABBI	1639161	5141170	1280	203	182	94	104
3PIN	PINZOLO	1637917	5114071	1500	271	186	105	115
4SMC	S. MARTINO di CASTR.	1715432	5126986	1460	289	173	97	136
5PSV	PASSO S. VALENTINO	1648554	5071727	1330	235	175	111	96
6BON	BONDONE - VIOTE	1659160	5097650	1495	221	230	107	121
7PVA	PASSO VALLES	1715582	5135539	2040	498	263	130	196
8PAN	PANEVEGGIO	1711557	5132115	1535	246	155	81	119
9PTA	PANAROTTA	1679550	5102275	1775	236	243	100	153
10PM	PAMPEAGO	1695474	5135292	1775	232	209	98	107
11AN	ANDALO	1654725	5114800	1008	173	167	81	87
12FO	PASSO SOMMO	1671125	5087425	1360	233	204	115	107
13PR	PREDAZZO	1699305	5132715	1675	127	135	77	95
14PO	POZZA di FASSA	1706880	5144950	1380	144	110	76	120
15TR	TREMALZO	1630775	5077875	1520	230	231	135	111
16PT	BROCON - MARANDE	1705540	5110450	1560	209	174	114	133
17CA	CAORIA	1706150	5119850	925	151	147	88	65
18SB	CANAL S. BOVO	1714150	5117250	1240	166	156	100	85
19PF	PIAN delle FUGAZZE	1667950	5069340	1175	183	225	145	96
20BA	MALGA BAESSA	1690660	5112550	1260	146	151	100	93
21MB	MALGA BISSINA	1617150	5101175	1750	501	305	130	139
22CI	CIAMPAC	1712898	5147477	2160	294	190	80	174
23MC	CAMPIGLIO	1639403	5121301	1650	296	230	125	120
24NO	VAL NOANA	1719310	5113425	1025	150	130	89	95
25TO	PASSO TONALE	1623077	5124470	1880	505	292	140	164
31 AR	ARABBA	1720866	5153927	1628	364	263	118	139
32CR	DIGA DI CARESER	1630661	5142607	2600	754	351	119	247
26SP	PASSO S. PELLEGRINO	1714825	5140425	1980	222	313	120	174
27CM	CIAMPEDIE	1704622	5145523	1975	180	215	85	169
28RM	RUMO	1654250	5146450	1090	134	158	80	113
30PN	PRESENA	1621877	5120616	2730	775	445	120	256

Tableau 1 – Caractéristiques nivométriques et topographiques des stations 'neige' pour la période 1980-2005 (Long = longitude ; La = latitude ; Alt = altitude ; HN = hauteur de la neige fraîche saisonnière ; HS = altitude maximale de la neige au sol ; H24 = hauteur maximale de la neige en 24 heures ; JC = jours avec couverture saisonnière du sol).

Parallèlement, la position géographique de chaque '*poste neige*' est établie à l'intérieur du territoire grâce au calcul de 21 paramètres topographiques (tableau 2). Grâce à une analyse de régression linéaire multiple (méthode Stepwise), ces paramètres deviennent les variables indépendantes tandis que les deux variables nivométriques (*i.e.* hauteur de la neige fraîche et hauteur de la neige totale au sol) sont considérées comme les variables dépendantes.

Cette méthodologie a été appliquée avec succès sur le territoire de l'Italie Nord-Orientale soit par rapport aux précipitations totales (Bisci *et al.*, 2000 ; Fazzini *et al.*, 2002 ; Fazzini, 2005), soit pour les températures (Bisci *et al.*, 2000). Les équations de la régression multiple permettent de calculer, avec une bonne précision, les valeurs de la variable dépendante pour tous les points du territoire, et malgré la complexité orographique de l'espace étudié (tableau 2).

Long	Longitude (en m)
Lat	Latitude (en m)
Quota	Altitude (en m)
Sin esp	Sinus de l'exposition
Cos esp	Cosinus de l'exposition
Sin accl	Sinus de l'inclinaison de la pente
Cosacl	Cosinus de l'inclinaison de la pente
LV	Largeur de la vallée (en m)
Hfv	Hauteur du fond de la vallée (en m)
Hpe	Hauteur de la pente supérieure de la station (en m)
Dsppr	Distance de la ligne de partage principale des eaux (en km)
Dpre	Distance des Préalpes (en km)
Dtv	Distance du fond de la vallée (en km)
Sinaztv	Sinus de l'azimut du fond de la vallée
Cosaztv	Cosinus de l'azimut du fond de la vallée
Sinsbv	Sinus de l'ouverture de la vallée dans la plaine
Cossbv	Cosinus de l'ouverture de la vallée dans la plaine
Sinav	Sinus de l'axe de la vallée près de la station
Cosav	Cosinus de l'axe de la vallée près de la station
Dpia	Distance de la plaine du Po (en km)
Dmare	Distance de la mer Adriatique (en km)

Tableau 2 – Variables indépendantes utilisées dans l'analyse multivariée

1.2. Système d'élaboration de la cartographie

Pour calculer les cartes de la distribution spatiale de la neige fraîche et de la neige totale au sol, nous avons recours à un modèle numérique du relief de la province de Trento, avec une résolution spatiale de 40 mètres. Une application par Système d'Information Géographique (SIG ; version ARCGIS 9.x) permet de calculer les valeurs des paramètres nivométriques moyens pour un pixel de 1 km² chaque fois que la banque de données est mise à jour (une ou deux fois par jour) durant toute la saison hivernale. Le système est structuré de façon à exécuter plusieurs analyses en fonction des différents paramètres considérés. Les algorithmes de calcul dérivent des équations de régression de type '*stepwise*'. Le système prévoit aussi une introduction manuelle de données nivométriques. Ainsi, les procédures d'élaboration des cartes sont exécutées par le prévisionniste qui aura la tâche d'évaluer à chaque fois quel est l'algorithme de calcul qu'il faut utiliser.

Les données d'entrée pour le système d'élaboration des cartes sont de différents types : la plupart dérive de la banque de données 'YETI' décrite précédemment ; une deuxième partie provient du '*Corpo Forestale dello Stato*' qui possède un important réseau de stations nivométriques manuelles et automatiques de haute montagne. Les données sont publiées chaque jour sur Internet. Enfin, pour quelques postes du fond de la vallée de l'Adige, où la neige est peu présente, les données sont insérées manuellement à partir de mesures communiquées directement par un opérateur joint par téléphone ou par SMS. Le système peut alors élaborer des cartes des deux paramètres 'neige' en subdivisant le territoire en plusieurs classes de neige fraîche et de neige totale au sol.

Le software développé pour la production des cartes dérive d'une implémentation des SIG utilisés comme système de gestion dans un environnement de type '*model builder*'. Ce software est compatible avec tous les SIG qui adoptent la technologie ESRI, et permet son utilisation et son développement pour d'autres applications en climatologie et en science de l'atmosphère.

2. Discussion

L'étude de presque 450 situations synoptiques, durant 24 hivers, met en évidence que le territoire du Trentino enregistre des chutes de neige étendues et significatives lorsque le flux atmosphérique est d'origine maritime méditerranéenne (de sud-ouest à sud-est). Cette caractéristique est dominante à toutes les altitudes et liée à la présence d'un talweg centré sur le golfe de Gênes ou sur la partie orientale de la Plaine du Pô, talweg qui progresse lentement vers les Balkans. Les précipitations sont plus abondantes sur les secteurs méridionaux et orientaux, notamment les vallées ouvertes sur le sud. Elles diminuent graduellement vers le nord. En présence d'un flux zonal, les précipitations sont localement modérées uniquement sur les secteurs occidentaux du territoire, tandis qu'elles demeurent très faibles sur les Dolomites et sur les domaines orientaux. Avec des advections du nord, on assiste à une situation de foehn sur tout le territoire, sauf sur les lignes de partages des eaux les plus septentrionales où il y a des faibles chutes de neige. Enfin, avec un flux d'est, ce sont seulement les Préalpes orientales qui reçoivent des chutes de neige parfois significatives.

Puisque la situation synoptique dominante (plus de 90 % du total des situations étudiées) dans les cas de chutes de neige significative est de type 'maritime méditerranéenne', l'analyse en régression multiple linéaire est seulement appliquée pour ces cas (tableau 3). Les résultats indiquent des pourcentage de variabilité expliquée très élevés (de 85,8% pour la hauteur de neige au sol, jusqu'à 88,5% pour la hauteur de neige fraîche en 24 heures, avec un seuil p de signification à 0,05). L'altitude explique presque toute la variabilité des paramètres dépendants, les autres variables expliquant seulement une faible fraction du total. Cependant, à une échelle plus fine, surtout pour la hauteur de neige au sol, quelques variables, comme par exemple l'exposition (qui explique seulement 4,5%) et l'inclinaison de la pente (qui explique moins du 4%) deviennent plus significatives.

L'analyse des contributions indique aussi que la position du poste (sur la pente ou non) et surtout la situation géographique à méso-échelle (à l'ouest ou à l'est de la province étudiée) des différents massifs, déterminent des variations significatives des paramètres étudiés sur des distances limitées.

Equation H24 = 1791,8 + 0,35 quota - 0,0012 long + 47,37 cosazsbv - 167,2 hfv + 49,03 cosaccl
Equation HS = -16,7 + 0,089 quota + 10,76 sinaztv - 10,94 sinesp + 6,8 cosesp

R2%	R1	R2	R3	R4	R5
H24	Quota	Long	Hfv	Cosazsbv	Cosaccl
88,5	66,5	6,8	5,8	5,6	3,8

HS	Quota	Sinaztv	Sinesp	Cosp	
85,8	78,8	2,5	2,3	2,2	

Tableau 3 – Equations de régressions multiples linéaires et contributions de chaque variable indépendante à la variabilité expliquée pour les variables dépendantes H24 et HS.

Conclusion

La méthode choisie pour la réalisation cartographique produit des résultats qui intéressent différents secteurs du développement territorial. Afin d'améliorer les valeurs de variabilité expliquée par les analyses statistiques, il est possible d'utiliser une analyse de type '*cluster analysis*' qui permet de subdiviser le territoire en aires climatiquement homogènes en fonction des situations synoptiques qui apportent des chutes de neige moins étendues (flux zonaux ou du nord). De même, pour améliorer la cartographie de la neige totale au sol, il faut développer la surveillance à une échelle très fine de certains domaines spécifiques de haute

montagne, domaines qui possèdent des expositions différentes pour les mêmes altitudes. Cela permettra de mieux quantifier les différences d'enneigement et d'avoir une approche régionale de la modélisation mathématique.

Bibliographie

- BISCI C, DRAMIS F. FAZZINI M., GADDO M., 2000 : Definition of geographical parameters describing the spatial distribution of temperature and rainfall in three sectors of the Italian Eastern Alps, ICAM 2000. Proceedings of the 26th International Conference on the Alpine Meteorology, Innsbruck, 11-15 september 2000, CD-ROM, 5-12.
- FAZZINI M., BISCI C., DRAMIS F. ET PAMBIANCHI G., 2002 : Paramétrisation topo-géographique et situations météorologiques locales dans les Alpes orientales italiennes. Publications de l'Association Internationale de Climatologie, vol. XV, 25-29.
- FAZZINI M., 2005 : Definizione quantitativa dei regimi pluviometrici nelle Alpi orientali italiane. *Geogr. Fis. Dinam. Quat. Suppl.*, 7, Volume speciale in onore di G.B.Castiglioni, 155-162.

Impact de la variabilité climatique sur l'évolution spatio-temporelle des biocénoses benthiques

Le cas des herbiers médiolittoraux de phanérogames marines

J. Fournier¹, V. Dubreuil², F. Olivier¹, K. Dekindt³

1 Station Marine, UMR 5178 CNRS BOME, Muséum National d'Histoire Naturelle, Dinard, France

2 Laboratoire COSTEL, UMR 6554 CNRS LETG, Université de Rennes 2, France

3 Centre Boréal du Saint-Laurent, Québec, Canada

Résumé : Ce travail consiste en l'étude de la distribution spatio-temporelle d'une phytocénose benthique médiolittorale fondée sur l'analyse diachronique de données aéroportées. Les variations spatiales considérables qui ont pu être mises en évidence à la suite du travail de cartographie de l'enveloppe de l'herbier à *Nanozostera noltii* s'expliquent essentiellement par la variabilité climatique locale. Ce résultat confirme l'influence des périodes de gel sur la cinématique de cette phanérogame marine.

Mots-clés : Variabilité climatique – Bioclimatologie - Evolution spatio-temporelle – Phanérogame marine

Abstract: This work consists of the study of the temporal and spatial distribution of a benthic intertidal phytocoenosis founded on the diachronical analysis of airborne data. The considerable space variations which could be highlighted following the mapping survey of the envelope of the meadow at *Nanozostera noltii* can be explained primarily by the local climatic variability. This result confirms the influence of the periods of freezing on the cinematic of this seagrass.

Key Words: Climatic variability – Bioclimatology - Temporal and spatial changes – Seagrasses

Introduction

Les côtes françaises de la Manche et de l'Atlantique abritent deux espèces de phanérogames marines de la famille des *Zosteraceae* : *Zostera marina* L. médio- et surtout infralittorale et *Nanozostera noltii* Horneman exclusivement médiolittorale et qui est l'objet de cette étude. Les herbiers de *N. noltii* ne se développent que dans des secteurs très localisés en raison d'exigences écologiques strictes (Leuschner *et al.*, 1998). Ils s'installent sur les estrans sablo-vaseux, dans un contexte hydrodynamique peu énergétique (courants < 1,5 m/s) et tolèrent des salinités comprises entre 18 à 32 ‰. On rencontre cette espèce le plus souvent dans les baies abritées et les estuaires. *N. noltii* est particulièrement abondante entre le niveau des pleines mers moyennes de vives-eaux et celui des basses mers moyennes de mortes-eaux. La présence de cette plante confère aux milieux qui les abritent une forte productivité qui favorise le développement de nombreuses espèces animales d'intérêt économique élevé comme la coque commune (*Cerastoderma edule*) ou la palourde européenne (*Tapis decussatus*). Plante considérée comme annuelle, ses feuilles s'arrêtent de croître en septembre/octobre et disparaissent en hiver. La reproduction sexuée n'étant pas très efficace, ce sont surtout les rhizomes pérennes qui permettent la conservation de l'herbier ; rhizomes à partir desquels des feuilles poussent rapidement au printemps (0,2 cm/j en hiver à 0,8-0,9 cm/j max. en été). Le domaine biogéographique de *N. noltii* s'étend du Sud de la Norvège (boréal) au Nord de la Mauritanie (sub-tropical). On l'observe également en Méditerranée, en Mer Noire et dans la Caspienne. Sur les côtes Manche-Atlantique, ces plantes s'observent des rivages du Cotentin jusqu'au bassin d'Arcachon, où ils constituent les herbiers les plus vastes avec ceux du golfe du Morbihan (Dauvin, 1997).

I. Changements globaux et perturbations locales

Particulièrement sensibles, les zostères ont frôlé l'extinction sur l'ensemble de leur aire de répartition (Atlantique et Pacifique Nord) pendant les années 1930. L'explication de ce phénomène extrêmement brutal n'a toujours pas été résolu et plusieurs théories se confrontent

encore (den Hartog, 1987 ; Short *et al.*, 1988). Plusieurs auteurs pensent que la cause réelle est très probablement le résultat d'une conjonction de variations climatiques à méga-échelle spatio-temporelle et de perturbations locales de l'environnement (Glémarec, 1979 ; Short, Neckles, 1999). Pour une grande partie de l'Europe de l'ouest, une corrélation entre cette extinction et une forte réduction de l'insolation pendant la période de croissance, au printemps, durant deux années consécutives a été mise en évidence. Dans le même temps, une élévation de la température moyenne de la mer de 1 à 3°C, au Danemark notamment, a été mesurée. En outre, ce phénomène ne semble pas avoir affecté les autres biocénoses, ce qui souligne la vulnérabilité des herbiers aux facteurs lumière et température (Southward *et al.*, 1975 ; Philippart, 1995 ; Peralta *et al.*, 2002 ; Plus *et al.*, 2001).

Plusieurs autres paramètres peuvent considérablement modifier l'herbier et expliquer certaines variations spatio-temporelles. L'érosion superficielle du sédiment, en hiver, par les tempêtes et le broutage des oies marines (*Branta bernicla bernicla*), bien que compensée par la sédimentation des mois d'été, peut être si importante que la récupération de l'herbier, qui dépend dans ce cas d'un éventuel recrutement lié à une métapopulation proximale, peut prendre de 5 à 10 années voire plus (Philippart & Dijkema, 1995). *N. noltii* semble toutefois assez tolérante vis-à-vis des variations annuelles ou temporaires de la sédimentation (Vermaat, Verhagen, 1996). L'augmentation significative des MES (Matière En Suspension) peut contribuer à dégrader l'herbier en recouvrant les feuilles d'une fine pellicule de sédiment fin empêchant la photosynthèse. L'explosion démographique de certains animaux comme *Arenicola marina*, ver typique des vases, peut avoir pour conséquence de faire disparaître localement l'herbier (Philippart, 1994) tout comme la concurrence avec certaines plantes ou algues comme cela semble être le cas dans le golfe du Morbihan (*Spartina sp.*) et le bassin d'Arcachon (*Gigartina sp.*). Enfin, la plupart des activités anthropiques, comme la pêche à pied, sont, elles aussi, génératrices de perturbations.

2. Contextes hydrodynamique et morpho-sédimentologique

L'estuaire de l'Arguenon se présente comme un entonnoir ouvert au nord, prolongé au sud par la vallée du fleuve côtier Arguenon. La pénétration aisée d'eau marine dans le cours aval de cette rivière, dont le débit moyen est faible (4,80 m³/s), facilite l'échange d'énergie et de matière entre les domaines marins et continentaux. La dynamique sédimentaire de cet estuaire est essentiellement influencée par la propagation des courants de marée dont la circulation est rendue complexe en raison de la morphologie littorale (Bonnot-Courtois *et al.*, 1989). Les pointes rocheuses et l'archipel situés au large ne laissent entrer que les houles de nord-ouest qui, même par grand coefficient de marée, sont toujours de faible amplitude. Les installations conchylicoles qui barrent la quasi-totalité de l'entrée de l'estuaire freinent la propagation des agents dynamiques ce qui peut expliquer la tendance à l'envasement de l'estuaire, notamment dans sa partie orientale, où les herbiers sont présents. L'installation de ces concessions conchylicoles en 1961 a donc modifié l'environnement hydrodynamique de l'estuaire et la distribution des sédiments mais ne semble pas avoir été défavorable à la présence de la phytocénose. Celle-ci se situe à l'ouest de la presqu'île de Saint-Jacut de la Mer en bas de deux plages, les Haas et la Banche. Cet herbier est le plus étendu des côtes de la Bretagne septentrionale mais reste de dimension très modeste par rapport à ceux du golfe du Morbihan ou du bassin d'Arcachon.

3. Cinématique de l'herbier

Afin de mieux comprendre sa cinématique, l'herbier a fait l'objet d'une cartographie à l'aide de photographies aériennes de 13 missions aéroportées sur la période 1952-2003 (Fergusson *et al.*, 1993 ; Robbins & Bell, 1994) (figure 1). Au début de cette série, en 1952 et jusqu'en 1961, les herbiers semblent en bon état. En 1973, des signes d'affaiblissements sont déjà

visibles et l'herbier, plus fragmenté, voit sa superficie se réduire. La carte de l'année 1986 montre un herbier en réel déclin ; il semble alors disparaître. A l'opposé, les années 1989 à 2003 montrent une restauration surprenante puisque l'herbier dépasse la superficie de 1952.

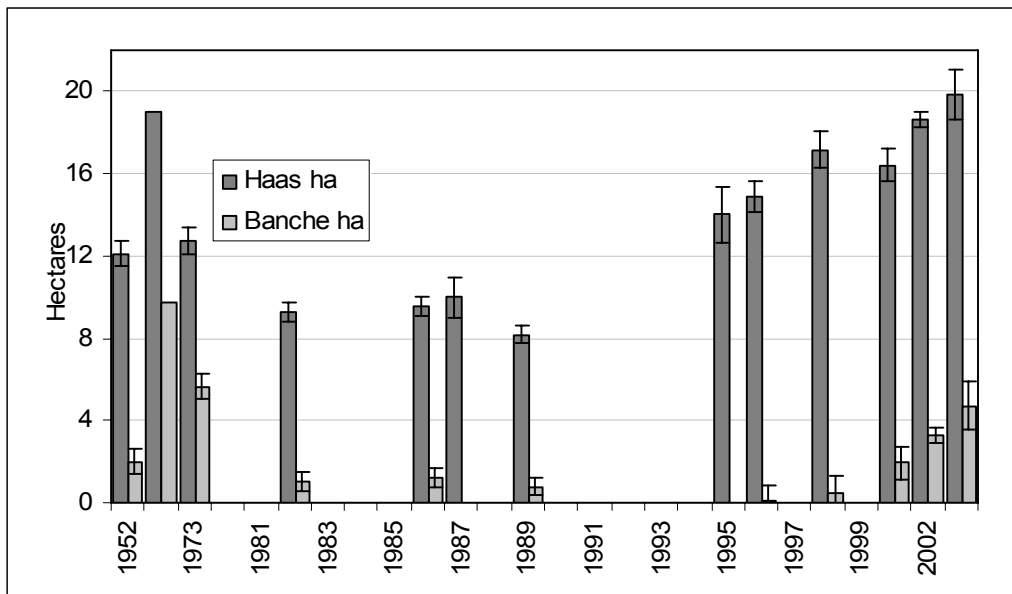


Figure 1 – Evolution spatio-temporelle des herbiers de *N. noltii* de la plage des Haas et de la Banche (Estuaire de l'Arguenon) 1952-2003

4. Impact de la variabilité climatique

C'est lors des périodes d'émersion que *N. noltii* est soumise aux variations de température. Dans le bassin d'Arcachon, Auby (1991) et Auby et Labourg (1996) ont observé lors de l'hiver 1985 (minima à $-12,4^{\circ}\text{C}$), sur la slikke, le gel de la couche supérieure du sédiment et des zostères qui l'occupaient. Toutefois, Le Campion (1970 *in* Auby, 1991) a mis en évidence le rôle d'écran thermique joué par l'herbier. Cette propriété assure au système racinaire des conditions thermiques plus stables et la pérennité de l'herbier. De même, *N. noltii* est adaptée à supporter ces conditions thermiques fluctuantes, Lutova et Feldman (1981) ont démontré que la thermostabilité des fonctions cellulaires et des protéines est continuellement plus élevée chez *N. noltii* que chez *Z. marina*.

Pour étudier le lien entre l'extension spatiale de *N. noltii* et le climat, nous avons utilisé les données de la station la plus proche, celle de Dinard-Pleurduit (figure 2). Il s'agit d'une station du réseau principal de Météo-France : la première année complète est celle de 1949. La station est située à environ 8 km à l'est de l'estran étudié en position un peu plus intérieure que le site d'observation : nous avons préféré la série de Dinard à celle de Cancale, cette dernière étant certes plus « littorale » mais plus éloignée et interrompue depuis quelques années. L'observation des moyennes annuelles des températures minimales et maximales montre que, dans la région de Dinard, la tendance au réchauffement est bien perceptible depuis une vingtaine d'années. Précisons que cette station est suffisamment éloignée des agglomérations pour que l'effet d'extension urbaine ne puisse expliquer cette tendance au réchauffement observé ici, comme ailleurs en Bretagne (Mounier *et al.*, 1998) ou en France (Moisselin *et al.*, 2002 ; Bessemoulin *et al.*, 2003 ; IPCC, 2001). On peut souligner que les 5 années les plus chaudes (avec une moyenne annuelle supérieure à 12°C) sont toutes postérieures à 1990, 2002 étant l'année la plus chaude à Dinard ($12,34^{\circ}\text{C}$) suivie de près par 1999 ($12,28^{\circ}\text{C}$) et 2003 ($12,27^{\circ}\text{C}$). Pour les températures minimales (T_n), celles qui semblent les plus à même d'expliquer l'extension spatiale des zostères, la tendance est nette également

avec, depuis 1986 plus aucune année dont les Tn sont inférieures à 7°C et même 8°C depuis 1996.

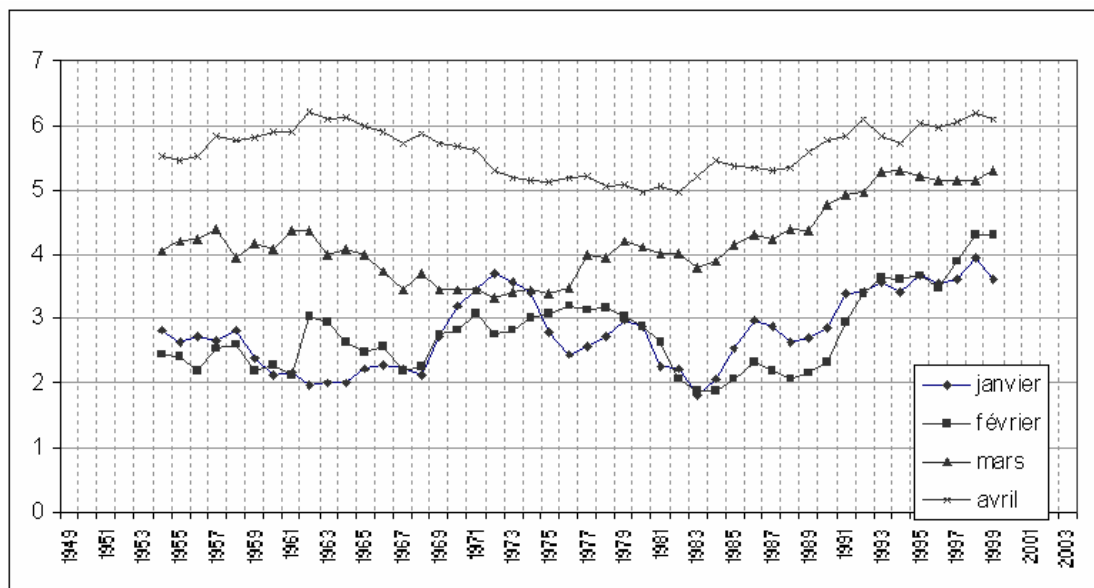


Figure 2 – Moyennes des températures minimales mensuelles à Dinard-Pleurtuit (moy. mobile 10 ans)

Dans le détail, il convient de préciser les périodes les plus sensibles du point de vue climatique pour la phénologie de *N. noltii*. Le cycle biologique de la plante indique que le début de l'année et notamment les mois de janvier à avril sont les plus susceptibles d'affecter son développement si des périodes froides surviennent. A Dinard, les mois les plus froids ont été janvier 1963 (Tn= -3,4°C et record absolu de -13,7°C), février 1956 (Tn=-3°C), février 1986 et janvier 1985 (deuxième valeur la plus basse enregistrée -13,3°C). Les courbes des mois de janvier et février montrent ces deux périodes d'hiver plus froids des années 1950-1960 et des années 1980 (figure 3). Cette dernière séquence d'hivers rudes semble pouvoir être mise en relation avec la phase de rétractation de l'herbier (Crisp, 1964). A contrario, la série récente, sans hivers très froids, correspond bien à une extension de l'herbier. La croissance de l'herbier pourrait être favorisée par des printemps de plus en plus cléments : c'est ce que montrent les courbes des minima pour les mois de mars et avril qui indiquent une tendance à la hausse depuis le milieu des années 1980. On peut d'ailleurs remarquer qu'en 1961 l'importante extension spatiale de l'herbier coïncide avec une série de printemps particulièrement doux. Pour mettre en évidence le lien entre l'extension spatiale de l'herbier de zostères et les températures, nous avons calculé les corrélations entre cette surface et les températures minimales, maximales et moyennes mensuelles pour les mois de janvier à mai (tabl. 1). La série est composée de 13 valeurs. Les résultats confirment l'importance des conditions thermiques de mars et avril pour le développement des zostères : les mois de janvier, mai et secondairement février présentent des corrélations significativement plus faibles. Un mois de mars aux températures maximales élevées est le plus propice pour le développement des zostères. Elles semblent également fortement dépendantes des températures minimales (et secondairement les maximales) d'avril, ce mois apparaissant globalement comme le mois décisif.

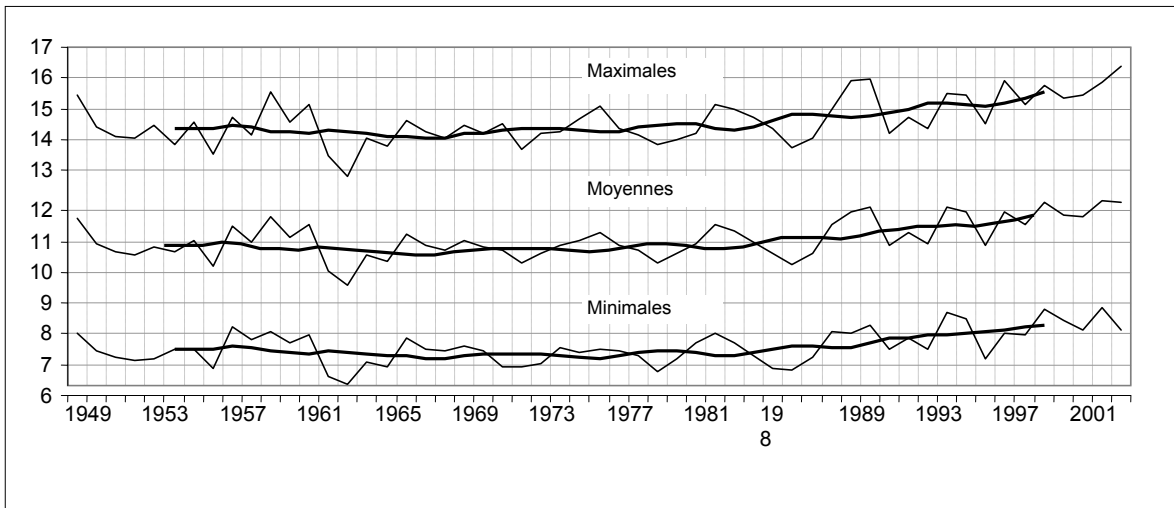


Figure 3 – Températures moyennes annuelles (°C) à Dinard-Pleurtuit
En gras : moyennes mobiles sur 10 ans)

	janvier	février	mars	avril	mai
Minimales	0.25	0.41	0.41	0.61	0.19
Maximales	0.31	0.46	0.60	0.54	-0.14
Moyennes	0.28	0.45	0.53	0.60	-0.04
Degrés jours	0.55	0.43	0.52	0.49	-0.10
Cumul Degrés jours	0.55	0.53	0.64	0.68	0.47

Tableau I : Corrélations entre l'extension spatiale de l'herbier de zostères et les températures de Dinard-Pleurtuit
(en gras, coefficients de corrélations significatifs avec une marge d'erreur de 5%)

Pour montrer l'influence des conditions thermiques pour la croissance des plantes et cultures, on utilise aussi fréquemment la méthode des degrés jours : elle consiste à cumuler sur une période donnée l'écart positif entre la température moyenne journalière et un seuil thermique (en général 10°C) en dessous duquel la plante ralentit ou stoppe sa croissance. Nous avons donc réalisé ce calcul pour les 5 premiers mois des 13 années d'observation de l'herbier et, pour chaque année, cumulé à partir du mois de janvier jusqu'aux mois de février, mars, avril et mai. Les chiffres cumulés sur les mois de mars et avril confirment que cet herbier apparaît bien conditionné par les conditions de températures de printemps.

Conclusion

La détermination rigoureuse des paramètres environnementaux responsables des variations spatio-temporelles des herbiers médiolittoraux de phanérogames marines n'est pas aisée tant les facteurs de perturbations, anthropiques et/ou naturels, sont nombreux. Localement parfois, ces facteurs ne semblent pas expliquer certaines variations brutales des herbiers de *N. noltii* contrairement aux fluctuations climatiques et notamment aux températures. Il semble possible de mettre en évidence l'impact privilégié des printemps froids sur la cinématique des phytocénoses médiolittorales à *N. noltii*, et donc la variabilité climatique, contrairement aux variations climatiques à méga-échelle qui semblent affecter prioritairement l'espèce infralittorale *Z. marina*.

Bibliographie

- AUBY I., 1991 : *Contribution à l'étude des herbiers de Zostera noltii dans le bassin d'Arcachon : dynamique, production et dégradation, macrofaune associée*. Doctorat de biologie, Université de Bordeaux 1, 162 p.
- AUBY I., LABOURG P.-J., 1996 : Seasonal dynamics of *Zostera noltii* Hornem. In the Bay of Arcachon (France). *Journal of Sea Research*, **35**, 4, 269-277.
- BESSEMOULIN P., CERON J.-P., MOISSELIN J.-M., 2003 : Nouvelles connaissances sur l'évolution du climat. *Publications de l'Association internationale de Climatologie*, **15**, 31-38.
- BONNOT-COURTOIS C., VAUCOURT C., LAFOND L.R., LE VOT M., 1989 : Géomorphologie et sédimentation comparées dans la baie de Lancieux et l'estuaire de l'Arguenon (Côtes du Nord). *Bulletin du Centre de Géomorphologie de Caen*, **36**, 93-96.
- CRISP D.J., 1964 : The effects of the severe winter of 1962-1963 on marine life in Britain. *Journal of Animal Ecology*, **33**, 165-210.
- DAUVIN J.C., 1997 : *Les biocénoses marines et littorales françaises des côtes Atlantique, Manche et Mer du Nord. Synthèse, menaces et perspectives*. Muséum National d'Histoire Naturelle, 359 p.
- DEN HARTOG C., 1987 : "Wasting disease" and other dynamic phenomena in *Zostera* beds. *Aquatic Botany*, **27**, 3-14.
- FERGUSON R.L., WOOD L.L., GRAHAM D.B., 1993 : Monitoring spatial change in seagrass habitat with aerial photography. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, **59**, 1033-1038.
- GLEMAREC M., 1979 : Les fluctuations temporelles des peuplements benthiques liées aux fluctuations climatiques. *Oceanologica Acta*, **2**, 3, 365-371.
- IPCC, 2001 : *Climate change 2001 : the scientific basis. Third assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, 881 p.
- LEUSCHNER C., LANDWEHR S., MEHLIG U., 1998 : Limitation of carbon assimilation of intertidal *Zostera noltii* and *Zostera marina* by dessication at low tide. *Aquatic Botany*, **62**, 171-176.
- LUTOVA M.I., FELDMAN N.L., 1981 : Genotypic temperature adaptations of cellular functions and proteins in two *Zostera* species. *Oecologia*, **89**, 92-95.
- MOISSELIN J.-M., SCHNEIDER M., CANELLAS C., MESTRE O., 2002 : Les changements climatiques en France au XXème siècle. *La Météorologie*, **38**, 45-56.
- MOUNIER J., DUBREUIL V., LEJEUNE C., 1998 : Variabilité interannuelle et variations actuelles du climat dans le domaine océanique. In « *Studi in onore di Mario Pinna* ». *Memorie della societa geografica italiana*, LV, 121-131.
- PERALTA G., PÉREZ-LORÉNS J.L., HERNANDEZ I., VERGARA J.J., 2002 : Effects of light availability on growth, architecture and nutrient content of the seagrass *Zostera noltii* Hornem. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, **269**, 9-26.
- PHILIPPART C.J.M., 1995 : Effects of shading on growth, biomass and population maintenance of the intertidal seagrass *Zostera noltii* Hornem. in the Dutch Wadden Sea. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, **188**, 199-213.
- PHILIPPART C.J.M., DIJKEMA K.S., 1995 : Wax and wane of *Zostera noltii* Hornem. In the Dutch Wadden Sea. *Aquatic Botany*, **49**, 255-268.
- PHILLIPART C.J.M., 1994 : Interactions between *Arenicola marina* and *Zostera noltii* on a tidal flat in the Wadden Sea. *Marine Ecology Progress Series*, **111**, 251-257.
- PLUS M., DESLOUS-PAOLI J.-M., AUBY I., DAGAULT F. 2001 : Factors influencing primary production of seagrass beds (*Zostera noltii* Hornem.) in the Thau lagoon (French Mediterranean coast). *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, **259**, 63-84.
- ROBBINS B.D., BELL S.S., 1994 : Quantifying temporal change in seagrass areal coverage: the use of GIS and low resolution aerial photography. *Aquatic Botany*, **58**, 259-267.
- SHORT F.T., IBELINGS B.W., DEN HARTOG C., 1988 : Comparison of a current eelgrass disease to the wasting disease in the 1930s. *Aquatic Botany*, **30**, 295-304.
- SHORT F.T., NECKLES H., 1999 : The effects of global climate change on seagrasses. *Aquatic Botany*, **63**, 169-196.
- SOUTHWARD A.J., BUTLER E.I., PENNYCUICK L., 1975 : Recent cyclic changes in climate and in abundance of marine life. *Nature*, **253**, 710-715.
- VERMAAT J.E., VERHAGEN F.C.A., 1996 : Seasonal variation in the intertidal seagrass *Zostera noltii* Hornem.: coupling demographic and physiological patterns. *Aquatic Botany*, **52**, 259-281.

La connaissance des climats locaux pour la définition du terroir dans les vignobles des collines des Langhe (Piémont, Italie)

Simona Fratianni

Dipartimento di Scienze della Terra –Università degli Studi di Torino, Italie
simona.fratianni@unito.it

Résumé : Le climat est un des plus importants indicateurs du terroir viticole et, par conséquent, influence les modifications liées aux changements de site. On a considéré les données climatiques des stations météorologiques installées dans les Collines des Langhe (Piémont, Italie), zone très connue pour la production du raisin Nebbiolo, dont on peut obtenir le réputé vin Barolo, en suivant les caractères du moût. L'utilisation des données relatives aux divers éléments du temps pour améliorer le rendement de cultures et prévoir la date optimale des activités agricoles, besoin d'une meilleure connaissance des climats locaux. Le but de ce travail est de définir le plus simplement possible les limites thermo-pluviométrique à la culture de la vigne du Nebbiolo et souligner l'originalité des climats locaux.

Mots-clés : Limite climatique, terroir viticole, somme thermique, jours de gel

Abstract: Climate is one of the most important indicators of a wine growing territory and therefore it affects all modifications linked to the site change. The article considers the climate data provided by the meteorological stations installed in the Langhe hills (Piedmont, Italy), a well-known area for the production of the Nebbiolo vine, from which the renowned Barolo wine is obtained, according to the must characteristics. The data use of different meteorological elements to improve the production of growing and predict the optimal data for agricultural activities, take a better knowledge of local climates. The aim of this study is to define the thermo-pluviometric limits for the Nebbiolo vine growing and underline the originality of local climates.

Key Words: Climatic limit, vine growing territory, thermal summation, frost days

Introduction

La région Piémont inclut dans sa partie méridionale les collines des Langhe qui, avec le Monferrato, l'Astigiano et le Roero, représentent la charpente du système de collines piémontais. Les caractéristiques topographiques (pente et exposition) sont un des facteurs les plus influents sur la détermination des terroirs locaux. La forme courbée de la crête offre aux vignobles un versant stable exposé à sud-est, très difficile à cultiver, et un versant sujet à éboulement, avec des pentes moins prononcées mais principalement exposées au nord et nord-ouest. De nombreux vignobles sont implantés sur le sommet des versants, qui sont mieux exposés et plus stables, même s'ils doivent affronter les limites imposées par l'altitude (dans quelques vignobles on frôle 650 m d'altitude). La région des Collines des Langhe est une zone très connue pour la production du raisin Nebbiolo, dont on peut obtenir des vins réputés : Nebbiolo et Barolo. Le développement phénologique du Nebbiolo présente un débourrement précoce (I décennie d'avril), une floraison précoce (I décennie de juin), une véraison moyenne précoce (II décennie de août) et la maturation tardive (II/III décennie d'octobre). Afin de déterminer les limites climatiques à la culture de la vigne d'un terroir particulier comme les vignobles des Langhe, il est très important de localiser l'empreinte des caractéristiques thermométriques et pluviométriques et d'évaluer aussi les interactions entre elles.

I. Caractéristiques thermométriques

Les données journalières fournies par un groupe de onze stations météorologiques automatiques appartenant au réseau d'ARPA Piémont ont été analysées, avec l'exception de Dogliani et La Morra, qui appartiennent à la Regione Piemonte Direzione Sviluppo dell'Agricoltura Settore Fitosanitario, dans la période 1990-2005 (Tableau 1).

Selon la “carte des vignobles en Europe” réalisée du Comité Interprofessionnel du Vin de Champagne (CIVC, 1998, 2001) la zone des collines de Langhe est classée comme “terroir froid”: la limite est prescrite de l’isotherme 10°C (figure 1).

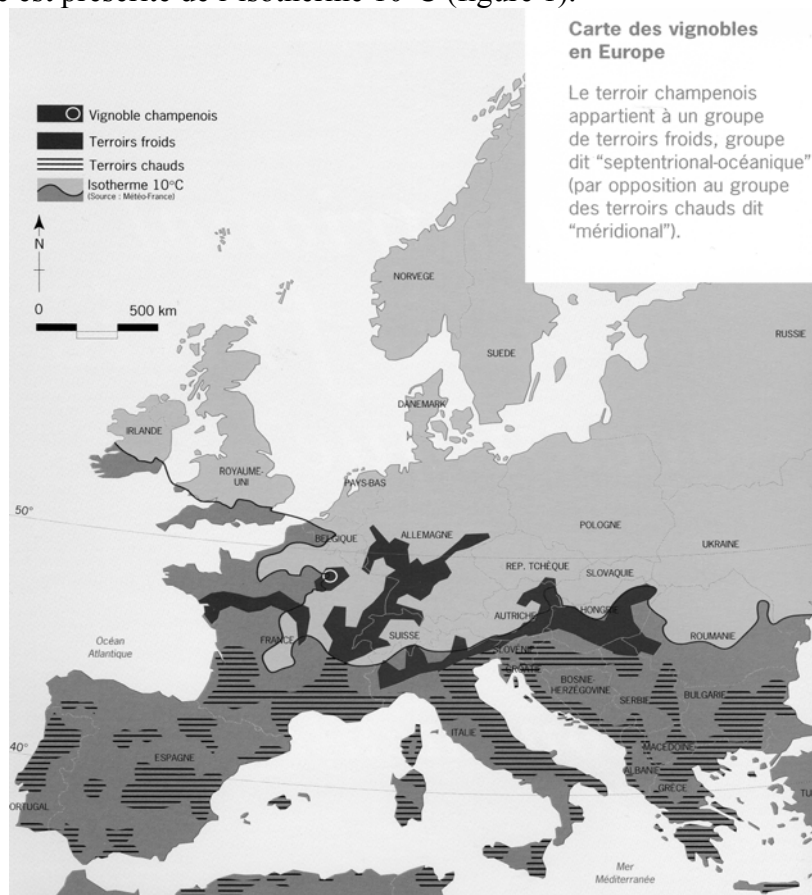


Figure 1– Distinction entre terroirs froids, chauds et zones où la culture de la vigne n’est pas pratiquée

En suivant le profil thermométrique, il faut souligner que les gelées sont une des plus grandes menaces pour le vignoble. On peut distinguer entre gelées hivernales et printanières. Pendant l’hiver, des températures minimum au dessous de -15°C peuvent endommager la récolte et souvent la survie même des vignobles plus résistants (AOC Champagne, 2001). Dans toutes les stations considérées on n’a jamais enregistré des températures si basses; le minimum de -13,8 °C se vérifia le 19/12/1991 à Mombarcaro, la station la plus haute.

Il faut aussi déterminer les périodes des phases phénologiques et surtout le débourrement et la floraison pour prévenir l’autre problème: le risque de gelées tardives qui peuvent se vérifier au printemps. Le débourrement du Nebbiolo est moyen ou moyen-précoce et tombe dans la deuxième décennie d’avril et la floraison tombe dans la première décennie de juin. Les gelées tardives ont des conséquences négatives sur la végétation et ensuite sur le cycle productif. A ce propos, dans le tableau 1 on a calculé le nombre moyen de jours de gel (températures minimum au-dessous ou égale de 0 °C), par décades. Si l’on considère la deuxième décennie d’avril, pendant la floraison, les jours de gel vont de 0 pour Dogliani et Treiso à 1,9 pour Feisoglio. De plus, puisque les dommages par gel sont rapportés au contenu en eau des organes et les bourgeons en germination retardée supportent bien le gel, tandis que les jeunes pousses subissent des dommages déjà au-dessous de 3°C (Crema, 2003), il faut vérifier surtout en mai (la période de la pousse), s’il y a des conditions de température au-dessous de 3°C. Seulement dans la première décennie de mai on peut avoir des cas négatifs, toutefois un nombre très bas et non important (0,4 jours pour Treiso et 0,3 pour Prunetto et Somano).

En bas à ces calculs, dans les vignobles examinés, n'existent pas de grosses dégâts causés par le gel soit hivernal que printanier.

Stations	Altitude	Coordonnées UTM		Période	Jours de gel			Jours de gel
		Est	Nord		I décade	II décade	III décade	
Belvedere Langhe	550	418603	4928137	1996-2005	1,5	0,9	0,0	2,4
Dogliani	417	416749	4933728	1999-2005	0,5	0,0	0,0	0,5
Feisoglio	770	429551	4933078	1996-2005	3,8	1,9	0,3	6,0
La Morra	326	416175	4942352	1996-2005	0,0	0,7	0,0	0,7
Mango	425	432530	4951081	1996-2005	0,2	0,4	0,0	0,7
Mombarcaro	896	427336	4924499	1990-2005	2,3	1,0	0,0	3,3
Prunetto	751	433557	4929030	1996-2005	3,1	1,6	0,6	5,4
Rodello	415	424991	4943560	1996-2005	0,5	0,5	0,0	1,0
Roddino	500	421386	4936815	1998-2005	0,7	0,6	0,0	1,3
Treiso	376	427326	4947726	1991-2005	0,0	0,0	0,0	0,0
Somano	640	422019	4932623	1990-1999	1,4	1,0	0,2	2,6

Tableau I – Stations météorologiques disponibles, hauteur en mètres, localisation géographique, période d'observation, jours de gel ($T_{\min} \leq 0^{\circ}\text{C}$) en avril.

Un indice particulièrement utilisé en viticulture, en ce qui est fortement mis en corrélation avec le développement phénologique de la plante et avec les potentialités productives de l'environnement, est la somme thermique, dont le sens provient du principe que tout végétal, pour la réalisation des diverses phases phénologiques, doit accumuler une certaine quantité de degrés utiles de température (GDD=Growing Degree Days), c'est-à-dire des degrés par jour de température au-dessus d'un certain seuil. Ce seuil est défini zéro de végétation, la valeur thermique au-dessous de laquelle l'activité végétative s'arrête (Regione Piemonte, 2000). Pour la vigne on admet une température seuil de 10°C et on la calcule dans la période du 1^{er} avril au 30 septembre: $S.T.=\sum(T_{\text{moy}}-10)$; si $T_{\text{moy}}-10 < 0$, $S.T.=0$.

Selon Fribourg & Scarpati (1989) il faut avoir au moins 1000°C de somme thermique d'avril à septembre pour la culture de la vigne et donc il faut souligner l'aptitude à la viticulture pour les stations de Dogliani (1735°C), La Morra (1607°C), Treiso (1598°C), Mango (1572°C), Rodello (1524°C), Roddino (1457°C), Belvedere (1348°C) et Somano (1152°C) et la non-conformité du site de Mombarcaro (754°C). Prunetto et Feisoglio se trouvent à la limite ($1152-1010^{\circ}\text{C}$) (Tableau 2, Figure 2).

Pour le calcul de la somme thermique, Huglin introduit un coefficient relatif à la longueur du jour en fonction de la position de la zone viticole et en outre attribue une plus grande importance aux températures maximum: $IH=\sum((T_{\text{moy}}-10)+(T_{\text{max}}-10)/2)*K$, où K est le coefficient de longueur du jour (1,02 pour le Piémont). L'application de cet indice met en évidence les basses températures enregistrées pour le site de Mombarcaro.

Dans le zonage thermique de Winkler, que calcule la somme thermique avec la période qui s'exerce au mois d'octobre, les stations Mombarcaro, Feisoglio, Prunetto, Somano sont placées dans la zone froide, avec la somme thermique inférieure à 1371°C , tandis que la partie marécageuse avec les stations restantes se trouvent dans la zone tempérée-froide (valeurs de 1372 à 1648°C) (Fratiani et Motta, 2002). Seulement Dogliani dépasse les 1700°C et se trouve dans la zone tempérée-chaude (tableau 2, figure 2).

En voulant caractériser la limite de la culture de la vigne dans les collines de Langhe, exclusivement du point de vue thermométrique, on peut souligner:

- température moyenne annuelle d'au moins 10°C ;

- somme moyenne annuelle base 10°C (avril-septembre) d'au moins 1000 °C (valeur standard de Fribourg et Scarpati, 1989);
- à la pousse (avril) températures moyennes > 9°C;
- à la floraison (juin) températures moyennes > 17°C;
- < 3 jours de gelées tardives en avril.

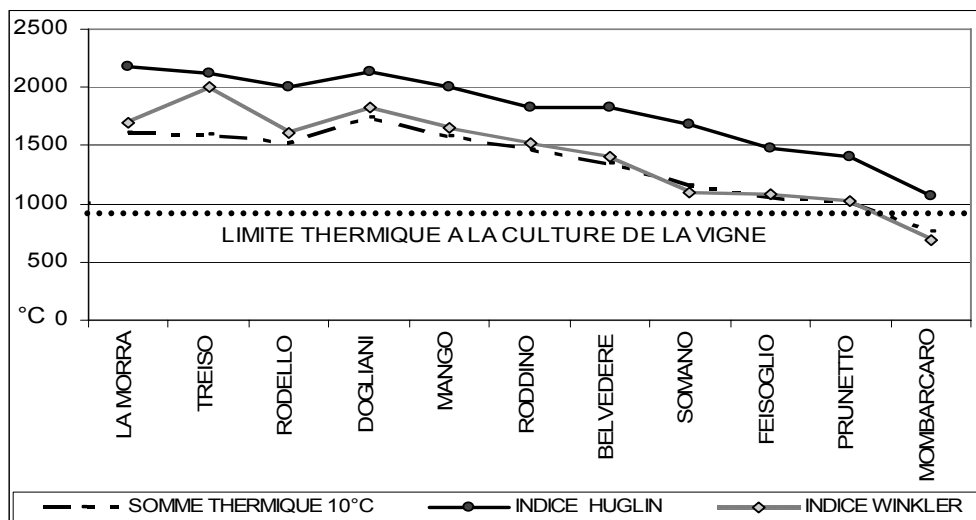


Figure 2 – Visualisation des indices de somme thermique, de Huglin et de Winkler. Le calcul de la somme thermique est nécessaire pour la détermination de la limite à la culture de la vigne, qui est de 1000°C pendant la période avril septembre (Fribourg et Scarpati, 1989).

2. Caractéristiques pluviométriques

Les précipitations annuelles vont de 661 mm pour Mango à 857 mm pour Dogliani; seulement la station de Mombarcaro enregistre de précipitations de 499 mm. Dans toutes les localités considérées on remarque un minimum absolu en hiver, avec un régime des pluies continental. Dans les stations où l'on pratique la viticulture le maximum principal tombe en automne et le maximum secondaire au printemps: on a donc un régime subalpin.

Pour des fins liés aux applications agricoles, il vaut mieux considérer que des valeurs de précipitations printanières supérieures à 300 mm favorisent la péronospora, *la plasmopara viticola*, la moisissure blanche, la maladie la plus insidieuse qui attaque et détruit la vigne. Seulement dans la station de Dogliani on a des précipitations moyennes printanières supérieures à 250 mm; ce résultat suggère que le seuil critique a été dépassé de 300 mm au moins en quelques ans. Si l'on analyse en détail les années printanières singulières, on remarque le printemps 2000 et 2002, où on a dépassé la limite connue.

Les pluies hivernales ont par contre une valeur de réserve: il est quand même nécessaire que l'eau en excès est évacué, autrement les vignes vont souffrir d'asphyxie radicale. Un bon degré de pluie hivernale est autour de 300 mm et le seuil minimum est placé à 100 mm: les stations de Somano, Prunetto, Feisoglio présentent des valeurs de précipitation basses en hiver (76-95 mm) et pour Mombarcaro aussi où les précipitations hivernales sont inférieures à 30 mm. Dans les stations restantes on dépasse 100 mm en hiver et on ne dépasse 300 mm au printemps, une condition favorable au correct débournement et floraison de la vigne.

Données climatiques	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Température moyenne annuelle	12,6	12,7	12,4	13,5	12,6	12,0	11,6	11,0	10,2	10,4	9,6
Température moyenne avril (pousse)	11,7	11,6	11,1	11,9	11,3	10,4	10,2	10,7	8,3	8,5	8,9
Température moy. juin (floraison)	21,0	20,5	20,7	22,2	21,0	20,5	19,6	19,7	17,5	17,9	17,6
Température minimum en avril	-0,3	0,2	-0,2	-0,3	-0,3	-0,5	-0,9	-1,3	-1,9	-2,0	-2,0
Température minimum en mai	5,2	2,7	5,1	5,3	5,8	4,8	4,5	4,2	2,2	2,7	2,3
Nombre moyen de jours de gel avril	0,7	0	1	0,5	0,7	1,3	2,3	2,7	5,4	6	3,3
Nombre moyen de jours de gel mai	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Nombre moyen de jours <3°C avril	9,7	7,6	8,7	10	8	14,2	14,7	15,4	21,1	20,1	15,7
Nombre moyen de jours <3°C mai	0	0,4	0	0	0	0	0	0	0,3	0,3	0,2
Somme thermique base 10°C	1607	1598	1524	1735	1572	1457	1348	1152	1010	1059	754
Indice d'Huglin	2185	2120	2010	2135	2009	1828	1823	1676	1407	1471	1072
Indice de Winkler	1693	1681	1604	1832	1654	1525	1405	1091	1030	1081	684
Précipitations annuelles	815	736	740	857	661	682	814	709	718	679	499
Précipitations hivernales	153	104	134	131	128	115	151	93	95	76	30
Précipitations printanières	233	218	217	284	204	249	254	235	224	210	166
Indice hygrométrique d'Amann	511	467	468	599	425	424	505	426	413	397	289
Indice de continentalité de Gams	2,0	2,0	1,8	2,1	1,6	1,4	1,5	1,1	1,0	1,0	0,6
Période sèche	J-A	J-A	J-S	J-S	J-S	J-S	J-S	J-A	J-A	J-A	J-S

Tableau 2 – Synthèse des données climatiques de plus grand intérêt pour la viticulture. Moyennes calculées pour la période 1990-2005 sur la base des données disponibles. 1=La Morra, 2=Treiso, 3=Rodello, 4=Dogliani, 5=Mango, 6=Roddino, 7=Belvedere, 8=Somano, 9=Prunetto, 10=Feisoglio, 11=Mombarcaro.

3. Interaction entre thermométrie et pluviométrie

Afin de mieux étudier les limites climatiques à la culture de la vigne, il faut considérer aussi les interactions entre températures et précipitations. Pour ce motif on a utilisé l'indice hygrométrique d'Amman ($I_A = P \cdot T/E$, où P et T indiquent respectivement les précipitations et les températures moyennes annuelles et E l'amplitude moyenne annuelle). Le résultat a permis de souligner la différence entre les stations à caractère moyen continental (Mombarcaro, Prunetto et Feisoglio), où la pratique de la viticulture est limitée aux versants mieux exposés, et les stations à caractère plus méditerranéen (Dogliani, La Morra, Treiso, Mango, Rodello, Roddino, Belvedere et Somano) avec l'indice plus élevé, où celle-ci est pratiquée (tableau 2). En outre on peut utiliser le diagramme ombrothermique, qui permet de déterminer la présence d'une période sèche. Cette période est très utile pour la vigne qui, étant une plante xérophile, nécessite un sol pauvre en eau sur lequel on peut plus facilement intervenir au moyen d'une correcte irrigation durant la pousse pour améliorer le contenu en sucres, acides et d'autres substances qui caractérisent l'arôme. Toutes les stations considérées présentent une période sèche de 3 ou 4 mois en été (tableau 2).

Le caractère climatique des zones viticoles examinées est en général continental, ce qui est confirmé par l'indice de continentalité hygrique de Gams: $I_g = \cotg P/Q$, où P et Q indiquent respectivement les précipitations moyennes annuelles et Q l'altitude du site. Plus l'indice est bas (<1), plus grand sera la continentalité du lieu examiné. L'indice diminue rapidement du fond de la vallée de Dogliani, en montant sur les versants de La Morra, Rodello, Treiso et puis vers Somano, Prunetto, Feisoglio et Mombarcaro.

Ces indices soulignent ainsi le brusque passage qui correspond à la limite supérieure de la viticulture de qualité dans les collines des Langhe (figure 3).

La limite climatique à la culture de la vigne entre les stations examinées est représentée par Somano. Les stations de Dogliani, La Morra, Treiso, Mango, Rodello, Roddino, Belvedere Langhe et Somano sont en fait adaptées à la viticulture, tandis que Prunetto, Feisoglio et Mombarcaro présentent des conditions altimétriques, thermométriques et pluviométriques qui limitent le développement phénologique de la vigne. La limite physiologique de culture de la vigne se situe autour de 600 mètres d'altitude et la grande culture viticole du Nebbiolo est

donc pratiquée dans la partie plus occidentale et septentrionale des collines des Langhe, tandis que sur le terroir restant prédominent la culture des noisettes, de la luzerne ou des céréales; dans les terroirs plus difficiles on trouve des prés fauchés ou des zones boisées.

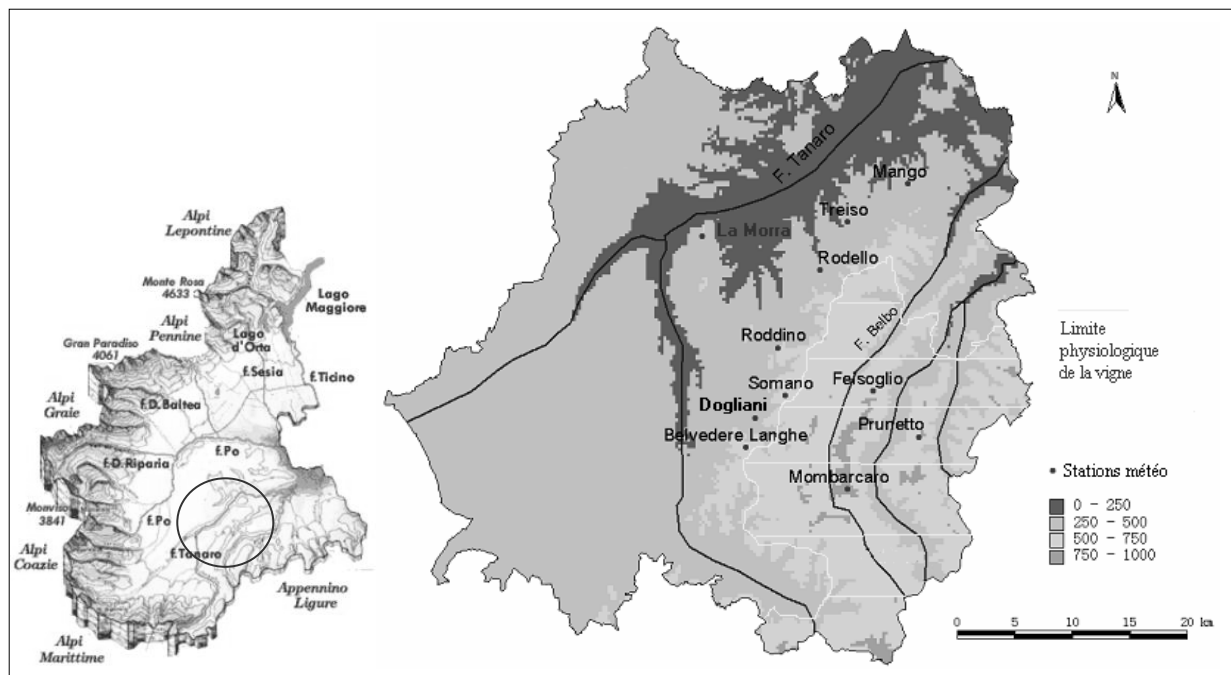


Figure 3 – Localisation géographique de détail des stations météorologiques des Collines de Langhe, qui se trouvent dans la partie méridionale de la région Piémont. La limite physiologique de culture de la vigne se situe autour de 600 mètres d'hauteur et la grande culture viticole du Nebbiolo n'est donc pratiquée de préférence dans la partie plus orientale et méridionale du territoire examiné (zone lignes horizontales).

Conclusion

Le climat ne contribue pas directement à la détermination du terroir, il est quand même le facteur physique le plus important qui limite et conditionne la culture et la croissance de la vigne. Il faut aussi souligner l'importance de tous les facteurs naturels afin de favoriser un type de production agricole bien spécialisé, avec le résultat d'obtenir un produit unique qui ne peut être dissocié du biome et du terroir dont il prend naissance.

Bibliographie

- A.O.C. CHAMPAGNE, 2001. *Viticulture raisonnée*. C.I.V.C., Epernay, 208 p.
- COMITE INTERPROFESSIONNEL DU VIN DE CHAMPAGNE, 1998. Le terroir-Les clés de vins de Champagne. *CIVC*, Epernay.
- COMITE' INTERPROFESSIONNEL DU VIN DE CHAMPAGNE, 2001. *Viticulture raisonnée-Guide pratique*. *CIVC*, Epernay.
- CREMA G., 2003. L'acqua e la vite. *Working group on terroirs viticoles*. World in progress, BEM, 95-102.
- FRATIANNI S., MOTTA L., 2003. Climatic characteristics of the grape-growing area in High Susa Valley. *Working group on terroirs viticoles*, World in progress, BEM, 109-114.
- FRIBOURG G., SCARPATI C., 1989. *La dégustation*. Connaître et comprendre le vin. Suze-la-Rousse, EDISUD, 261 p.
- POMEROL C. (sous la direction de), 1984. *Terroirs et vins de France*. B.R.G.M., Paris, 350 p.
- REGIONE PIEMONTE, 2000. *Barolo*. Supplemento al n. 24 di Quaderni Regione Piemonte-Agricoltura, 191 p.

Aspects climatiques de risque déterminés par l'excès d'humidité dans les Montagnes de Bihor et Vlădeasa

Carpates Occidentales de Roumanie

Ovidiu Gaceu

Universitatea din Oradea, Facultatea de Istorie-Geografie,
Departamentul de Geografie, Turism și Amenajarea Teritoriului, Roumanie
gaceu@yahoo.com

Résumé : Une étude de cas réalisée sur la base des données obtenues par des observations météorologiques et hydrologiques du bassin de l'Arieș est présentée pour deux grandes inondations lors de situation extrêmement chaudes pour cette période de l'année avec des valeurs positives de la température de l'air et des précipitations abondantes qui ont déterminé la fonte soudaine de la couche de neige et des inondations pour la plu part des rivières des Monts de Bihor et Vlădeasa. Les autorités ont eu des difficultés pour maintenir la communication avec les zones affectées à cause de la chute des lignes téléphoniques, de l'interruption de l'alimentation avec l'énergie électrique et de la destruction partielle des voies de communication.

Mots-clés : risques climatiques, inondations, Montagnes Bihor et Vlădeasa

Abstract: This report represents a case study made on the results obtained from the weather and hydrological observations of the Arieș basin area. There are presented two big water floods induced by the extremely hot weather in this time of the year, with positive values of air temperature and plentiful rainfalls as rain, which led to the suddenly melting of snow and to river floods for the most of the rivers in Bihor and Vlădeasa Mountains. The local officials have had difficulties in keeping in touch with the damaged areas due to the breaking of the telephone wires, the interruption of the charging with electricity and the partial destroying of the communication ways.

Key Words: climatically perils, inondations, Bihor and Vlădeasa Mountains

Introduction

L'excès d'humidité constitue un des plus importants phénomènes climatiques de risque dans les Montagnes de Bihor et Vlădeasa. Ses effets se manifestent parfois par des torrents qui provoquent des dommages matériels et des pertes de vie humaine. Dans ce texte, nous présentons deux des plus importantes crues respectivement la crue de 11 au 15 mars.1981 et celle du 23 au 31 décembre 1995 qui se sont produites dans la vallée d'Arieș, partie la plus habitée des Montagnes Bihor et Vlădeasa,

Résultats

La crue la plus importante enregistrée entre le 11 et le 15 mars 1981 dans la vallée d'Arieș, a été la conséquence d'un phénomène hydro-météorologiques complexe généré par l'existence d'une couche de neige, avec une épaisseur moyenne de 40 cm (équivalent en eau de 100 l/m²) et par une quantité importante de précipitations tombées dans un intervalle relativement court (en 24 heures il est tombé 30 mm à Scărișoara, 28 mm à Albac, 15 mm à Câmpeni) associée avec l'augmentation brusque de la température de l'air (plus de 11⁰C à Câmpeni) cela a déterminé la fonte rapide de la couche de neige.

Cet événement s'est produit lors de la situation synoptique suivante : au niveau du sol il y avait un lent déplacement, de l'Atlantique vers l'est du continent, d'une famille de dépressions accompagnées par une succession de fronts chauds, froids et occlus qui ont

général de grandes quantités des précipitations liquides. En altitude, grâce à la baisse du géopotential à l'ouest et au centre du continent et à son augmentation dans le nord-ouest, la circulation de l'air s'était déroulée comme au niveau du sol, respectivement, elle a dominé le secteur ouest dans la plupart de l'Europe.

Le déclenchement de la crue a commencé le 11 mars quand, à 13 heures, à la station hydrométrique de Scărișoara la cote d'attention a été dépassée, à 17 heures les cotes d'attention ont été dépassées dans toutes les stations hydrométriques et à 21 heures, dans l'entier bassin hydrographique d'Arieș les cotes d'inondations ont été touchées et dépassées. (tableau 1).

Date		Le niveau (cm) enregistré à la station hydrométrique		
Jour	Heure	Scărișoara	Câmpeni	Baia de Arieș
11.03	7	77	108	168
	13	124	128	174
	15	132	160	182
	17	150	190	216
	19	162	220	256
	23	196	247	300
	1	250	260	320
	3	245	292	340
	5	283	330	365
	8	250	450	440
12.03	11	220	446	502
	12	222	440	544
	15	226	328	471
	17	226	325	445
	19	220	330	418
	23	216	318	384
	3	168	296	364
13.03	9	150	260	340
	13	226	240	300
	17	126	220	286
	7	106	174	228
14.03	13	100	163	225
	17	98	154	200

Source: La station hydrologique Câmpeni

Tableau 1 – Evolution des niveaux sur la rivière Arieș entre 11-14.03.1981

Les niveaux touchés aux principales stations hydrométriques ont été analysés en comparaison avec les cotes d'attention, d'inondation, de péril (tableau 2). D'après les informations hydrométéorologiques reçues des tous les postes pluviométriques (Arieșeni, Albac, Horea-Trifești, Scărișoara, Poiana Vadului, Vidra, Ponorel, Musca) et des stations hydrométriques (Scărișoara, Câmpeni, Baia de Arieș, Ponorel, Abrud, Bistra) les cotes d'attention ont été dépassés sur ses affluents, un commandement départemental a institué l'action de défense contre les inondations.

La crue du 23 au 31 décembre 1995 sur la Vallée d'Arieș a été déterminée par le contexte synoptique suivant: au niveau du sol il y avait une succession rapide de dépressions barométriques profondes, les plus actives étant concentrées dans la zone de la Mer Noire et dans la zone de la Mer Baltique. Les fronts atmosphériques qui ont accompagné les dépressions ont traversé successivement la partie centrale de l'Europe et elles ont apporté des masses de l'air polaire maritime de la zone centrale de l'Océan Atlantique (figure 1a).

Station	Rivière	Cote d'attention (C.A.) cm	Cote d'inondations (C.I.) cm	Cote du danger (C.P.) cm	Cote maximale touchée (cm)	Le débit correspondant pour la cote maximale (m ³ /s)
Scărișoara	Arieșul Mare	100	150	200	283	276
Câmpeni	Arieș	150	250	300	450	695
Baia de Arieș	Arieș	200	250	300	544	840
Câmpeni	Abrud	130	210	300	330	144

Source: Station hydrologique Câmpeni

Tableau 2 : Niveaux caractéristiques, les niveaux maximaux et les débits maximaux enregistrés aux stations principales hydrométriques du bassin hydrographique Arieș entre 11-14.03.1981

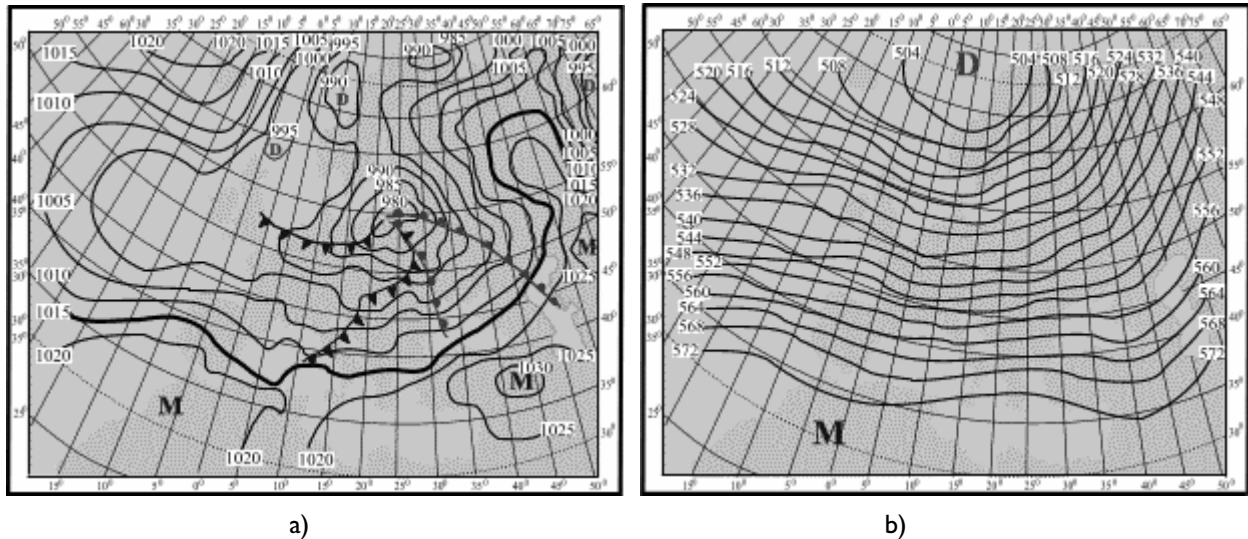


Figure 1 – Conditions synoptiques qui ont favorisé l'excès d'humidité des Montagnes Bihor et Vlădeasa entre 23-31.12.1995: a) Le champ de la pression atmosphérique au sol en 24.12.1995; b) Le champ géo-potential a 500 hPa (5500m) en 24.12.1995 (refait après A.N.M.).

Dans la zone des Montagnes Apuseni, les fronts atmosphériques venues de l'ouest ont subi un mouvement ascendant. A la convection frontale s'est ajoutée une convection orographique, dont la combinaison a produit l'amplification du processus de condensation de vapeurs de l'eau et l'intensification des quantités de précipitations dans cette zone. Ainsi dans le mois de décembre 1995, les précipitations ont été deux fois plus grandes en comparaison avec la moyenne mensuelle multi annuelle. La situation au niveau du sol a été déterminée par le champ géo-potential de l'altitude, où au niveau de 500 hPa (5500 m), a prédominé une circulation zonale rapide de l'ouest à l'est, avec un gradient barrique élevée (figure 3b). Ainsi, la température a augmenté brusquement en partant des valeurs minimales entre -10 et -16°C en période 20-22.12.1995 valeurs minimales entre + 3 et + 7°C aux valeurs maximales entre + 5 et + 15°C après, fait peu normal pour cette période de l'année. Les précipitations tombées dans la vallée d'Arieș pendant la période 20-31.12.1995 ont été entre 115 et 335 mm, et les quantités quotidiennes ont été de 40-50 mm en 24 heures dans la zone montagneuse dans l'intervalle 23-24.12.1995 et de 30-40 mm en 24 heures dans l'intervalle 26-27.12.1995; local ont été enregistrées des valeurs élevées (103,5 mm en 24 heures à Arieș et 102,4 mm, à Avram Iancu dans la période 23-24.12.1995). En plus, la couche de neige mesurait 25 cm en amont de la ville de Câmpeni et de 5-7 cm en aval. Pour éviter un nouveau torrent de ce type on a construit l'accumulation Mihoești en amont de Câmpeni, pour protéger la ville de Câmpeni et les villes trouvées en aval. Comme une conséquence de ces phénomènes (des températures positives, la pluie de longue durée et d'une grande intensité, la fonte brusque de

la couche de neige), grâce au terrain gelé et aux grandes pentes, la concentration rapide de l'eau dans le lit de rivière a généré des grandes ondes de la crue avec les dépassements des cotes des inondations. Ainsi, en 24.12.1995 dans les principales stations hydrométriques du bassin hydrographique de la rivière d'Arieș ont été enregistrés les niveaux maximes (tableau 3)

Les autorités ont autorisé le stockage temporaire des volumes excédentaires dans l'accumulation non-permanente de Mihoești, ce qui a conduit à l'atténuation de l'onde de la crue, a diminué la surface de la zone inondée d'aval. Dans l'accumulation de Mihoești 5 mil. m³ de l'eau ont été stockées en 24.12.1995 et environ 8 mil. m³ de l'eau en 27.12.1995, dans le contexte dans lequel le niveau normal de rétention de cette accumulation est de 6,25 mil. m³ de l'eau. Aussi le niveau de l'eau dans l'accumulation a dépassé la cote du déversoir de surface, avec 1,7 m, le barrage n'étant pas sollicité jusqu'à cette fois pour un tel évènement.

Les précipitations tombées entre 26-27.12.1995 étaient en grande quantité (30-40 mm en 24 heures dans la zone montagneuse) et elles ont conduit à la formation d'une onde secondaire de la crue sur la rivière d'Arieș et sur ses affluents, avec une ampleur plus grande que la première en ce qui concerne le niveau des eaux et leurs effets (tableau 4)

Rivière	Station	Niveau maxime (cm)	Caractéristique du niveau
Arieș	Scărișoara	159	C.I. + 9 cm
	Câmpeni	395	C.I. + 45 cm
	Baia de Arieș	362	C.P. + 62 cm

Source: Station hydrologique Câmpeni

Tableau 3 – Niveaux maximes enregistrés aux stations hydrométriques du bassin hydrographique Arieș à 24 12 1995

Rivière	Station	Niveau maxime (cm)	Caractéristique du niveau	Débit maxime (m ³ /s)
Arieș	Scărișoara	260	C.P. + 60 cm	238
	Albac	300	C.P. + 50 cm	290
	Câmpeni	438	C.P. + 83 cm	510
	Baia de Arieș	543	C.P. + 243 cm	810
	Buru	454	C.P. + 54 cm	780
	Turda	490	C.P. + 80 cm	850
	Gligorești	475	C.P. + 75 cm	925
Albac	Albac	210	C.P. + 10 cm	45
Neagra	Vadu Moților	246	C.P. + 46 cm	34
Arieșul Mic	Ponorel	254	C.P. + 4 cm	145
Abrud	Abrud	235	C.P. + 35 cm	73
Bistra	Bistra	100	C.P. + 30 cm	25
Poșaga	Poșaga	165	C.P. + 15 cm	30

Source: Station hydrologique Câmpeni

Tableau 4 – Niveaux et les débits maximes enregistrés aux stations hydrométriques du bassin hydrographique Arieș entre 26-27.12.1995

Le débit affluent dans l'accumulation non-permanente de Mihoești a été évacué par les deux galeries de fond et par le déversoir principal. L'accumulation Mihoești n'avait jamais enregistré une valeur aussi élevée et la construction a bien résisté devant la montée des eaux.

A Lunca Arieșului, où existait une digue ancienne de protection, niveau de l'eau est passée au-dessus et a inonde la ville, en fissurant la digue en plusieurs emplacements.

L'onde de la crue sur la rivière d'Arieș s'est propagée en aval, en déterminant l'augmentation du niveau de la rivière de Mureș. Les augmentations des débits ont été enregistrées sur les

rivières de Târnave, mais la propagation des ondes du torrent s'est produite sans la superposition des valeurs maxima dans les points de confluence, les crues étant décalées en temps.

Les phénomènes hydro-météorologiques de la période de 23-31.12.1995 n'ont pas produit des victimes humaines, mais dans le département Alba les dommages ont été de 90.254.000.000 de lei. Ainsi, 577 des petites fermes ont été affectées (fig. 2), 1180 des annexes ménagères, 301,7 km de routes départementales et communales, 123,5 km de route nationale (dans lesquelles 12 km sur DN 74- route nationale-, 10 km sur DN 74 A, 99 km sur DN 75, 2 km sur DN 1, 0,5 km sur DN 7), 265,7 km de routes forestières, 128 de ponts sur les routes départementales et communales, 34 de ponts sur DN 1, 27, 5 km de réseaux téléphoniques, 18 m de réseaux électriques, 6095 hectares agricoles, 28 agents économiques, 198 des animaux morts. Les dispensaires humains ont été inondés et quelques annexes des 14 communes (Poșaga, Roșia Montană, Baia de Arieș, Lupșa, Avram Iancu, Albac, Vidra, Mogoș, Bucium, Unirea, Rădești, Scărișoara, Vadu Moților, Câmpeni), aussi les écoles des plus de 7 villes (Câmpeni, Botărăști - Câmpeni, Valea Morii – Câmpeni, Ponorel – Câmpeni, Vadu Moților, Avram Iancu, Abrud). Les terrassements de la ligne ferroviaire Turda – Abrud ont été lavés sur une longueur de 1450 m et ont été limogés sur une longueur de 17,2 km et sur la ligne Alba Iulia – Zlatna les terrassements ont été lavés sur une longueur de 560 m.



Figure 2 – Les effets de la crue de décembre 1995 dans la vallée d'Arieș (photo L. Maghiar)

Conclusion

Le temps a été anormalement chaud pour cette période de l'année, avec des valeurs positives des températures de l'air et avec beaucoup de précipitations sous forme de pluie qui ont mené à la fonte brusque de la couche de neige et à la formation des crues sur la plupart des rivières. Les Commissions locales de défense ont eu des difficultés de communications avec les zones affectées après la chute des réseaux téléphoniques, l'interruption d'alimentation électrique et la destruction partielle des lignes de communication.

Les travaux hydro-techniques de protection avec une assurance qui a dépassé 10% ont résistés à la pression des eaux. Il n'y a pas eu de victimes humaines, mais la valeur totale des dommages au niveau du département Alba a dépassé 90 milliards de lei. Le département Alban dans le premier grade de risque de calamité et de catastrophe parce que:

- sur les rivières de Mureș et de Târnave, les inondations se sont produites deux fois dans les dernières 25 années, (dans les années 1970 et 1975) et sur la rivière d'Arieș, deux fois dans 14 années. (1981 et 1995) ;

- sur les petites rivières de la zone montagneuse et collinaire, la fréquence de la formation des crues avec une propagation rapide est grande, à cause du niveau insuffisant de boisement et au manque d'aménagement pour la correction des torrents.

Bibliographie

- BOGDAN OCTAVIA, NICULESCU ELENA, 1999. Riscurile climatice din România, *Sega International*, 280 p.
- CRISTEA MARIA, 2004. Riscurile climatice din bazinul hidrografic al Crișurilor, *Edit. Abaddaba*, 186 p.
- GACEU O., 2006. Clima și riscurile climatice din Munții Bihor și Vlădeasa, *Edit. Universității din Oradea*, 284 p.
- MĂHĂRA GH., GRABOVSCI M., 1997. *Considerații hidrometeorologice privind inundațiile din bazinul Crișurilor în perioada decembrie 1995-ianuarie 1996*, Studii și Cercetări de Geografie, 77-87.

Tourbières et changement climatique : exemples en Laonnois (Bassin Parisien, France)

Fabrice Grégoire

ENS-LSH, Lyon, France
fabrice.gregoire@wanadoo.fr

Résumé : *Le réchauffement climatique est souvent perçu par les naturalistes comme une menace pour la pérennité des écosystèmes, particulièrement les plus fragiles. Les tourbières sont au nombre de ceux-ci. Il faut d'abord rappeler que beaucoup de tourbières en France comme celle de Cessières sont issues du réchauffement global de la fin de la dernière glaciation. Elles sont par ailleurs le témoin des variations climatiques de l'holocène grâce aux pollens et aux macrorestes. Sur le plan de l'état hydrique des tourbières, les années récentes ont vu se succéder des périodes relativement sèches et des périodes très arrosées qui semblent déconnectées des changements à long terme. Dans l'ensemble, plusieurs réseaux piézométriques suivis en Laonnois depuis plusieurs décennies en témoignent dans des situations très diverses, les milieux restent très stables en l'absence de modification anthropique du drainage. Sur le plan de la végétation, l'époque actuelle, telle que nous pouvons la suivre soit directement en Laonnois, soit grâce à des études diachroniques, montre que les modifications induites par les changements d'usage de ces milieux sont si importantes qu'il est tout à fait impossible d'y déceler le bruit de fond du réchauffement. En ce qui concerne la faune, les choses sont moins nettes, mais, là aussi, l'évolution rapide de l'état des habitats est à prendre en compte dans l'interprétation des variations quantitatives des populations.*

Mots-clés : Changement climatique, occupation des sols, tourbière

Abstract: *Global warming is frequently seen by ecologists as a threat for ecosystems perennity, especially the most fragile ones. Mires are in that case. First, we have to consider that, in France, a large part of mires, such as the mires of Cessières region (Bassin Parisien, France) appear with the global warming of the end of glacial ages. They are, on one other hand, the evidence of Holocene climatic variations through pollens and macrorests analysis. On the hydrologic state of mires, recent years exhibit alternative wet and dry periods that seem not onnected to a long trend. Several piezometric networks, surveyed for decades, show that ecosystems hydrology is very stable, except if anthropic drainage variations occur. On flora aspects, present times, as monitored in Laonnois region directly or by diachronic studies, are characterized by uses changes, so important that climatic background change is almost unperceptible. With regard to fauna, the things are less clear, but, there too, the fast evolution of the state of the habitats is to be taken into account in the interpretation of the quantitative variations of the populations.*

Key Words: Global change, mire, land use

Introduction

L'une des problématiques actuelles du changement climatique global est d'en prévoir les répercussions sur les écosystèmes dits naturels. D'une manière générale, cet impact est envisagé comme négatif. Certaines prévisions envisagent l'implantation d'une flore et d'une faune latéméditerranéennes aux portes de Lille et la régression des espèces adaptées au climat actuel. Plusieurs études, menées essentiellement par des entomologistes (Dusoulier, 2001) montrent que l'entomofaune a subi des migrations importantes à l'échelle régionale.

Sans vouloir entrer dans le débat sur la réalité du réchauffement actuel, nous nous sommes posés la question de savoir s'il était seul responsable des modifications physiques des écosystèmes comme des cortèges faunistiques et faunistiques.

Pour cela, nous avons envisagé un espace de référence, le Laonnois, dans lequel nous menons depuis plus de 30 ans des études sur des espaces réputés sensibles comme les tourbières. Nous envisagerons successivement, dans leur rapport avec l'évolution du climat, la genèse des

tourbières, leur comportement hydrologique vis-à-vis de l'alea climatique, l'évolution de leur biodiversité.

I Tourbières et évolution du climat

Les tourbières sont par essence particulièrement corrélées aux changements climatiques.

Les tourbières en France, et particulièrement dans le Bassin Parisien, sont pour la plupart directement issues du réchauffement climatique. La tourbière de Cessières est datée de -11 500 ans, ce qui correspond à la fin du Würm. Elle s'implante dans une vallée creusée pendant les périodes froides, lorsque le niveau de la mer est plusieurs dizaines de mètres plus bas qu'actuellement. Le réchauffement se traduit à la fois par une forte remontée du niveau des eaux et par une productivité végétale accrue.

Il ne faut pas en conclure pour autant que toutes les tourbières actuelles sont des reliques glaciaires. Dans les marais autour de Cessières, le processus de turbification peut s'enclencher dans les conditions actuelles. Les sphaignes particulièrement, très dynamiques dans les secteurs à sol acide nombreux en Laonnois, sont à même de générer, en l'espace d'un ou deux siècles, des épaisseurs tout à fait conséquentes, de l'ordre de quelques décimètres (ADREE, CSNP, 2005). Ce sont les conditions hydrogéomorphologiques locales, présence de sols à faible drainage, présence de nappes bien alimentées, existence de seuils naturels ou artificiels, qui vont permettre l'implantation de nouvelles petites tourbières ou l'extension des anciennes.

Bien entendu, et ceci est connu depuis longtemps, les tourbières sont des archives précieuses pour connaître aussi bien les changements climatiques que l'impact de l'homme sur les milieux depuis la fin du mésolithique (Morand, 1971).

2. Tourbières et changements hydrologiques

Le premier impact attendu d'un changement climatique concerne l'économie en eau des tourbières.

Dans le cadre de sa thèse (Sajaloli, 1994), B. Sajaloli a mis en évidence, dans les marais de la Souche les relations entre le niveau des eaux et le contexte social et politique de l'époque depuis le moyen-âge. En période de forte activité économique et de stabilité sociale, le niveau des eaux est maîtrisé et l'étendue du marais se réduit. Dans les périodes de crise, au contraire, les ouvrages de drainage sont abandonnés et l'écoulement est plus difficile.

Par ailleurs, nous suivons les variations de niveau piézométrique dans la tourbière de Cessières depuis plus de 30 ans, dans les marais de la Souche depuis 15 ans, dans d'autres petits secteurs tourbeux du Laonnois depuis dix ans.

La série des relevés effectués à Cessières au centre du marais et juste en amont montre que, depuis 1975, le niveau piézométrique a oscillé autour d'une valeur moyenne et qu'aucune tendance à l'assèchement ne se manifeste (fig. 1).

3. Evolution climatique et biodiversité dans les tourbières

L'autre impact attendu du réchauffement est une modification zonale de la répartition des espèces. Ceci est particulièrement important dans le cas de biotopes comme celui de Cessières, où on observe une flore décrite soit comme boréo-montagnarde, soit comme boréo-arctique. Cette flore semble en relation avec des caractéristiques locales responsables d'un microclimat sévère (gels estivaux), mais elle est également très dépendante d'une nature de sol qui est, elle, en l'absence de modification hydrologique forte, stable.

En revanche, ce qui a fortement changé est l'occupation du sol. Une étude diachronique a mis en évidence, depuis 1949, une fermeture du milieu considérable par boisement, consécutif à la disparition des usages traditionnels sur la tourbière (figure). Or, 80 de la biodiversité végétale est représentée par des espèces héliophiles, particulièrement les espèces des domaines nordiques et montagnards.

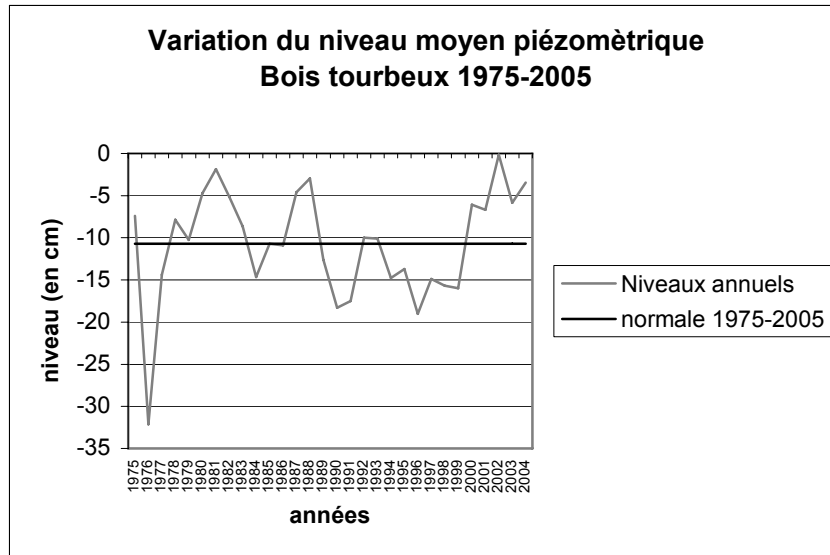


Figure 1 – Exemple de variation piézométrique à long terme en milieu tourbeux

Les conséquences de cette évolution sont de deux ordres : d'une part, les espèces végétales adaptées à des milieux ouverts ont de moins en moins d'espace pour se développer, et, d'autre part, elles se trouvent dans des positions où la taille de la station (généralement moins d'un hectare) ne permet pas, pour des raisons génétiques, un bon fonctionnement reproductif. Une population confinée est toujours une population plus fragile.

En ce qui concerne la faune, des groupes d'odonates ou de lépidoptères, très inféodés à certains habitats tourbeux comme le Sympètre Noir, sont encore beaucoup plus sensibles au confinement, certains types de taillis représentent pour eux des espaces infranchissables.

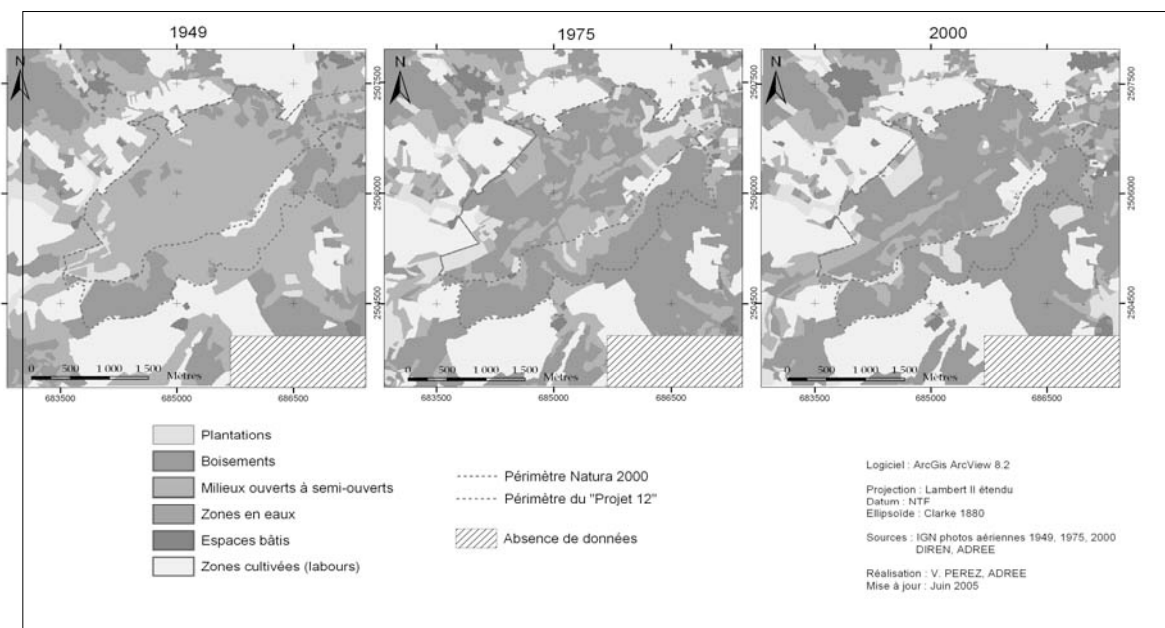


Figure 2 – Evolution de l'occupation du sol du 1949 à 2000 dans le Maris de Cessières-Montbavin (02)

Perspectives

Le premier enseignement de cette étude, et cet exemple est loin d'être le seul, est que l'impact du changement climatique ne peut être évalué qu'au regard d'autres dynamiques, qu'elles soient spontanées ou qu'elles soient induites par des activités humaines. Dans le cas des milieux dits naturels, ces dynamiques sont souvent extrêmement fortes et rapides doivent également être prises en considération.

La connaissance de ces dynamiques peut par ailleurs constituer un outil pour pallier les conséquences d'un réchauffement trop important s'il se confirmait. Si l'objectif est de maintenir une biodiversité importante, comparable à celle des années 1960, dans ces espaces tourbeux, il est possible d'intervenir au niveau de la gestion de ces espaces.

Bibliographie

- ADREE CSNP, 2005, *Plan de gestion des marais d'Ardon, richesses et potentialité*, Etude réalisée dans le cadre du Contrat Rural de la Communauté de Communes des Vallons d'Anizy, en partenariat avec la Communauté des Communes du Laonnois, 60 p. + annexes
- DUSOULIER, F., 2002, Les insectes peuvent-ils servir de bio-indicateurs climatiques ? L'exemple des orthoptères en Bretagne, *Publications de l'Association Internationale de Climatologie, volume 14*, pp.245-252
- GREGOIRE F., 1996, Sur quelques bases physiques de la gestion des zones humides en Picardie, *Sociétés humaines et milieux humides en Picardie*, CTHS, 216 p., p. 107-117
- MORAND, F., 1971, Contribution à l'étude de la formation des marais de Cessières-Montbavin (Aisne), *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, n°387-388, pp. 97-115
- SAJALOLI, B., 1993, *Les zones humides laonnoises, fonctionnement, usage, gestion*, Thèse de Doctorat de l'université de Paris-I, 629 p.

Distribution spatiale des écoulements torrentiels en milieu urbanisé méditerranéen

Le cas de l'agglomération de Marseille

Romain Guillon, Sébastien Bridier

UMR ESPACE, Université de Provence, France
r.guillon@free.fr, sbridier@up.univ-aix.fr

Résumé : *La distribution spatiale des écoulements torrentiels en milieu méditerranéen est étudiée, pour Marseille, à partir de trois sources d'information caractérisant les précipitations (activité électrique et mesures au sol) et le relief (MNT). L'analyse statistique combinant l'activité électrique et les précipitations permet d'établir un délai d'anticipation de 20 minutes. Le SIG permet de réaliser une analyse morphométrique du MNT afin de caractériser le relief (système de bassin versant, réseau hydrographique, pente ...), ainsi que de cartographier le champ de précipitations. En associant les pluies et le MNT il est possible d'estimer l'accumulation de l'eau en surface dans le réseau hydrographique et de déterminer ainsi la vulnérabilité de la ville aux écoulements torrentiels.*

Mots-clés : écoulements torrentiels, risques, SIG, activité électrique.

Abstract: *The spatial distribution of the torrential flows in Mediterranean area is studied, for the city of Marseilles, starting from three sources of information characterizing precipitations (electric activity and ground measurements) and relief (DEM). The statistical analysis combining the electric activity and precipitations makes it possible to establish an anticipation of 20 minutes. The GIS makes it possible to carry out a morphometric analysis of the DEM in order to characterize the relief (system of catchment area, hydrographic network, slope...), like charting the precipitations field. Associating the rains and the DEM it is possible to estimate the ponding on the surface in the hydrographic network and thus determine the vulnerability of the city to the torrential flows.*

Keys Words: torrential flows; risk, GIS, electric activity.

Introduction

Le climat méditerranéen est connu pour ses épisodes de précipitations intenses qui se produisent généralement durant la période automnale (Jacq, 1996). Ces épisodes sont issus de la séparation d'une « goutte froide » du talweg d'altitude. La présence de cet air froid dans un environnement plus chaud provoque, sur son flanc oriental, la formation d'un système méso-convectif générateur de très fortes pluies (> 250 mm/h) (Rivrain, 1997, Barret *et al.*, 1994). Dans la région marseillaise, les situations de précipitations exceptionnelles localisées constituent un risque hydrologique majeur pouvant générer des crues violentes et désastreuses. Ces pluies vont tomber sur un relief, défini par des caractéristiques morphométriques particulières (bassins versants, profils de pente, distributions de pentes et décalage vertical), favorisant la torrentialité. La faiblesse du couvert végétal ainsi que l'urbanisation des surfaces vont contribuer à favoriser l'écoulement rapide des eaux en surface au détriment de l'infiltration.

La fréquence des accidents et des catastrophes provoquant la perte de vies humaines et des dommages matériels graves font prendre conscience de la notion de risque et de la définition de zones à risques (George, 1993). La combinaison de différents facteurs (climatique, orographique et humain) génère un risque. Le risque est défini lorsqu'il impose des nuisances aux sociétés humaines. La vulnérabilité du milieu urbain à ces événements explique l'intérêt porté à la mise en place d'études et de méthodes visant d'une part à mieux comprendre comment se déroulent ces situations (Douguédroit, 2004) et d'autre part à modéliser ces

épisodes afin de bénéficier d'outils d'aide à la gestion des crises (Deshons *et al.*, 2002). L'analyse du phénomène torrentiel repose sur une connaissance du fonctionnement hydrologique du bassin versant et hydraulique des cours d'eau. L'analyse morphométrique du relief permet de proposer un schéma d'évolution des écoulements torrentiels.

I. Données et méthodes

L'analyse des épisodes pluvieux s'effectue à partir de trois types de données correspondant à plusieurs échelles spatiales et temporelles.

L'activité électrique est mesurée par le système SAFIR (Système d'Alerte Foudre par Interférométrie Radioélectrique) sur l'ensemble du sud est de la France (figure 1a) (Dimensions *et al.*, 1995). Les données électriques sont enregistrées au pas de temps de la milliseconde lors des événements orageux. Ce système fait la distinction entre l'activité électrique intra-nuage (+ 70% de l'activité électrique totale) et nuage-sol. Il est utilisé pour définir les phases de vie des cellules orageuses et gagner un délai supplémentaire pour l'anticipation des fortes pluies.

Les données des stations météorologiques sont issues du réseau automatique de mesure de la Communauté Marseille Provence Métropole. Les 24 stations du réseau enregistrent les données suivant un pas de temps de 6 minutes (exemple de la station de Vauban, figure 1b).

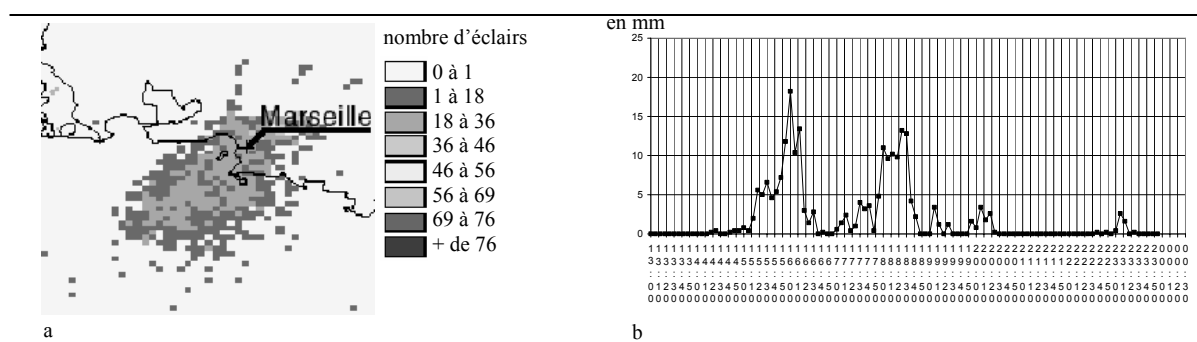
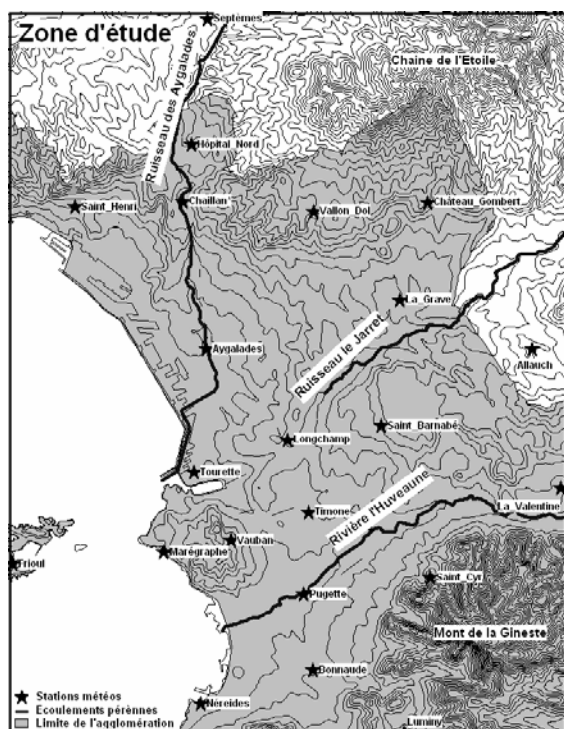


Figure 1 : (a) Données d'activité électrique ; (b) de précipitation



Le modèle numérique de terrain (MNT) est une représentation de la topographie (altimétrie) de la région marseillaise avec une résolution de 50 mètres (source : BD alti IGN). La figure 2 montre que la ville se situe dans une dépression ouverte sur la mer. Elle est délimitée par 2 massifs (Chaîne de l'Étoile au nord et Massif de la Gineste au sud). Les trois écoulements pérennes (Aygalades, Huveaune et Jarret) vont canaliser vers la ville les précipitations se déversant sur ce secteur. Cette configuration particulière explique en partie les problèmes rencontrés lors d'épisodes orageux intenses (accumulation des eaux, ruissellement, ...).

Figure 2 – Caractérisation de la zone d'étude : relief ; réseau hydrographique ; stations de mesure et limites de la commune

Le croisement des données est rendu possible par l'utilisation d'un système d'information géographique (SIG). Le SIG permet d'accéder à des informations sur les objets qui constituent les couches d'informations liées à différents aspects du phénomène étudié et de mettre en évidence d'éventuelles régularités spatiales (Sanders, 2001). L'outil SIG est un élément indispensable pour une étude dynamique d'informations. Cependant, ces données sont extraites de documents qui diffèrent par leurs natures, leurs résolutions, leurs échelles et donc leur niveau de précision. Le SIG permet d'harmoniser les couches. Ces traitements permettent la création de cartes thématiques représentant le résultat de traitement ou encore l'étude spécifique (Denègre *et al.*, 1996).

Lors de cette étude, deux SIG ont été utilisés pour traiter les données, l'un en mode raster (Idrisi) et l'autre en mode vectoriel (MapInfo).

Pour l'activité électrique, les données ont été agglomérées sur 5mn pour construire des images raster avec une résolution kilométrique (figure 1a).

L'analyse morphométrique du MNT permet de calculer l'extension et la localisation des bassins versants (figure 3) ainsi que des différents talwegs de la zone d'étude. En utilisant comme axes structurants les écoulements pérennes traversant l'agglomération nous avons établi une hiérarchie dans les différents sous bassins versants jusqu'à reconstituer les trois bassins versants principaux. Cette hiérarchie est matérialisée dans la figure 3 par une augmentation des niveaux de gris. Les zones de contacts entre les trois bassins versants correspondent aux lignes de crêtes (limite de partage des eaux). Le croisement de ces résultats avec le MNT nous a permis de vérifier ces calculs.

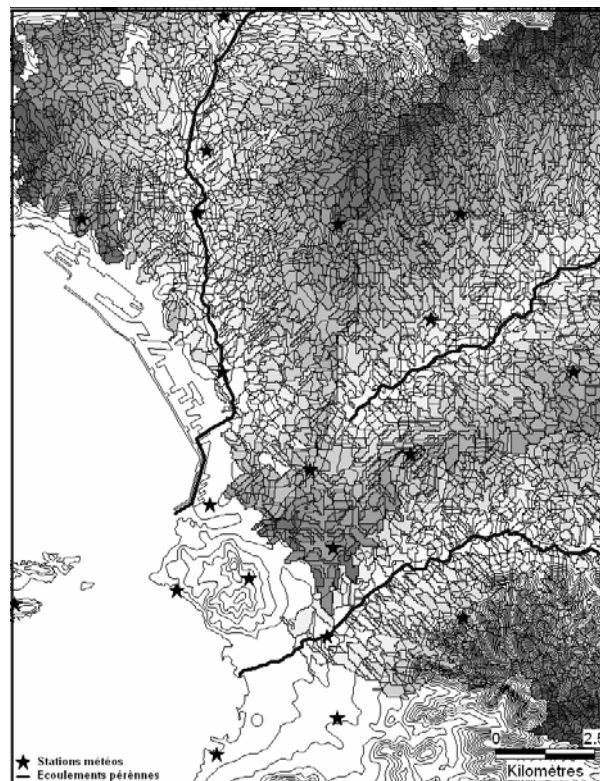


Figure 3 – Calcul des bassins versants (hiérarchisation par niveau de gris)

Les données de précipitations ont été interpolées par krigage (Touazi et Laborde, 2004) pour obtenir la répartition spatio-temporelle des champs de pluie toutes les 6 minutes. Ces champs ont ensuite été utilisés pour estimer l'accumulation des précipitations dans le système de bassin versant (figure 4).

2. Résultats

La comparaison entre les données pluviométriques des stations météorologiques et l'activité électrique permet de changer l'échelle de la perception des événements orageux (du régional au local). Les axes de propagation des épisodes électriques une fois associés aux champs de pluies (figure 5), nous permettent de déterminer des délais d'anticipation des fortes pluies par l'activité électrique autour de 20 minutes (figure 6) (Guillon, 2005).

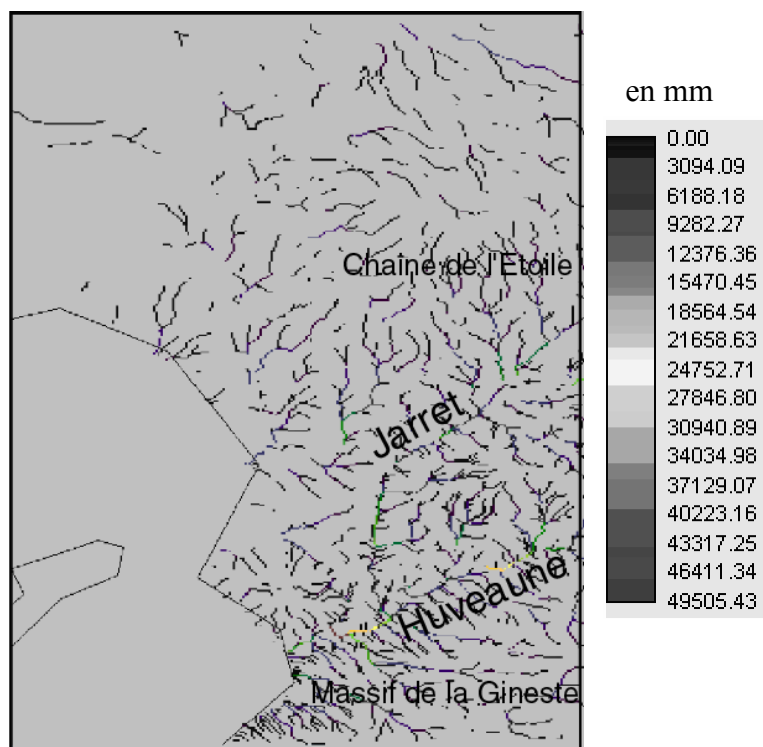


Figure 4 – Estimation de l'accumulation des pluies dans le système de bassins versants

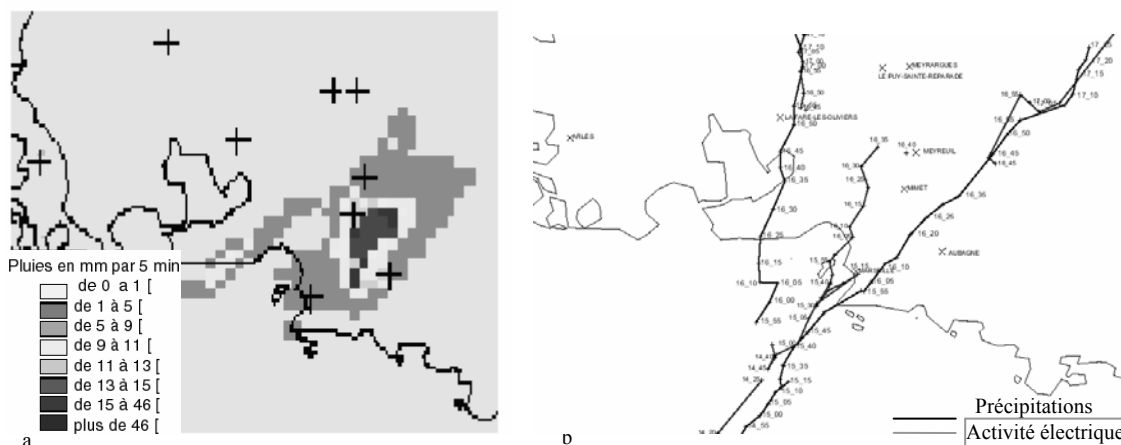


Figure 5 : a) Estimation des précipitations par le radar ; b) Axes de propagation de l'activité électrique

Le calcul des écoulements sur l'agglomération marseillaise nous montre les différentes zones d'accumulations des pluies (en mm) (figure 4). Le lit mineur du Jarret et de l'Huveaune se détache relativement clairement. Les zones d'accumulations sont matérialisées par les couleurs les plus vives. Les intensités des accumulations calculées devront être comparées aux mesures des stations de la Communauté Marseille Provence Métropole afin d'être validées. La combinaison du champ de pluie interpolé avec le MNT de la région marseillaise nous montre que l'agglomération est superposée à un réseau hydrographique relativement

dense. Ce qui montre la difficulté rencontrée par les différents services de gestion des risques de l'agglomération lors des événements pluvieux intenses.

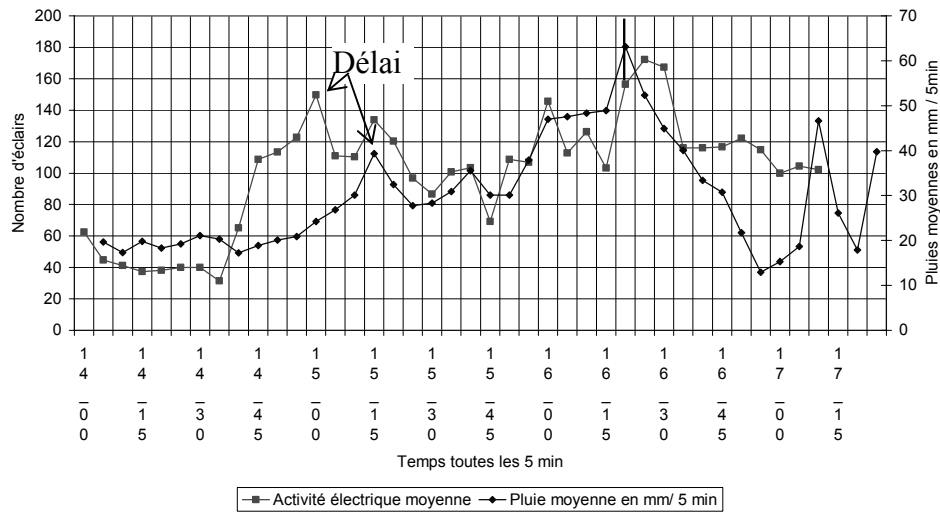


Figure 6 : Délais d'anticipations

Conclusion

Nous avons dans l'étude de l'agglomération de Marseille, mis en avant les potentialités de l'analyse du croisement des données d'activité électrique, des stations météorologique et du relief. Appliquée à d'autres agglomérations sujettes aux mêmes risques, nous nous proposons de développer de manière empirique cette méthode afin de définir des éléments de gestion des risques.

Bibliographie

- BARRET I., JACQ V., RIVRAIN J.-C., 1994. Une situation à l'origine de pluies diluviennes en région méditerranéennes, l'épisode orageux du 22 et 23 septembre 1993 sur le Sud-Est de la France, *La Météorologie*, huitième série, 7, 38-60.
- DENEGRE J., SALGE F., 1996. *Les systèmes d'information géographique*, Que sais-je ? Ed. PUF, 128 p.
- DESHONS, P., G. DELRIEU, 2002 : Urban flood management in Marseille (France) : The case study of 19 septembre 1999 : Advances in flood forecasting, flood warning and emergency management, Barcelona
- DIMENSIONS et RHEA, mars 1995. *Apport du Système SAFIR à la prévision immédiate des précipitations orageuses*, Etude réalisée avec le concours de l'Agence de l'eau Seine-Normandie, Ville de Marseille, Le Département et de Conseil Général de Seine St Denis, 37 p.
- DOUGUEDROIT A., 2004. A propos de l'averse du 19 septembre 2000 à Marseille, *Méditerranée*, n°12, 165-170
- GUILLON R., 2005. *Prévision à brève échéance des fortes précipitations par l'activité électrique le 19 septembre 2000 dans la région marseillaise*, Thèse de Doctorat, Université de Provence, 250p.
- JACQ V., 1996. Inventaire des situations à précipitations diluviennes en Languedoc-Roussillon / P.A.C.A. / Corse. Période 1958-1994, Phénomènes remarquables, 3, Météo-France, 193p.
- RIVRAIN J. C., 1997. *Phénomènes remarquables n° 4, les épisodes orageux à précipitations extrêmes sur les régions méditerranéennes de la France*, Service Central d'Exploitation de la Météorologie, Météo France, 90p.
- SANDERS L., 2001. *Modèles en analyse spatiale*, Information Géographique et Aménagement du Territoire, Ed Hermes, 333p.
- TOUAZI M., LABORDE J.-P. 2004. Modélisation pluie-débit à l'échelle annuelle en Algérie du Nord. *Rev. Sci. Eau*, 17 (4), 503-516.

Comparaison entre tests statistiques concernant le changement climatique global

Ionel Haidu

Univ. de Cluj-Napoca, Roumanie
ionel_haidu@geografie.ubbcluj.ro

Résumé : On utilise des tests statistiques non-paramétriques anciens, mais également d'autres proposés récemment pour étudier la spécificité du changement climatique actuel dans le contexte de la variabilité passée. On analyse aussi des séries instrumentales et « proxy » avec diverses significations temporelles et spatiales. Les résultats mettent en évidence une propriété du système climatique d'évoluer sous la forme d'une alternance de tendances locales discontinues, divergentes et séparées par des sauts brusques. Cette géométrie est maintenue également dans le contexte d'un supposé changement climatique global.

Mots-clés: changement climatique, tests statistiques, point de changement, tendances locales

Abstract: Older but also relatively recent statistical tests are used in order to study the specificity of current climatic variability in the context of past variability. Instrumental and "proxy" series are also studied, with different temporal and spatial significances. Results show a property of the climatic system to evolve as an alternation of discontinuous, divergent local tendencies, separated by sudden leaps. This geometry is also maintained in the context of a supposed global climatic change.

Key Words: climatic change, statistical tests, changing point, local tendencies

Introduction

De nombreuses séries de données climatiques semblent contenir des changements plus ou moins brusques à travers le temps, déterminant la non-stationnarité climatique. Les discussions sur le changement climatique global visent tant les données climatiques (instrumentales et "proxy") que les techniques de travail statistiques. Cette étude prend en considération des données à diverses échelles temporelles et spatiales. Il s'agit de séries de température instrumentales hémisphériques (Jones *et al.*, 2005), synthétiques (Mann *et al.*, 1999; Esper *et al.*, 2002), de séries "proxy" régionales (Szeicz et MacDonald, 1995; Overpeck *et al.*, 1997) et locales (Kirchhefer, 2001; Tan *et al.*, 2003), aussi bien que de séries instrumentales enregistrées dans quelques stations d'Europe (Strasbourg, Berlin, Sibiu, Sulina).

Le but de cette étude est de comparer les résultats des divers tests statistiques et d'évaluer leur capacité de saisir un possible changement climatique global, régional ou local. Il faut mentionner le fait que la série de Jones *et al.* (2005), considérée comme une référence pour exprimer le réchauffement global actuel, a une géométrie significativement différente par rapport à d'autres séries instrumentales ponctuelles ou par rapport aux séries "proxy" mentionnées. C'est pourquoi une comparaison entre les tests non-paramétriques, entre les points de changement climatique, peut fournir des informations utiles pour permettre de mieux comprendre la variabilité climatique actuelle dans le contexte de la variabilité passée.

Goosens et Berger (1990) ont essayé de mettre en évidence à l'aide de tests non-paramétriques les années de changement climatique et d'expliquer la modalité d'identifier les sauts brusques. Demaree (1990) suspecte le fait qu'à partir de 1920 on pourrait parler d'un changement climatique global et Charbonnel et Hubert (1994) fournissent des preuves statistiques pour montrer que le sud-est de l'Europe a subi des modifications significatives aux alentours des années 1960 et immédiatement après les années 1980. Hubert (2000) montre comment on peut mettre en évidence des points de changement climatique ayant la propriété de séparer des moyennes locales disposées en marches. Au contraire, Haidu et Mercier (2003) montrent comment on identifie les années de changement climatique comme

celles qui ont la propriété de séparer une alternance de moyennes locales constantes ; ce procédé a été appliqué pour le Moyen Âge.

Un autre type de changement climatique est déterminé par la possible apparition de tendances linéaires monotones, ou en marches, qui peuvent être constantes ou variables, spécifiques pour la série globale ou pour des séquences locales. Une procédure basée sur le test de Mann-Kendall modifié est expliquée par Haidu et Mercier (1996) et utilisée dans le cas de la Sibérie par Ananicheva *et al.* (2003). Karl *et al.* (2000) mettent en évidence une succession jamais rencontrée auparavant de 16 mois de températures mensuelles successivement de plus en plus élevées (1997-1998) et affirment que les séries qui expriment le réchauffement global actuel nécessitent des procédures spéciales de modélisation. Pour ce cas spécial, Tomé et Miranda (2004) proposent le modèle “*piecewise*” trend, qu’ils appliquent dans l’étude publiée en 2005 et pour la série “*proxy*” hémisphérique de Mann et Jones (2003). Seidel et Lazante (2004) se préoccupent de la généralisation de la méthodologie et ajoutent au modèle “*piecewise*” trend deux autres modèles “*flat steps*” (en fait, avec le même résultat que le modèle de segmentation de Hubert) et “*sloped steps*” sous la forme d’une succession de tendances linéaires interrompues par des sauts brusques.

I. Méthodologie

Du point de vue statistique, un changement climatique est détecté et accepté lorsque dans une série temporelle on observe, à partir d’un moment donné, soit un changement significatif de moyenne, soit un changement significatif de variance. Il est également possible que les deux types de changements statistiques, de moyenne aussi bien que de variance, se manifestent à partir d’un certain moment. Les modalités possibles de changements climatiques sont souvent associées avec les procédures de vérification de la stationnarité ou du caractère aléatoire de la série des données. Pour la détection des *changements de moyenne* on a utilisé les tests *T*, *Worsley*, *Wilcoxon*, *Buishand*, *Lee-Henghinian*, *Alexandersson* et *Pettitt*. Pour la détection des *multiples sauts* dans la moyenne on a utilisé les tests de *Hubert* et de *Yamamoto*. Récemment, on véhicule l’idée que la forme la plus susceptible de changement climatique correspond à une *tendance* de réchauffement global. Pour les séries citées, ceci est mis en évidence par le test CUSUMS de *Page* et par le test de *Mann-Kendall*. La possible existence des tendances multiples dans une série climatique a été investiguée dans le cadre de cette étude à l’aide de l’algorithme proposé par *Haidu et Mercier*, ainsi que par l’algorithme de *Štípanek*. Quelques-uns de ces tests sont accessibles dans des paquets de programmes statistiques généraux (MatLab, SAS, SPSS, Statistica, etc.), mais il y a également des programmes spécialement élaborés pour des applications hydro-climatiques, tels que le programme *KhronoStat* de Boyer (1998) et le programme *AnClim* de Štípanek (2005).

2. Résultats

Tous les tests non-paramétriques ci-dessus sont associés à des procédures statistiques qui visent l’identification des points de changement de caractéristiques statistiques descriptives le long de la série de temps. En essence, les résultats de cette étude sont basés sur la construction des moyennes locales, des tendances locales, délimitées par la succession des points de changement climatique offerte par les tests non-paramétriques. L’interprétation des résultats vise trois cas : 1) les sauts de moyenne, 2) les tendances multiples et 3) les tendances récentes dans le contexte de la variabilité passée. Les deux premiers cas d’interprétation se réfèrent à la période 1856-2004 qui correspond à la série instrumentale hémisphérique de Jones. Dans le troisième cas, on procède à l’intégration du mode de variabilité climatique récente (exprimé par le changement climatique global) dans le contexte de la variabilité passé, c’est-à-dire du dernier millénaire.

2.1. Sauts de la moyenne

En premier lieu, on a évalué les résultats de différents tests non-paramétriques capables de mettre en évidence des supposés changements significatifs de moyenne. La figure 1 montre le fait que pour des séries relativement courtes, telles que les séries instrumentales analysées dans le cadre de cette étude (149 valeurs).

	Période 1864-1907	Période 1914-1943	Période 1950-1959	Période 1969-1998
Emisf N.		1930		1987
Strasbourg	1869, 1897	1926, 1943		1978, 1988
Berlin	1879, 1907	1943		1988
Sibiu (Roumanie)	1882	1934	1959	1994
Sulina (Ro., M.N.)	1895	1936	1950	1998
Esper	1891	1922,		1971
Mann	1864, 1907	1920	1951	1971
Canada	1875	1920, 1934		1982
Arctique	1875	1925	1950	1975
Beijing	1876	1919		1976
Norvège	1885	1914	1955	1969

Tableau I – Sauts de la moyenne

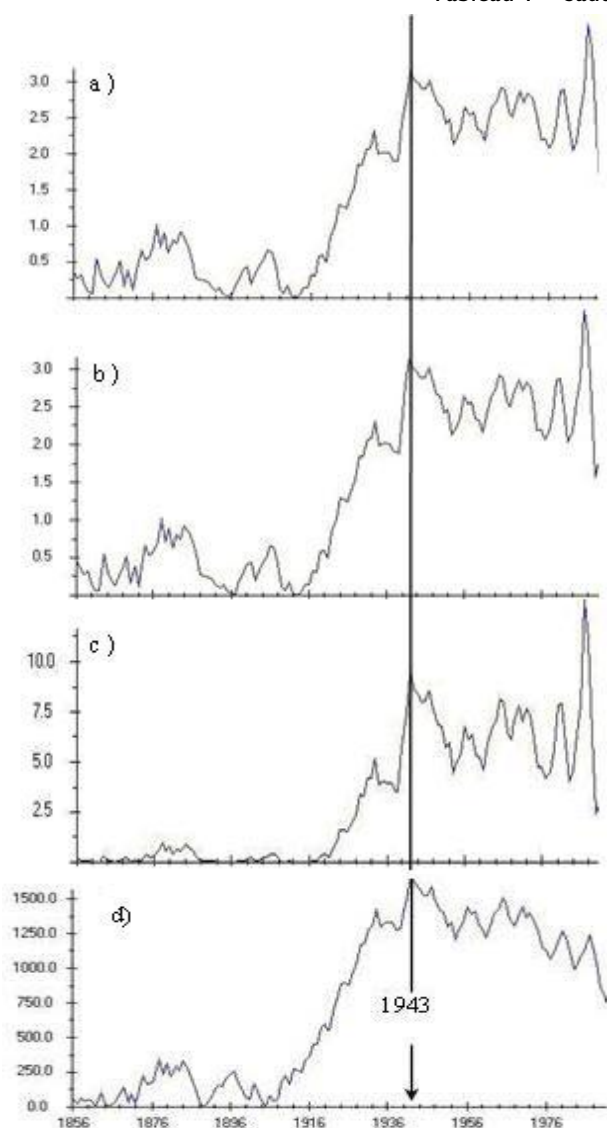


Figure 1 – Comparaison entre tests statistiques pour la série des températures moyennes annuelles de Berlin: a)– test T; b)– Worsley; c)– Alexandersson; d)– Pettitt.

Cependant, on peut affirmer que les séries « proxy » signalent des sauts de moyenne quelque peu plus tôt que les séries instrumentales ; c'est-à-dire aux alentours de 1920 et 1975 par rapport à 1935 et 1985-1990 dans le deuxième cas. Les graphiques des moyennes locales (figure 2) montrent que l'ajustement est loin d'être acceptable pour utiliser ces résultats dans le but d'une modélisation plus fine.

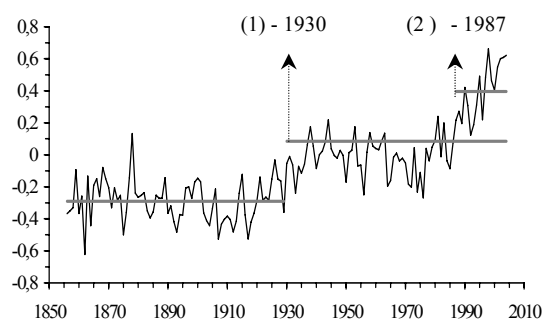


Figure 2 – Deux ruptures indiquées par le test de Pettitt sur la série de l'Hémisphère nord.

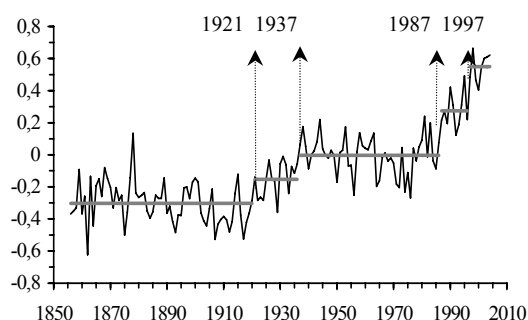
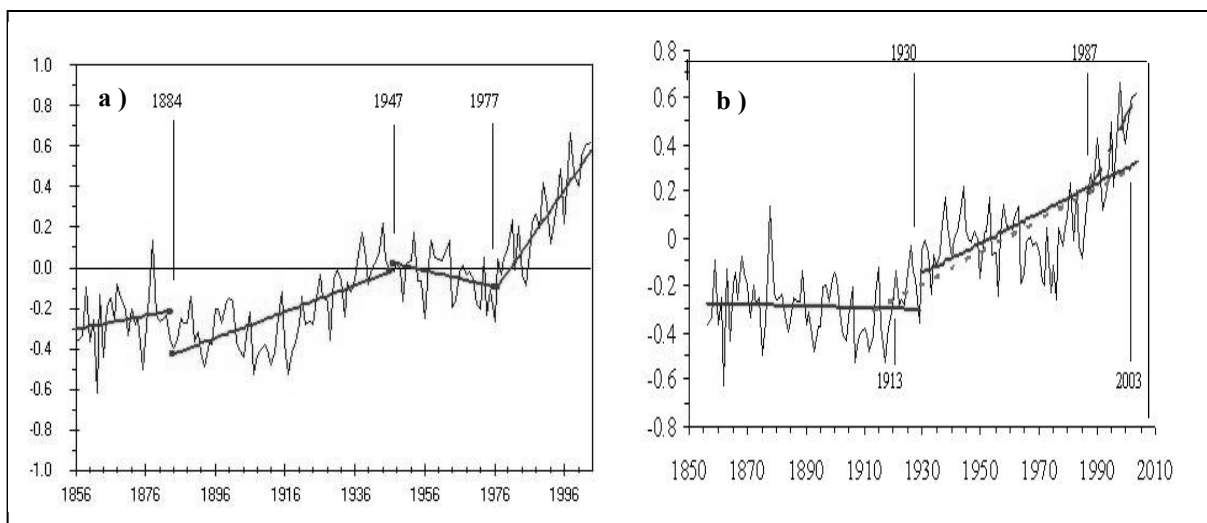


Figure 3 – Ruptures détectées par le test de Pettitt dans la série de l'Hémisphère Nord; dans l'ensemble, elle s'organise en paliers de type « flat steps ».

les résultats des tests *T*, *Worsley*, *Wilcoxon*, *Buishand*, *Lee-Henghinian*, *Alexandersson* et *Pettitt* sont similaires. Conformément au graphique, la température annuelle de l'air à Berlin a subi un changement de moyenne en 1943. Une synthèse des résultats concernant les sauts de moyenne dans la période 1856-2004, significatifs du point de vue statistique, est présentée dans le tableau 1. La nature différente des séries instrumentales et „proxy”, leur signification spatiale différente, la position des stations qui reflètent des séries ponctuelles, plus beaucoup d'autres causes, nous font nous attendre à ce qu'il n'y ait pas une corrélation des résultats. La segmentation par la méthode de Hubert n'est capable non plus d'offrir un ajustement satisfaisant sous forme de moyennes locales de la série de Jones (figure 3). Le graphique 2 indique des sauts de moyenne imposés par la rupture primaire de 1930 et ensuite, par celle secondaire de 1987. Dans la variante du graphique 3, il apparaît des sauts de moyenne, imposés par d'autres ruptures de stationnarité: 1921, 1937, 1987 et 1997. Bien que la tendance de réchauffement soit visible sur le graphique, les méthodes respectives sont incapables d'offrir un ajustement satisfaisant.

2.2. Tendances multiples

Le test de *Mann-Kendall* appliqué aux séries mentionnées confirme le caractère non-stationnaire des séries „proxy” et de la série de températures moyennes hémisphériques, sans préciser les limites de la tendance. En revanche, l'algorithme de *Štípanek* précise pour une série de temps les limites d'une tendance locale sur la base d'une régression statistique. Les points limite sont des points de changement climatique, déterminés de sorte qu'entre eux on peut préciser la tendance qui ajuste le mieux la série pour la sous-période respective, dans le sens des moindres carrés. Par exemple, pour la série de Jones, on a déterminé plusieurs variantes de tendances locales (figure 4).



Dans la Figure 4 a) on représente une application de l'algorithme de *Štípanek* qui identifie trois points de changement climatique, 1884, 1947 et 1977, qui délimitent avec les extrémités de la série quatre tendances locales. Dans la Figure 4 b) on prend en considération les résultats obtenus par le test de *Pettitt* (confirmé par le test *T* et *Worsley*) et mentionnés dans la Figure 2, c'est-à-dire l'année de rupture primaire 1930 et l'année de rupture secondaire 1987. La rupture de 1930 délimite deux tendances séparées par un saut brusque. La tendance qui démarre en 1987 est imposée par la rupture secondaire. La tendance de 1913 à 2003 est identifiée et proposée par le programme AnClim, comme étant la tendance locale la plus significative dans le sens de la méthode déjà mentionnée. Le désavantage de cette méthodologie consiste dans la trop grande variété de combinaisons possibles des tendances, satisfaisant toutes à la limite des niveaux de signification. L'utilisateur n'a pas de

justifications pour choisir l'une ou l'autre des combinaisons possibles, car les critères mathématiques sont très rapprochés même pour des variantes différentes. Dans la figure 5 on présente le résultat de la technique de *Haidu et Mercier*, qui identifie en premier lieu des points de rupture (1918, 1947 si 1977) avec des propriétés complètement différentes par rapport à celles déterminées par les tests non-paramétriques discutés auparavant (1930 et 1987, respectivement 1913-2005 dans la Figure 4b). La principale propriété des points de rupture de la figure 5 se réfère à leur capacité de délimiter des tendances alternantes, une tendance de croissance est suivie d'une tendance de décroissance et ainsi de suite, ce qui pourrait être considéré beaucoup plus plausible pour la variabilité naturelle du climat. Une autre propriété consiste dans le fait qu'entre les tendances successives, il y a non seulement un point de changement climatique (de sens de la tendance), mais aussi un saut climatique, car les tendances rapprochées n'ont pas de points communs. L'avantage est que de cette manière on obtient un meilleur ajustement par portions, du point de vue de la qualité du résidu.

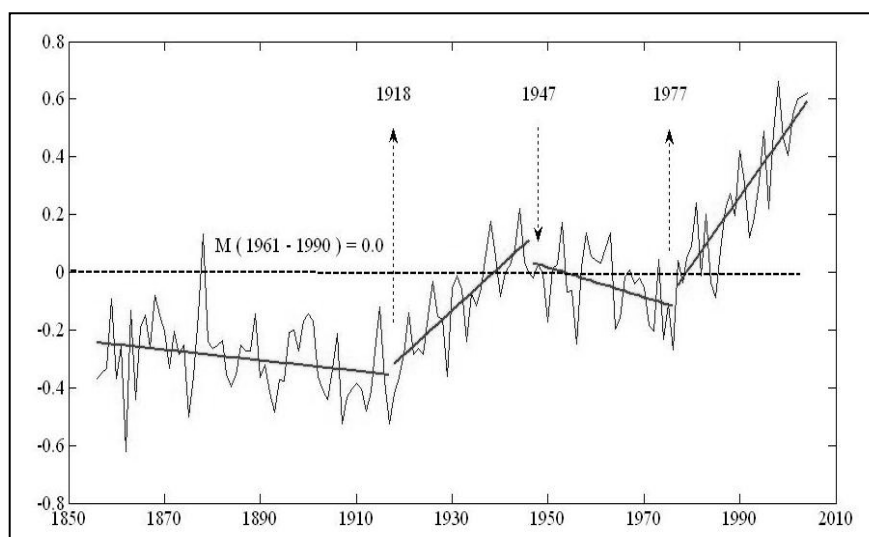


Figure 5 – Décomposition de la série de temps non-stationnaire sous forme de tendances locales successivement alternantes comme sens et séparées par des sauts brusques mesurables conformément à l’algorithme proposé par Haidu et Mercier (1996).

2.3. Tendances récentes dans le contexte de la variabilité passée

La géométrie de la variabilité climatique exprimée par des tendances alternantes récentes se retrouve sous la même forme dans le cas des séries „proxy” analysées (figure 6 et 7), ce qui montre qu’il s’agit du même mode de variabilité naturelle quelle que soit l’échelle temporelle.

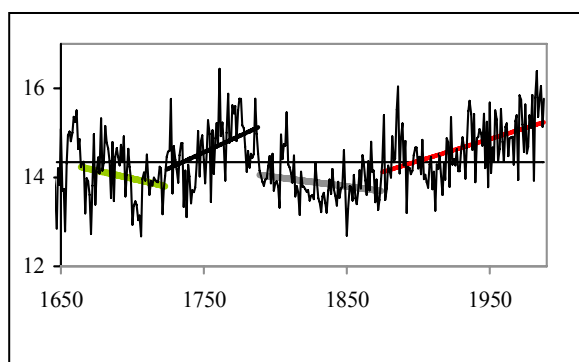


Figure 6 – Température d’été du nord-ouest du Canada et tendances locales alternantes.

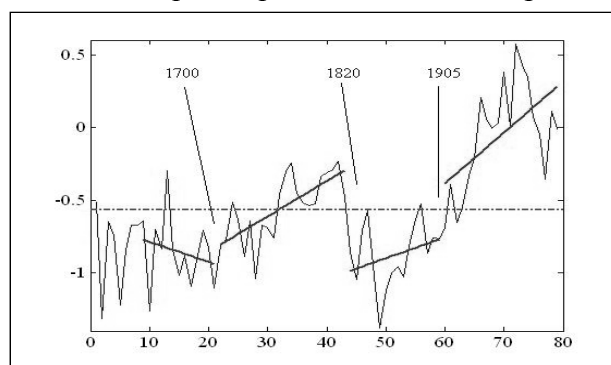


Figure 7 – Variation de l’écart de la température de la région arctique par rapport à la température moyenne multianuelle et tendances locales alternantes

Dans l’absence des explications physiques, ces tendances peuvent être considérées comme étant stochastiques, mais elles peuvent aider dans le processus de modélisation (Stern et Kaufmann, 2000). D’autre part, on reconnaît le fait que l’identification optimale des

tendances locales augmente les chances de trouver des explications physiques de la variabilité climatique (Miranda et Tomé, 2005; Menne, 2006).

Conclusion

Même s'il s'agit d'une autre échelle temporelle, la propriété d'alternance des tendances locales comme sens de variation, aussi bien que la discontinuité de celles-ci imposée par des sauts brusques, sont maintenues (Haidu, 2004). Les dernières figures montrent le fait que celle concernant la région arctique ressemble à la série hémisphérique de Jones (figure 5). Un premier changement majeur est apparu immédiatement après le début du XX^e siècle, d'abord dans la région arctique (1905), ensuite, au niveau de toute l'hémisphère nordique (1918). Après un „feed-back” produit en 1947, un autre plus fort encore apparaît en 1977. On suppose que dans les conditions d'un possible réchauffement climatique actuel, l'alternance des tendances continuera et ce qui diffère est l'ampleur du saut (ou de la translation) dans le sens d'un changement climatique majeur.

Bibliographie

- ANANICHEVA M.D., DAVIDOVICH N.V., MERCIER J.L. (2003) : Changement climatique du dernier siècle dans le Nord-ouest de la Sibérie et la récession des glaciers en Suntar-Khayata. *Études glaciologiques*, Pub. 94, Moscou, L'Académie des Sciences, 216-224 [en russe].
- BOYER J-F. (1998): *KronoStat – Statistical time series analysis softwre*. UMR 5569 Hydrosiences Montpellier. IRD – Maion des Sciences de l'Eau.
- CARBONNEL J.-P., HUBERT P. (1994), Étude statistique de quelques séries pluviométriques Roumaines et Bulgares. Incidences sur l'évolution climatique recente. *Romanian J. of Hydrology*, Vol. 1, No. 2, 107-113.
- DEMAREE G.R. (1990): Did an abrupt global climatic warming occur in the 1920s. In vol. *Contribution a l'etude de changements de climat*, Inst. Royal Meteor. de Belgique.
- GOOSENS CH., BERGER A. (1990), How to Recognize an Abrupt Climatic Change ? In. vol. *Abrupt Climatic Change. Evidence and Implications* (editors W.H. Berger and L.D. Labeyrie), NATO ASI Series, Reidel.
- Haidu I., MERCIER J.-L. (1996) : Recherche de tendances et de fluctuations dans des séries de précipitations: exemple de Lodève (Languedoc, France). *Publications de L'A IC*, Vol. 9, 210 - 218.
- Haidu I., MERCIER J.-L. (2003) : Deux états statistiques caractérisent-ils le climat du dernier millénaire ? *Dokumentacja Geograficzna*, Inst. Geografii i Przemysłu Zagospodarowania, Warszawa, No. 29, 157-160.
- HUBERT P. (2000) : The segmentation procedure as a tool for discrete modeling of hydrometeorological regimes. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, Vol. 14, 297-304.
- KARL T.R., KNIGHT R.W., BAKER B. (2000): The record breaking global temperatures of 1997 and 1998: Evidence for an increase in the rate of global warming? *Geophysical Research Letters*, Vol. 27, No. 5, 719-722.
- JONES, P.D., PARKER D.E., OSBORN T.J., K.R. BRIFFA K.R. (2005): Global and hemispheric temperature anomalies - land and marine instrumental records. In: *A Compendium of Data on Global Change*. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Tenn.
- MANN M.E., JONES P.D. (2003): Global Surface Temperatures over the Past Two Millennia. *Geophysical Research Letters*, Vol. 30, No. 15.
- Menne M.J. (2006): Abrupt global temperature change and the instrumental Record. *18th Conference on Climate Variability*. The 86th AMS Annual Meeting, Atlanta, Ga.
- MIRANDA P.M.A., TOMÉ A.R. (2005) : Large scale spatial structure of observed temperature trends. *16th Conference on Climate Variability*. The 85th AMS Annual Meeting, San Diego, Ca.
- OVERPECK J., HUGHEN K., HARDY D., BRADLEY R., CASE R., DOUGLAS M., FINNEY B. *et al.* (1997): Arctic Environmental Change of the Last Four Centuries. *Science*, Vol. 278, No. 5341, 1251-1256.
- SEIDEL, D. J., LANZANTE J.R. (2004): An assessment of three alternatives to linear trends for characterizing global atmospheric temperature changes, *J. Geophys. Res.*, 109, D14108.
- STERN D.I., KAUFMANN R.K. (2000): Detecting a global warming signal in hemispheric temperature series: A structural time series analysis. *Climatic Change*, Vol. 47, 411-438.
- ŠTĪPÁNEK, P. (2005): *AnClim - software for time series analysis* (for Windows). Dept. of Geography, Fac. of Natural Sciences, MU, Brno. 1.47 MB.
- SZEICZ J.M., MACDONALD, G.M. (1995): Dendroclimatic reconstruction of Summer Temperatures in northwestern Canada Since AD1638 Based on Age-Dependent Modeling. *Quaternary Research*, 43.
- TOMÉ A.R., MIRANDA P.M.A. (2004): Piecewise linear fitting and trend changing points of climate parameters. *Geophysical Research Letters*, Vol. 31, L02207.
- TOMÉ A.R., MIRANDA P.M.A. (2005): Continuous partial trends and low-frequency oscillations of time Series. *Nonlinear Processes in Geophysics*, Vol. 12, 451-460.

La plasticulture et les risques climatiques

Le cas des zones subsahariennes

N. Hassini^{1,3}, B. Abderrahmani², F.Z. Meghoufel³, K. Guenachi⁴

1 Faculté des Sciences, Université d'Es-Sénia, Oran, Algérie
n.hassini@caramail.com

2 Institut Hydrométéorologique de Formation et de Recherche IHFR, Oran, Algérie
abderrahmani.belaid@caramail.com

3 Laboratoire de valorisation des matériaux, Faculté des Sciences,
Université de Mostaganem
meghoufel_zahira@hotmail.com

4 Institut de Maintenance et de Sécurité Industrielle,
Université d'Es-Sénia, Oran, Algérie
guenachi@yahoo.fr

Résumé : L'utilisation de la plasticulture comme moyen de protection des plantes et pour préserver les ressources hydriques dans les milieux hostiles constitue la ligne directrice des travaux de recherche que nous menons depuis maintenant plus de dix ans. Un dispositif comprenant une serre tunnel dotée de tous les appareils agro- météorologiques nous a permis de suivre, les données thermiques, hydriques et énergétiques à l'intérieur et à l'extérieur de la serre. Ce qui nous a permis de quantifier le microclimat de la serre et son interaction avec les conditions climatiques et les conditions géographiques et morphologiques de l'utilisation des serres en général et des serres tunnel en particulier. Une comparaison avec la littérature nous a permis de porter un regard critique sur les différentes approches et les simplifications généralement adoptées pour ce type de construction. Nous avons aussi relevé un aspect pratiquement ignoré par la littérature scientifique : le vent de sable. En Algérie, et dans tous les pays situés sur la rive sud de la méditerranée, l'érosion des sols favorise l'apparition des tempêtes de poussières sur le littoral et les hauts plateaux. Tandis que les vents de sables font partie de la vie courante dans les zones sub-sahariennes. Dans le cas des serres, en plus de l'érosion, le vent de sable provoque une accumulation de la poussière sur les parois des serres, ce qui constitue un inconvénient pour la transmission de la lumière et une contrainte mécanique pour la structure. Notre étude du phénomène se situe sur deux niveaux, une première approche nous a permis de démontrer les effets dévastateurs d'un vent de sable sur les matériaux de protection tandis que dans la seconde approche, actuellement en cours, nous permettra grâce à des études agrométéorologiques sur des sites réels de mettre au point une classification des zones passibles d'être touchées par le phénomène.

Mots-clés : Plasticulture, Microclimat, Agrométéorologie, Vent de sable.

Abstract: The use of plasticulture as a mean of plants protection and hydrous resources preservation in hostile environments constitutes the hot line of the research tasks which we undertake since now more than ten years. A device including/understanding a greenhouse tunnel equipped with all the weather agro- meteorological probes enabled us to follow, the thermal, hydrous and energy data inside and outside the greenhouse. That enabled us to quantify the microclimate of the greenhouse and its interaction with the climatic conditions and the geographical and morphological conditions of greenhouses use in general and, in particular, of the tunnel greenhouses. A comparison with the literature enabled us to carry a critical glance on the various approaches and the simplifications generally adopted for this type of construction. We also raised an aspect practically ignored by the scientific literature: The sand wind. In Algeria, and in all the countries located on southern bank of the Mediterranean Sea, the erosion of the grounds supports the appearance of dust storms on the littoral and the high plateaus. While the sand winds belong to the everyday life in the sub-Saharan zones. In the case of the greenhouses, in addition to erosion, the sand wind causes an accumulation of dust on the walls, which is a disadvantage for the light transmission and an additional mechanical constraint for the structure. A first approach of the phenomenon study, enabled us to show the devastators effects of a sand wind on materials of protection while in a second approach, currently in hand, will allow us grace has agro-meteorological studies on real sites to develop a classification of liable zones to be touched by this phenomenon.

Key Words: Plasticulture, Microclimate, Agro-meteorology, Sand Wind.

Introduction

En raison de leurs propriétés très avantageuses, les polymères sont largement utilisés dans tous les secteurs, en particulier dans l'agroalimentaire et la plasticulture. La durée d'utilisation de ces matériaux varie entre quelques mois et plusieurs années. Les risques climatiques peuvent réduire cette durée à quelques heures ou quelques jours.

En effet, pour la plasticulture, qui est de plus en plus répandue dans le bassin méditerranéen, aux classiques facteurs du vieillissement naturels, largement étudiés, s'ajoute en Algérie un autre facteur : Le vent de sable.

La synthèse présentée par P. A. Dilara *et al.*, en 1998, montre que l'étude de la dégradation des polymères par vent de sable est un sujet totalement absent de la littérature scientifique. Pourtant les vents de sables concernent de vastes régions de par le monde. Ce phénomène qui concerne toutes les régions de notre pays, prend toute son ampleur au sud ou l'agriculture protégée a tendance à migrer.

Notre étude du phénomène se situe sur deux niveaux, une première approche nous a permis de démontrer les effets dévastateurs d'un vent de sable sur les matériaux de protection sur l'évolution des propriétés du polyéthylène basse densité, matériau le plus utilisé dans ce domaine.

La seconde approche, actuellement en cours, nous permettra grâce à des études agrométéorologiques sur des sites réels de mettre au point une classification des zones passibles d'être touchées par le phénomène.

I. Le Vent de sable et la plasticulture

Les conditions climatiques spécifiques aux zones arides et semi-arides (E. De Paw *et al.*, 2000), sont aggravées dans les zones sub-sahariennes par le phénomène des vents de sables, qui se traduit par une érosion du milieu et conduit à une dégradation des matériaux de protection en général (S. C. Alfaro *et al.*, 1997).

Dans le cas des serres, en plus de l'érosion, le vent de sable provoque une accumulation de la poussière sur les parois des serres, ce qui constitue un inconvénient pour la transmission de la lumière (G. A. Mastekbayeva *et al.*, 2000) et une contrainte mécanique pour la structure (A.Y. Al-Hasan, 1998).

En Algérie, et dans tous les pays situés sur la rive sud de la Méditerranée (S. J. Bennett, *et al.*, 1998), l'érosion des sols favorise l'apparition des tempêtes de poussières sur le littoral et les hauts plateaux. Les vents de sables font partie de la vie courante dans les zones sub-sahariennes (figure 1).

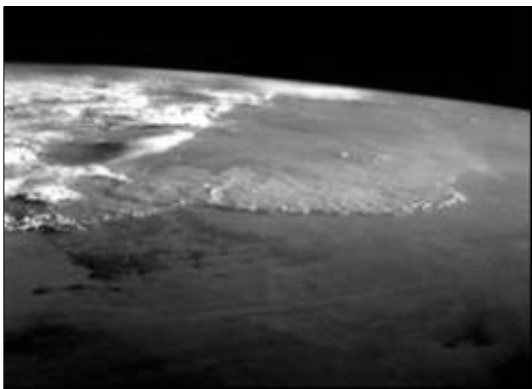


Figure 1 – Photo aérienne d'un front de tempête de sable dans le sud algérien

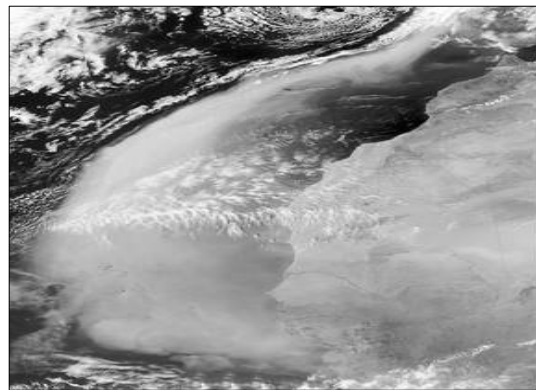


Figure 2 – Photo satellite d'une tempête de sable au dessus de l'ouest de la Méditerranée

Les tempêtes de sable peuvent transporter jusqu'à 100 millions de tonnes de sable sur de très grandes distances. Conjuguées aux ascendances thermiques, ces tempêtes propulsent la poussière à plus de 4500 m d'altitude, ou les vents la chassent vers l'ouest. C'est ainsi que la poussière saharienne atteint non seulement l'Europe après avoir survolé la rive sud de la méditerranée mais les Caraïbes et l'Amazonie en franchissant l'Atlantique (figure 2).

Les matériaux plastiques, sont de plus en plus utilisés dans les zones sub-sahariennes, pour protéger les cultures, obtenir des primeurs et mieux gérer la consommation d'eau. La serre tunnel à toit arrondi et à couverture de polyéthylène (figure 3) est l'abri le plus répandu. Le problème le plus important pour une telle structure est sa tenue au vent. Sachant que l'action de ce dernier combinée avec un transport de matière solide sera encore plus dévastatrice.

Des investigations approfondies, de la littérature et des normes existantes, permettent de constater l'absence quasi totale d'études concernant l'action des vents de sables sur la durée de vie d'un matériau et son comportement à long terme. Pour contribuer à combler cette lacune nous nous sommes intéressés aux effets d'un vent de sable sur le polyéthylène, qui est le matériau le plus utilisé dans la plasticulture. En première approche, nous avons essayé de simuler ce phénomène.

2. Dispositifs expérimentaux

2.1. La serre

Le modèle de serre utilisé pour le suivi agrométéorologique et l'étude du vieillissement naturel sur sites réels, est une serre tunnel, orientée Est-Ouest. La première installation se trouve au sein de l'Institut Hydrométéorologique de Formation et de Recherche (IHFR) situé à Oran ville (Latitude 34°40' nord, Longitude 00°36 ouest, Altitude 120 m).

Cette serre a pour charpente une armature métallique constituée de dix-sept arceaux distants de deux mètres l'un de l'autre. Des fils de fer de diamètre 5 mm, tendus entre les arceaux, renforcent la rigidité de la structure (figure 3). Ses dimensions sont :



- Longueur	L = 32 m
- Largeur	l = 8 m
- Hauteur	H = 3.5 m

Cette première installation nous a permis d'acquérir une grande maîtrise des facteurs agrométéorologiques et physiques qui vont influencer le comportement énergétique de la serre et le vieillissement naturel de sa paroi

Nous avons établi un protocole expérimental qui a abouti à plusieurs travaux durant les deux dernières décennies (N. Hassini, 2003, B. Aberahmani, 2005 et N. Hassini *et al.*, 2001).

Figure 3 – Serre tunnel a couverture de PEbd
(IHFR Oran)

Des installations analogues sont en cours de réalisation dans les universités de Ouargla (Sud Est Algérien) et de Bechar (Sud Ouest Algérien). Qui sont des zones subsahariennes a fortes fréquences de vent de sable. Ces installations nous permettrons de recueillir les données agrométéorologiques en général et ceux relatifs aux vents de sables en particulier. Des prélèvement sur les parois des serres nous permettrons de suivre et de quantifier in situ les effets du vents de sable sur le matériau de couverture. Ceci nous permettra de valider les résultats que nous avons obtenus par simulation.

2.2. Dispositif de simulation du vent de sable

La conception du dispositif a nécessité la construction de plusieurs prototypes. Les premiers avaient l'inconvénient majeur de ne pas permettre un contrôle rigoureux des paramètres expérimentaux (N. Hassini *et al.*, 2002).

Tenant compte des inconvénients des premiers prototypes, nous avons conçu un nouveau dispositif au laboratoire valorisation des matériaux (LVM) qui nous permet un meilleur contrôle de la vitesse et de la température de l'air.

Le dispositif est composé de trois parties indépendantes : Une soufflerie à débit variable représentant la source de vent, une résistance chauffante permettant de monter en température et une chambre de test avec une paroi amovible.

Une quantité suffisante de sable est déposée dans la chambre de test. L'air introduit par un tube crée un mouvement Brownien entraînant les grains de sable. L'échantillon, dont une partie est protégée, est fixé sur un cadre en bois fixé à l'intérieur du dispositif est soumis à l'action du sable pendant des durées de 4h, 6h et 8h. La température est maintenue aux environs de 40 °C pour tous les essais.

Du sable ramassé lors de tempêtes de sables, à Bechar, Ouargla et Tamanrasset (Extrême Sud) a été utilisé pour les expériences menées au LVM.

3. Résultats et discussion

L'impact des grains de sable devient visible à l'œil nu sur la partie non protégée du film. L'analyse comparative entre les parties protégées et non protégées permet d'éliminer les autres facteurs (température, humidité, etc.) pour isoler l'action du sable.

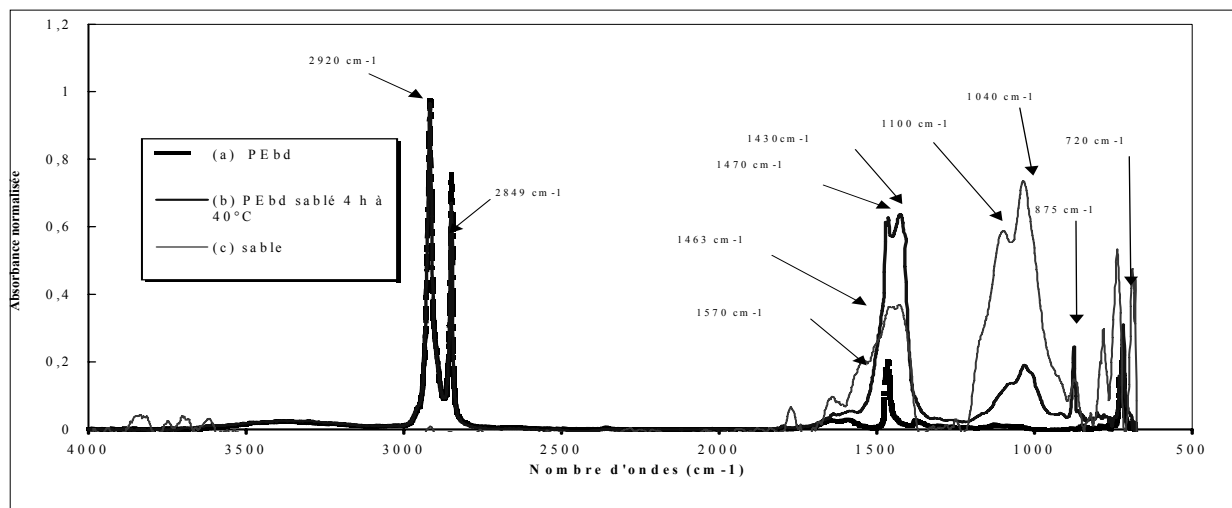


Figure 4 – Spectres infrarouges en absorbance des polyéthylènes vierge et traité

- a) PEbd neutre vierge
- b) PEbd neutre sablé durant 4 heures
- c) Sable

Les Spectres IR en réflexion (ATR) du PEbd neutre vierge, PEbd neutre traité par vent de sable et du sable sont superposés sur la figure 4.

La comparaison des spectres du PEbd de référence (a) avec le PEbd sablé (b) pendant 4 heures à 40 °C, permet de relever l'apparition de bandes d'absorptions aux environs de 875 cm^{-1} , de 1 040 à 1 100 cm^{-1} et de 1 430 à 1 470 cm^{-1} . La comparaison avec le spectre du sable (c), permet de desceller des composés silicatés en surface.

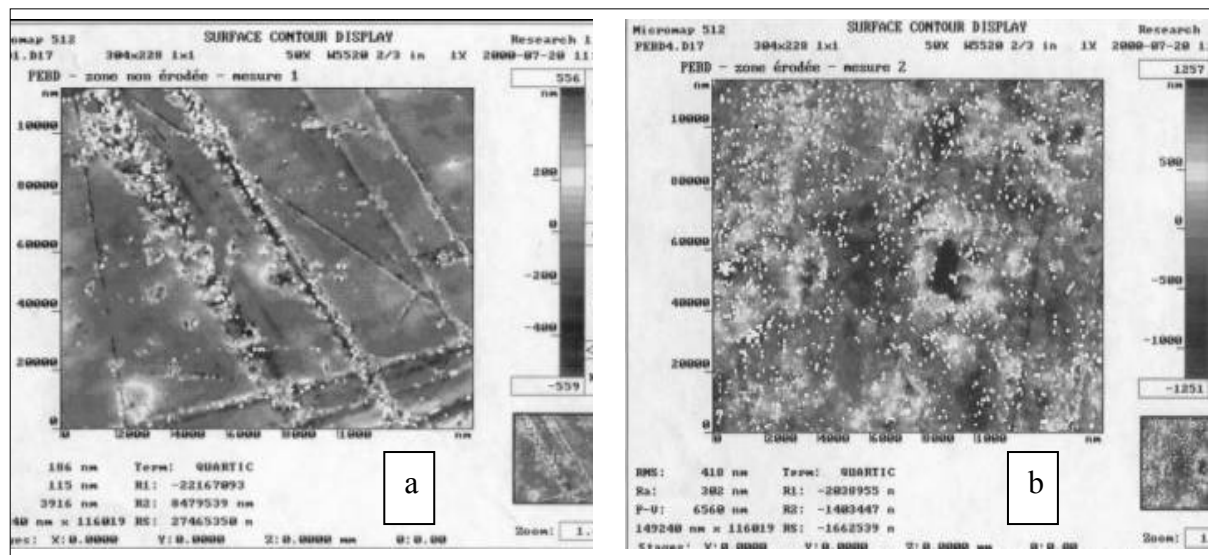


Figure 5. Images obtenues par microscopie interférentielle

- a) PEbd neutre vierge
- b) PEbd neutre sablé durant 4 heures

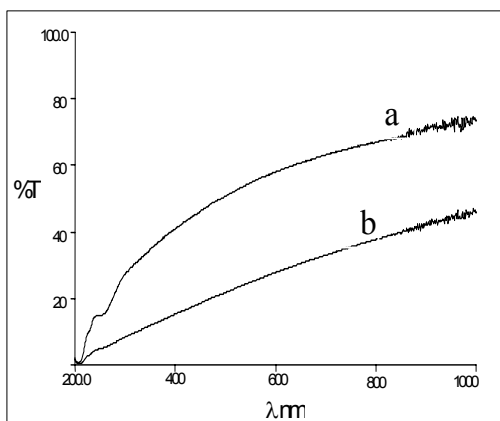


Figure 6 – Spectres UV Visible

- a) PEbd neutre vierge
- b) PEbd neutre sablé durant 4 heures

La silice, composé principal du sable, semble s'être incrustée sur la surface et une réaction avec les radicaux libres de la surface n'est pas impossible. En mode transmission, aucun changement n'est observé, ce qui nous permet de conclure que les modifications restent localisées en surface. Sur le spectre Infra Rouge en mode transmission, aucun changement n'est observé, ce qui nous a permis de conclure que les modifications restent localisées en surface (N. Hassini *et al.*, 2002 et K. Guenachi *et al.*, 2002).

Une comparaison spectrale, avec les composés connus, nous a permis de desceller des composés silicatés en surface.

La microscopie interférentielle du PEbd neutre vierge et du PEbd neutre traité par vent de sable confirme le changement en surface (figure 5).

Dans tous les cas les propriétés optiques sont fortement altérées dans le domaine de l'UV-Visible. La transmission est pratiquement divisée par deux après un traitement par vent de sable (figure 6).

L'altération de la surface provoquera l'apparition de sites chromophores qui favoriseront l'absorption des radiations UV, donc de la dégradation.

L'étude des propriétés de surface à travers l'énergie libre de celle-ci permet d'apprécier les modifications de l'état de surface. D'autres investigations ont été menées sur le matériau, en particulier, une analyse enthalpique différentielle et des essais mécaniques. L'analyse thermique différentielle (N. Hassini *et al.*, 2002 et K. Guenachi *et al.*, 2002) a montrée un effet d'uniformisation ou d'homogénéisation des cristaux, certainement dû à la synergie de l'effet de martelage du vent de sable et de la température (40 °C). Paradoxalement on observe une légère amélioration des propriétés mécaniques (N. Hassini *et al.*, 2002).

Conclusion

Les effets d'un vent de sable, sur un film polyéthylène basse densité destiné à la plasticulture, ont été simulés. Les effets ont été suivis et quantifiés par les méthodes classiques d'analyse. La plus importante modification, provoquée par le vent de sable, est la baisse importante de la transmission optique dans les domaines de l'ultra violet et du visible. Les résultats obtenus par microscopies optique et interférentielle ont été complétés par des mesures de tension de surface. Ils montrent des modifications importantes dans l'état de surface du matériau. Les essais de sablage étant effectués à 40°C, température courante des vents de sables, une analyse enthalpique différentielle a été menée pour séparer les effets thermiques de ceux dus au sablage. Les analyses nous ont permis de confirmer les changements provoqués à la surface par le vent de sable. Les résultats des expériences sur sites réelles nous permettrons de compléter l'étude et de mieux comprendre tous les mécanismes de dégradation dus à un vent de sable. Des solutions pour améliorer la qualité du matériau et pour optimiser les conditions de son utilisation sont à l'étude.

Remerciements

Nos remerciements vont au Professeur J.M. Saiter (Rouen), au Professeur S. Marais (Rouen), au Professeur S. Sahraoui (Le Mans) et au Professeur A. Hamou (Oran) qui nous ont permis d'initier ce travail.

Bibliographie

- ABDERRAHMANI B., 2005, *Caractérisation sur site du polyéthylène tricouches AFS3 utilisé comme couverture de serre agricole*. Thèse de magister. Université d'Oran. 86 p.
- ALFARO S. C., LOPEZ M., SABRE M. AND GOMES L., 1997, Implication of a sand blasting model for dust production by wind erosion in arid areas. *Wind Erosion: A.I.S. Manhattan, Kansas, USA 3-5 June*
- AL-HASAN A. Y., 1998, A new correlation for direct beam solar radiation received by photovoltaic panel with sand dust accumulated on its surface. *Solar Energy* **63** n°5, 323-333
- BENNETT S. J., SAIDI N. AND ENNEKING D., 1998, Modelling climatic similarities in Mediterranean areas: a potential tool for plant genetic resources and breeding programmes, *Agriculture, Ecosystems and Environment*, **70**, 129-143
- PAW E. DE, GOBEL W. AND ADAM H., 2000, Agro meteorological aspects of agriculture and forestry in the arid zone. *Agricultural and Forest Meteorology*, **103**, 43-48
- DILARA P. A. AND BRIASSOULIS D., 1998, Standard testing methods for mechanical properties and degradation of low density polyethylene (LDPE) films used as greenhouses covering materials: a critical evaluation. *Polymer testing*, **17**, 549-585
- GUENACHI K., HAMOU A., HASSINI N., SAITER J.M., MARAIS S., BEUCHER E., 2002, Influence of sand winds on the durability of polyethylene greenhouses aged under sub-Saharan climatic conditions. *Materials Research and Innovations*, **6**, n° 4, 174-178
- HASSINI N. ET HAMOU A., 2001, Etude expérimentale du bilan énergétique et énergie récupérable sur une serre *Revue Internationale d'Héliotechnique*, vol.**24**, 20-22
- HASSINI N., GUENACHI K., HAMOU A., SAITER J.M., MARAIS S., BEUCHER E., 2002, Polyethylene greenhouse cover aged under simulated sub-Saharan climatic conditions. *Polymer Degradation and Stability*, **75**, 247-254
- HASSINI N., 2003 : *Etude du vieillissement naturel et de la perméation du polyéthylène basse densité utilisé dans la plasticulture*. Thèse de Doctorat d'état. Université d'Oran. 120 p.
- MASTEK BAYEVA G. A. AND KUMAR S., 2000, Effect of dust on the transmittance of low density polyethylene glazing in a tropical climate. *Solar Energy* **68**, n°2, 135-141

La sécheresse agroclimatique de l'oliveraie sfaxienne (Tunisie)

Zouhaier Helaoui

Faculté des Sciences Humaines et Sociales de Tunis, Tunisie
Zouhaierhlaoui@yahoo.fr

Résumé : L'oléiculture est la spéculation agricole la plus importante dans la région de Sfax (la région la plus productrice d'olive à huile en Tunisie avec 38.5 % du total national). L'olivier est traditionnellement cultivé en sec. De ce fait, sa production est tributaire de la variabilité du climat. Pour pallier l'insuffisance et l'irrégularité pluviométrique, l'agriculteur sfaxien, utilise différentes techniques culturales. Récemment, le ministère de l'agriculture a adopté une stratégie visant l'amélioration de la production de l'olivier. L'un des points de cette stratégie est l'irrigation d'appoint. Pour réussir cette action, une bonne connaissance des besoins en eau, de la période et de l'intensité du déficit hydrique de l'olivier s'avère nécessaire. Pour les besoins de cette étude, nous avons procédé au calcul du bilan hydrique climatique et agroclimatique de l'olivier à l'échelle interannuelle et au cours des différentes phases du cycle végétatif pour la période de 1950-2000.

Mots-clés : L'oléiculture, sécheresse agroclimatique, Sfax, Tunisie

Abstract: Oleiculture is one of the agricultural speculations most significant in Sfax (Tunisia), it is traditionally cultivated in dry mode, however, its production is subject to the influence of the variability of the rains. To mitigate the insufficiency and the pluviometric irregularity, the Sfaxien farmer adopts various techniques amongst other things the auxiliary irrigation. However the good conduit of this practice requires a good knowledge of the requirements out of water for the olive-tree, period and intensity of the hydrous deficit, in other words of the assessment agroclimatic of this culture. We used the climatic data (rains, evapotranspiration potential according to the Penman-Monteith formula...) of Sfax meteorological station for one period of more than about fifty years (1950-2000).

Key Words: oleiculture, agroclimatic dryness, Sfax, Tunisia

Introduction

En Tunisie, l'oléiculture occupe géographiquement, économiquement et socialement une place de choix parmi les activités agricoles. Elle constitue, la première spéculation arboricole. La région de Sfax produit en moyenne 206 mille tonnes d'olives à huile (Ministère de l'agriculture), ce qui représente près de 40% du total national. L'olivier est un arbre rustique, assez résistant à la sécheresse et s'adaptant même aux sols pauvres; il est traditionnellement cultivé en sec, cependant, sa production subit l'influence de la variabilité des pluies. Pour pallier l'insuffisance et l'irrégularité pluviométrique, l'agriculteur tunisien à Sfax adopte différentes techniques d'entretien, de plantations (à faible densité : 50 et 20 pieds par hectare) et de l'irrigation d'appoint.

Signalons cependant que la bonne conduite de cette pratique nécessite une bonne connaissance des besoins en eau de l'olivier, de la période et de l'intensité du déficit hydrique. Certains chercheurs se sont intéressés à la question (Trigui A, 1993 ; Dettori S, 1987 ; Michelakis N, 1995). Leurs études focalisent surtout sur les techniques culturales. Dans ce travail, nous nous proposons d'étudier le bilan hydrique de l'olivier en vue, surtout, de caractériser la période du déficit en eau pour cette culture.

I. Données de base et méthode d'approche

I.1. Les données de base

Pour les besoins de cette étude, nous avons utilisé les données suivantes :

- Les données pluviométriques de la période 1950-2000 pour la station de Sfax.
- Les données de la production du secteur oléicole pour la région du Sfax

- Les valeurs de l'évapotranspiration potentielle de référence (ETO), selon la formule de Penman-Monteith.

1.2. Méthode d'approche

L'évaluation de la sécheresse agroclimatique de l'olivier nécessite la prise en compte des échanges d'eau entre l'atmosphère et le système sol-plante et intègre les paramètres des pluies, de l'évapotranspiration réelle de l'olivier (ETR) et de la réserve utile du sol (nous avons considéré une valeur maximale moyenne de la réserve utile RU de 100 mm).

La méthode que nous avons utilisée pour estimer les besoins en eau de l'olivier est celle de la FAO (Richard G A et al ,1998), elle est de la forme : $ETM = ETo \cdot Kc$

Où ETM : le besoin en eau de la culture ou évapotranspiration maximale
 ETO : l'évapotranspiration potentielle de référence (Penman-Monteith)
 Kc : le coefficient de culture

Avec un Kc égale à 0.5, les valeurs de l'ETM sont proches des résultats des études fondées sur des mesures expérimentales, Dottori écrit qu' « un olivier en Sardaigne dont le volume de frondaison et la surface du sol couverte par l'ombre de la frondaison sont stables, consomme annuellement entre 620 et 660 mm d'eau » (Dottori S ,1987). Or à Sfax, avec un Kc égale à 0.5, les valeurs estimées sont comparables à celles indiquées par Dottori (Sfax 721 mm). Aussi adoptons-nous dans ce travail un Kc de 0.5 dans les calculs des bilans hydriques de l'olivier.

2. Résultats

2.1. Pluie et besoin en eau de l'olivier

La station de Sfax enregistre en moyenne 233mm de pluie par an. Cette valeur occulte une très grande variabilité interannuelle. Le coefficient de variation est élevé (46 %) et le rapport entre les extrêmes est de l'ordre de 6. Au cours de la période d'activité végétative de l'olivier (mars à novembre), les totaux pluviométriques sont encore plus faibles (170 mm).

A l'échelle mensuelle, les moyennes de juin, juillet et août sont inférieures à 10 mm, le maximum se situe en octobre (figure1). La période d'activité végétative de l'olivier (de mars à novembre), où l'arbre a le plus besoin d'eau, s'étend sur des mois dont la plupart sont peu pluvieux ou secs. Au cours de cette période, l'absence de pluie peut s'étendre sur plusieurs dizaines de jours successifs. La période sans pluies, la plus longue observée entre 1961 et 2000 est de 138 jours (du 22 avril 1977 au 5 septembre 1977).

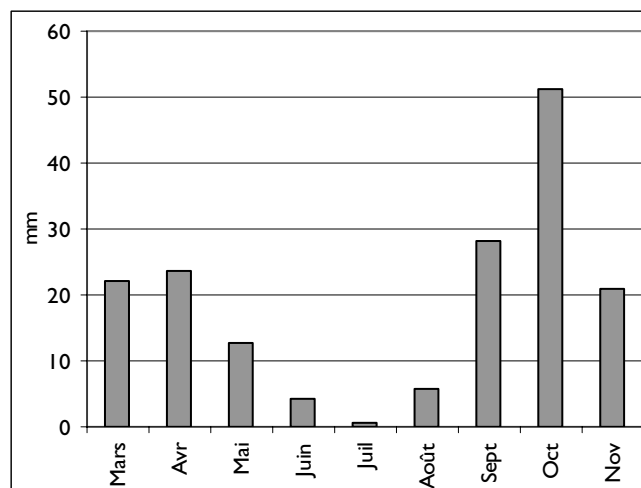


Figure 1 – Régime des pluies de la période végétative de l'olivier

Avec un Kc de 0.5 et une Eto de référence calculée selon la formule de Penman-Monteith, les besoins en eau de l'olivier (ETM) sont estimés à 721 mm/an. Le tableau 1 montre que les besoins en eau de l'olivier sont toujours élevés et peu variables d'une année à une autre, le

rapport entre les besoins de l'année 1995/1996 (année humide) et ceux de l'année 1994/1995 (année sèche) est de 1.072.

Pluie en mm		Besoin en eau en mm		Rapport entre (1) et (2)
Année 1994/1995	Année 1995/1996	Année 1994/1995 (1)	Année 1995/1996 (2)	
78.3	460	601.5	561	1.072

Tableau 1 – Variabilité interannuelle de la pluie et des besoins annuels en eau de l'olivier à Sfax

A l'échelle de la période d'activité végétative (La période d'activité végétative est divisée en quatre phases : la phase initiale ou la phase de la floraison (mars), la phase de développement ou phase de la nouaison (avril, mai, juin), la phase de mi-saison ou phase de grossissement (juillet, août) et la phase d'arrière-saison ou phase de la maturation (septembre, octobre, novembre)), le tableau 2 montre que c'est au cours de la deuxième et de la troisième phase (c'est-à-dire d'avril à août) que les besoins en eau de l'olivier sont les plus forts (65 % à 70 % du besoin total), Or ces deux phases coïncident avec la période la moins arrosée.

Phase initiale	Phase de développement	Phase de mi-saison	Phase d'arrière saison
(mars)	(avril, mai, juin)	(juillet, août)	(septembre, octobre, novembre)
58,47	259,48	215,62	187,64

Tableau 2 – Besoins en eau de l'olivier (en mm) selon les phases de la période d'activité végétative

Il est clair que la discordance est nette entre la pluie et les besoins en eau de l'olivier aussi bien au niveau des quantités qu'au niveau du régime.

2.2. Le bilan hydrique climatique (P-ETM) de l'olivier de la région sfaxienne

À l'échelle de l'ensemble de la période d'activité végétative, les pluies ne couvrent pas les besoins réels de l'arbre, le déficit moyen atteint 560.7 mm. Le bilan varie d'une année à une autre, mais il n'est en aucune année excédentaire (figure2). Le déficit dépasse 500 mm dans 75 % des années et 600 mm dans 35 % d'entre elles.

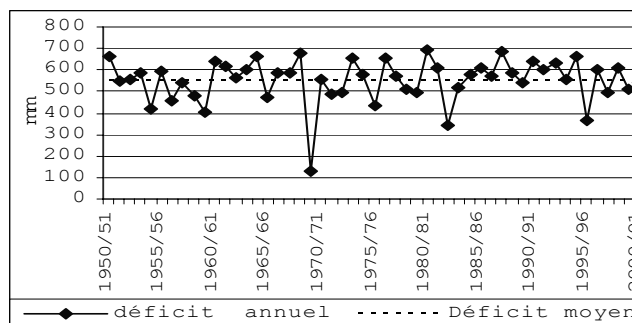


Figure 2 : variabilité interannuelle du déficit hydrique climatique de l'olivier

Or, l'examen de la variation interannuelle de la production de l'huile d'olive dans le gouvernorat de Sfax et celle de la pluie annuelle montre qu'un déficit supérieur à 500mm engendre une diminution très nette de la production pouvant atteindre 50 % de sa valeur moyenne. C'est ainsi que l'année 2000-2001 dont le déficit hydrique a atteint 529 mm s'est suivie par une faible récolte l'année d'après (1/3 de la moyenne soit 63.8 mille tonnes pour une moyenne de 200 mille tonnes).

La période critique où un manque d'eau peut avoir des retombées néfastes sur la production, correspond au printemps et au début de l'été, c'est-à-dire la phase initiale et la phase de développement (Michelakis, 1995). Le tableau 3 montre que durant la première phase, la station de Sfax enregistre un léger déficit climatique, mais le déficit le plus important caractérise la deuxième et la troisième phase où il dépasse 150 mm.

Phase initiale	Phase de développement	Phase mi-saison	Phase arrière saison
(mars)	(avril, mai, juin)	(juillet, août)	(septembre, octobre, novembre)
-15,83	-183,98	-180,57	-27,47

Tableau 3 – Déficit climatique moyen de l'olivier selon les phases de l'activité végétative

En somme, le bilan climatique de l'olivier à Sfax est déficitaire, ce déficit est particulièrement important au cours des périodes où l'arbre a le plus besoin d'eau. Il faut aussi remarquer que le bilan que nous venons de présenter ne tient pas compte de la réserve utile du sol héritée des premiers mois de l'hiver et qui pourrait être utilisée par l'arbre en absence de pluie. Dans le paragraphe qui suit, nous présentons le bilan hydrique agroclimatique tenant compte de cette RU.

2.3. Le bilan hydrique agroclimatique de l'olivier (Besoin - ETR)

Le bilan agroclimatique nous permet de connaître la différence entre les besoins en eau de l'olivier et son évapotranspiration réelle en tenant compte de la réserve utile du sol (Henia, 1993). À l'échelle de l'ensemble de la période d'activité végétative (mars novembre), la station de Sfax enregistre un bilan agroclimatique déficitaire, ce déficit est de l'ordre de 500 mm.

Le tableau 4 permet de dégager les remarques suivantes concernant le bilan des différentes phases :

- Au cours de la phase initiale (mars), les besoins en eau de l'olivier sont généralement satisfaits. Ceci s'explique d'une part par la faiblesse relative des besoins en eau de l'arbre au cours de cette période et d'autre part, par l'existence d'une RU dans le sol, héritée de l'hiver et permettant de couvrir avec l'apport pluviométrique de mars les besoins de l'arbre.
- Pour la deuxième phase, ou phase de développement (avril, mai, juin) le déficit est de l'ordre de 190 mm. En pourcentage, le déficit atteint 73 % des besoins.
- Au cours de la troisième phase ou phase de mi-saison (juillet-août), le déficit augmente. Il dépasse 200 mm, ce qui représente 97 % des besoins.
- La dernière phase ou phase d'arrière saison (septembre, octobre, novembre) se caractérise par la diminution du déficit. Il est de 87 mm. Ceci est dû à la diminution des besoins en eau de l'arbre et au démarrage de la saison des pluies.

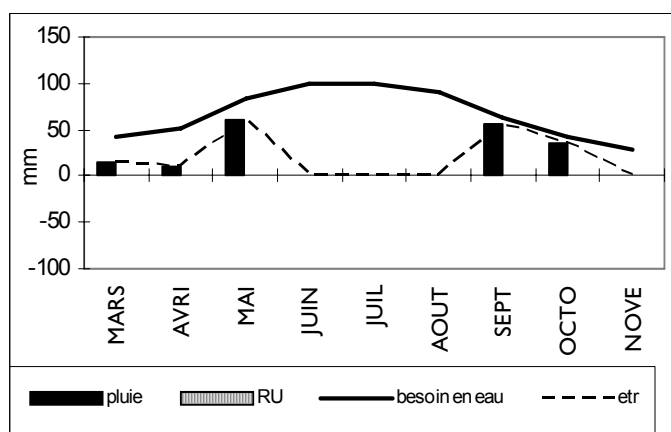
Tableau 4 – Déficit hydrique moyen de l'olivier (en mm) au cours des phases de l'activité végétative

Phase initiale		Phase de développement		Phase mi-saison		Phase arrière saison	
(mars)		(avril, mai, juin)		(juillet, août)		(septembre, octobre, novembre)	
valeur	%*	valeur	%*	valeur	%*	valeur	%*
0	0,0%	190,60	73,46%	209,07	96,96%	87,7101	46,72%

* Pourcentage du déficit par rapport au besoin de la phase

Ce bilan est très variable d'une année à une autre, pour mettre en évidence l'intensité de la variabilité interannuelle du déficit en eau de l'oléiculture, nous avons choisi deux cas extrêmes : le premier est celui d'une année très sèche 1994-1995, le second est relatif à une année pluvieuse 1995-1996. Il s'agit de deux années extrêmes successives. Le tableau 1 montre que la pluviométrie de l'année 1994-1995 a été très faible, la station de Sfax a enregistré 33%(78.3 mm) de sa moyenne annuelle. La figure 3 montre aussi que la saison sèche a duré 11 mois successifs.

Figure 3 – Pluies mensuelles et bilan hydrique agro-climatique de l'année 1994 - 1995



Cette sécheresse a engendré une diminution très sensible de la production nationale de l'olive à huile de l'année en cours et de l'année suivante ; 350 mille tonnes ont été récoltées en 1994/1995 et 300 mille tonnes en 1995/1996 alors que la moyenne nationale est 650 mille tonnes par an.

L'année 1995-1996 est une année pluvieuse. Le total pluviométrique a atteint presque le double (460 mm) de la moyenne annuelle. De plus, la pluie a été bien répartie au cours de l'année. De ce fait, la saison humide s'est étalée sur 6 mois (figure 4). La pluie de l'année 1995-1996 a permis d'enregistrer un record de la production nationale d'olives à huile lors de la campagne agricole de 1996-1997 avec 1 550 mille tonnes, soit deux fois et demi la moyenne annuelle de la production.

La sécheresse agroclimatique de l'olivier paraît donc être une contrainte réelle dans la région de Sfax. Il est connu cependant, que cette culture profitait d'un savoir faire traditionnelle qui permet de pallier, en partie, le déficit hydrique climatique. Des nouvelles techniques permettent aujourd'hui une nette amélioration des conditions de cette culture.

2.4. Des techniques culturales permettant de pallier le déficit hydrique de l'olivier

Les techniques traditionnelles permettant de pallier en partie le déficit hydrique sont de deux types : Les techniques de plantation et les techniques d'entretien.

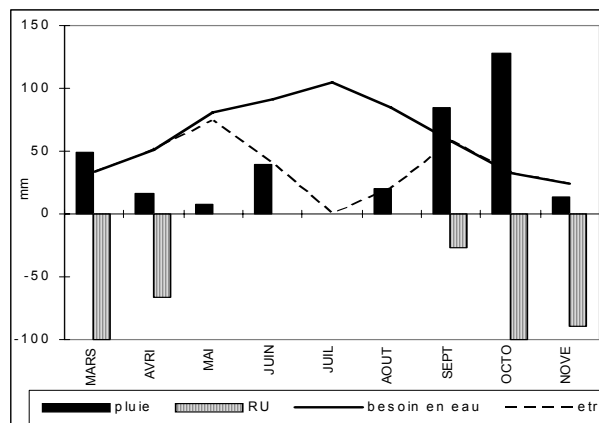
L'oliveraie de Sfax jouit de soins particuliers, basés sur le système du « Dry-farming ». Pour faire profiter au maximum les arbres des apports d'eau, ces derniers sont plantés très espacés, les densités adoptées sont de 17 ou 18 arbres à l'hectare, soit un écart moyen de 24 m.

En outre, l'agriculteur procède à des techniques d'entretien qui tiennent compte des caractéristiques du milieu tels que :

- le travail de la terre à l'aide d'outils appropriés à traction animale (araire, petite charrue à soc et versoir, binette à lames).
- le désherbage par l'application d'une succession de plusieurs façons culturales pour enlever les végétations adventices nuisibles, notamment le chiendent (*Cynodon dactylon*).
- la taille normale ou sévère pratiquée généralement durant les années sèches pour la sauvegarde des capacités physiologiques de l'arbre et le contrôle de la fructification de l'année suivante.
- l'irrigation autant que possible, les proverbes qui incitent à réserver l'eau à l'olivier sont nombreux, tel que « Il vaut mieux conduire l'eau vers l'olivier que vers le jujubier ».

Aujourd'hui, on cherche à réhabiliter et améliorer ce savoir-faire traditionnel et à introduire de nouvelles techniques. A titre d'exemple, on cherche à mieux lutter contre le chiendent, améliorer les façons culturales et la taille des arbres. Des expérimentations menées dans une oliveraie sfaxienne de variété *Chemlali* pour la période 1984-2000 ont montré que la destruction du chiendent permet une amélioration de la productivité des olivettes de près de 85 % (elle passe de 24 kg/arbre sur un sol envahi par cette herbe à 44 kg/arbre sur le même sol traité). Elles ont montré aussi que l'utilisation d'une succession d'outils (5 passages par an) améliore de 65 % la production d'olive (sur parcelles expérimentales) qui passe de 612 kg/ha à 1015 kg/ha (Ben Rouina, 1998). Enfin, l'application des techniques de restructuration des vieilles plantations par la méthode de rapprochement des charpentes

Figure 4 – Pluies mensuelles et bilan hydrique agro-climatique de l'année 1995 - 1996



principales de l'arbre, aboutit à la régénération de la cime qui voit sa production presque doublée. (Braham *et al.*, 2002).

On opte aussi pour l'intensification des plantations et pour l'irrigation d'appoint. Des essais d'irrigation d'appoint au cours des périodes critiques ont été entrepris. Les résultats montrent que l'apport d'eau s'effectuant au cours de la phase initiale et au début de la phase de développement (mars – début d'avril), se traduit par une réaction physiologique positive rapide. Cette réaction peut être constatée aussi durant la période estivale pour les arbres irrigués de façon localisée.

Conclusion

La sécheresse agroclimatique de l'olivier est une contrainte réelle pour l'oliveraie sfaxienne. Cette sécheresse est fréquente et intense au cours de la période de fort besoin en eau de l'arbre, c'est-à-dire au printemps et au début de l'été. Pour pallier ce déficit hydrique climatique, les oléiculteurs ont traditionnellement recours à une multitude de techniques culturales, adaptées aux conditions climatiques et édaphiques de la région. De nouvelles techniques ont permis l'amélioration des rendements. Cependant, nous remarquons que les rendements de l'olivier en Tunisie restent encore bien inférieurs à ceux d'autres pays méditerranéens comme l'Italie où, selon les données de la FAO (FAO, 2005), le rendement moyen atteint cinq fois celui de la Tunisie (2 208 kg/ha contre 445 kg / ha pour la période 1961-2004). Il reste donc beaucoup à faire pour assurer un bon rendement de cette culture et pour minimiser les risques liés aux aléas climatiques.

Bibliographie

- BEN ROUINA B, 1996 : Effet des façons culturales sur l'évolution du régime hydrique et des propriétés agronomiques des sols à olivier . *EZZAITOUNA*, 1-2, Volume 2, 41-57.
- BRAHAM M ET BOUJNAH D, BEN ROUINA B, AIACHI M, M'SALLEM M. CHARFI C, BEN TAHER H GARGOURI K., 2002 : *Les techniques culturales : orientations des recherches et acquis*. Intervention au séminaire : La gestion durable des systèmes de production oléicoles ; Monastir; 14-24.
- DETTORI S , 1987 : Estimation par les méthodes de la FAO des besoins d'irrigation des cultures d'olives de table en Sardaigne . *Olivae*, 17, 30-35.
- DOORENBOS J, PRUITT W O., 1986 : *Les besoins en eau des cultures*, Bulletin FAO d'irrigation et de drainage, 24, 198 p.
- HABAIEB H, MASMOUDI-CHARFI C ,2003 : Calcul des besoins en eau des principales cultures exploitées au nord de la Tunisie : estimation de l'évapotranspiration de référence par différentes formules empiriques (cas des régions de Tunis, Béja et Bizerte). *Sécheresse*, 4, Volume 14; 257-265.
- HENIA L., 1993 : *Climat et bilans de l'eau en Tunisie*, Fac. des Sciences Humaines et Sociales de Tunis, 391 p.
- MICHELAKIS N, 1995 : Effet des disponibilités en eau sur la croissance et le rendement des oliviers. *Olivae*, 56, 29-39.
- RICHARD G. A, LUIS S. P, DIRK R, MARTIN S, 1998 : *Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements* , Bulletin FAO d'irrigation et de drainage 56.
- TRIGUI A., 1987 : *Relation entre le climat, le sol et la production de la variété d'olivier Chemlali (Olea europaea L.) dans la région de Sfax (Tunisie)*. Contribution à l'étude bioclimatique de l'espèce par l'analyse des propriétés biophysiques, structurales et spectrales des feuilles et des arbres. Thèse de l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc, 530 p.
- WWW.FAO.ORG.(ANNEE 2005)

Le réchauffement climatique et l'intensité des cyclones tropicaux

Karl Hoarau, L. Chalonge

Laboratoire de Géographie MRTE, Cergy-Pontoise, France
khoarau@aol.com

Résumé : Des études américaines auraient montré un lien entre le réchauffement climatique actuel et une tendance nette à l'augmentation de l'intensité des cyclones tropicaux. En effet, selon Webster et al. (2005), le nombre de cyclones de catégorie 4 et 5 (vents soutenus au moins de 210 km/h) aurait presque doublé entre 1975 et 2004 alors que la température de l'océan n'aurait subi qu'une hausse de 0.3°C. Plus récemment, Hoyos et al. (2006) affirmaient avoir établi une relation statistique entre ces deux dernières observations. Une réanalyse partielle de la base de données utilisée par ces chercheurs indique que l'intensité des cyclones durant les décennies 1970 et 1980 a été sous-estimée, remettant en cause les conclusions de ces études par ailleurs très incomplètes.

Mots-clés : réchauffement climatique, cyclones intenses, température de la mer, bases de données

Abstract: American studies have addressed changes in tropical cyclone intensity and their relationship to global warming. In fact, Webster et al. (2005) would have found a dramatic near doubling of Category 4 and 5 cyclones (sustained winds at least of 210 km/h) accompanied by a 0.3°C sea surface temperature increase from 1975 to 2004. Recently, Hoyos et al. (2006) statistically linked the large increase in global Category 4 and 5 cyclones to the sea surface temperature. A partial reanalysis of the data used by these researchers indicates that the cyclones intensity has been underestimated in the 1970 and 1980 decades. This denied the conclusions of these very incomplete studies.

Key Words: global warming, intense cyclones, sea temperature, databases

Introduction

L'existence d'un lien entre le réchauffement climatique et l'intensité des cyclones tropicaux est devenue un sujet d'actualité depuis les deux dernières années dans l'Atlantique Nord. En effet, les Etats-Unis ont subi le passage de huit ouragans dont sept accompagnés de vents soutenus d'au moins 185 km/h (catégorie 3). En outre, la saison 2005 peut être considérée comme exceptionnelle depuis qu'il existe des données sur l'Atlantique avec 27 tempêtes tropicales et ouragans dont quatre phénomènes de catégorie 5 (vents soutenus d'au moins 255 km/h), un fait sans précédent dans ce bassin dont la moyenne est de 10 tempêtes et ouragans. Dans ce contexte, les conclusions de l'étude de Webster *et al.* (2005) ne pouvaient qu'être amplifiées médiatiquement. Ces chercheurs prétendent avoir mis en évidence, à l'échelle du globe, une hausse significative (+ 80%) du nombre de cyclones de catégorie 4 et 5 (vents soutenus au moins de 210 km/h) entre la période 1975-1989 et celle allant de 1990 à 2004. Plus récemment, Hoyos *et al.* (2006) ont affirmé avoir établi une relation statistique entre cette multiplication de cyclones intenses et une augmentation de la température de surface de l'océan de 0.3°C. Ces études posent un certain nombre d'interrogations : les bases de données utilisées sur les cyclones sont-elles fiables ? Une faible augmentation de la température de l'océan peut-elle provoquer une variation importante du nombre de cyclones violents ? Quels seraient les paramètres capables d'expliquer une hausse du nombre de phénomènes de catégories 4 et 5 ?

Pour nourrir le débat, il est indispensable de vérifier la qualité des données portant sur l'intensité des cyclones, de préciser l'importance de la température de l'océan mais aussi d'esquisser l'évolution dans un climat plus chaud des facteurs qui pourraient avoir une influence non négligeable sur la détermination de l'intensité des cyclones tropicaux.

I. Une hausse faible à modérée du nombre de cyclones de catégorie 4 et 5

Bassins cycloniques	Périodes			
	1975–1989		1990–2004	
	Webster	Réanalyse	Webster	**
Pacifique Nord-Ouest	85	101*	116	
Pacifique Nord-Est	36	42*	49	
Atlantique Nord	16	16*	25	
Pacifique Sud	10	20*	22	
Sud de l'Océan Indien	23	33*	50	
Nord de l'Océan Indien	1	5*	7	

* Réanalyse incomplète : manque d'images pour la période 1975 à 1977.

** Réanalyse prévue mais non effectuée.

Source : Webster *et al.* (2005) et réanalyse des images satellitaires de 1978 à 1989.

Tableau I – Nombre de cyclones tropicaux de catégorie 4 et 5

Pendant la décennie 1970, selon Webster *et al.* (2005), on comptait une moyenne annuelle d'une dizaine d'ouragans de catégorie 4 et 5 dans le monde (tableau 1). Depuis 1990, le chiffre serait passé à 18 par an. Il est à noter que dans les régions où les données sont considérées comme les plus sûres, l'Atlantique Nord, le Pacifique Nord-Ouest, et le Pacifique Nord-Est, il n'y a pas eu d'augmentation de 80 % du nombre de cyclones de catégorie 4 et 5.

En outre, Landsea (2005) rapporte que l'Atlantique Nord a connu, de 1945 à 1965, une forte activité en cyclones de catégorie 4 et 5 comparable à celle observée depuis 1995. Entre ces dates, il y a eu une période de calme. Il y aurait donc des cycles dans l'activité des cyclones intenses. Ces données sont considérées comme assez fiables puisque c'est la seule région qui bénéficie des reconnaissances aériennes dans de nombreux ouragans depuis 1944.

En revanche, les chiffres indiquent un doublement du nombre de cyclones de catégorie 4 et 5 dans les bassins cycloniques les moins bien équipés en satellites durant les décennies 1970 et 1980, l'Océan Indien et le Pacifique Sud. Ici, se pose le problème de la fiabilité et de l'homogénéité des bases de données cycloniques. Webster *et al.* (2005) ont affiché sur leur site web (en bibliographie) les cyclones qu'ils ont intégrés à leur étude. Nous avons entrepris une réanalyse encore partielle des images satellitaires de nombreux systèmes de catégories 2 à 5 de 1978 à 1989 à partir de la méthode de Dvorak (1984) qui reste la référence en matière d'estimation de l'intensité des cyclones tropicaux. Les premiers résultats montrent que Webster *et al.* (2005) ont utilisé une base de données qui a « oublié » au moins 46 cyclones (27 % sur le total de 171) de catégorie 4 et 5 à l'échelle globale entre 1978 et 1989 (tableau 1). On aboutirait alors à une moyenne annuelle de 15 cyclones entre 1975 et 1989 (avec trois années manquantes, 1975 à 1977) au lieu du nombre de 10 avancé par les chercheurs américains. La moyenne annuelle de 18 systèmes de catégorie 4 et 5 observés ne correspondrait plus alors qu'à une augmentation de l'ordre de 20 %, valeur éloignée des 80 % annoncés par Webster *et al.* (2005).

Il reste maintenant à reconsidérer l'intensité des cyclones sur la période 1990-2004. Mais un premier test pour le bassin le plus actif du globe, le Pacifique Nord-Ouest qui produit le tiers des tempêtes et cyclones du globe, indique qu'il n'y a pas eu de sous-estimation de l'intensité des cyclones de catégorie 4 et 5 pour la période 1990-1995. Cela pourrait traduire une meilleure formation des analystes à la méthode de Dvorak (1984) qui nécessite plusieurs années d'expérience.

Ainsi, la qualité des données fait débat et exige un profond et complet travail d'investigation avant de tenter de relier une hypothétique hausse de l'activité des cyclones de catégorie 4 et 5 à une augmentation de la température de l'océan.

2. Le rôle exagéré de la température de l'océan ?

Palmen (1948) fut le premier à donner la valeur de 26°C comme température minimale de surface de l'océan favorable au développement et au maintien des cyclones tropicaux à partir d'études réalisées dans l'Atlantique Nord tropical. Cette valeur de 26°C est nécessaire pour qu'une particule d'air élevée adiabatiquement à partir du niveau de la mer ait une température supérieure à celle de l'air ambiant du niveau 300 hPa (9 500 mètres environ). Cette condition est indispensable à l'existence du flux vertical ascendant au cours duquel la chaleur latente est libérée par la condensation de la vapeur d'eau. L'instabilité conditionnelle est d'autant plus grande dans l'atmosphère que les températures de la mer sont élevées. Toute la vapeur d'eau condensée dans un cyclone tropical provient de l'océan et passe dans l'atmosphère au moment de l'évaporation. Certes, la température de l'océan est importante mais plusieurs études ont montré que ce n'était pas le facteur qui détermine le plus fréquemment l'intensité des cyclones tropicaux (Evans, 1987). Travaillant sur l'Atlantique Nord, DeMaria et Kaplan (1994) ont trouvé que seulement 20 % des ouragans atteignaient 80 % ou plus de leur intensité maximale potentielle définie par l'énergie disponible dans un espace océanique donné. Pour le Pacifique Nord-Ouest, Baik et Paek (1998) avance un chiffre de 37 %. Cela signifie manifestement que les facteurs tels que le fort cisaillement vertical du vent entre la basse et la haute troposphère, l'intrusion d'air sec ou la faiblesse de la divergence dans la troposphère supérieure exercent une grande influence pour limiter l'intensification des cyclones (Merril, 1988). Dans ces conditions, il aurait été surprenant qu'une faible hausse de 0.3°C de la température de la mer entre 1975 et 2004 provoque un quasi doublement du nombre de cyclones de catégorie 4 et 5 comme l'affirment Webster *et al.* (2005). D'autant que Hoyos *et al.* (2006) ne trouvent pas de variation significative du cisaillement vertical du vent sur la même période. Seule une importante baisse du cisaillement aurait pu expliquer les conclusions des chercheurs américains si les bases de données cycloniques étaient fiables. Utilisant des modèles numériques, Emanuel (1987) ou plus récemment Knutson et Tuleya (2004) suggèrent un accroissement de 5% de la vitesse du vent soutenu des cyclones lorsque la température de la mer augmente de 1°C. Il serait aussi intéressant de s'interroger sur l'évolution des principaux facteurs déterminant l'intensité des cyclones avec le réchauffement en cours.

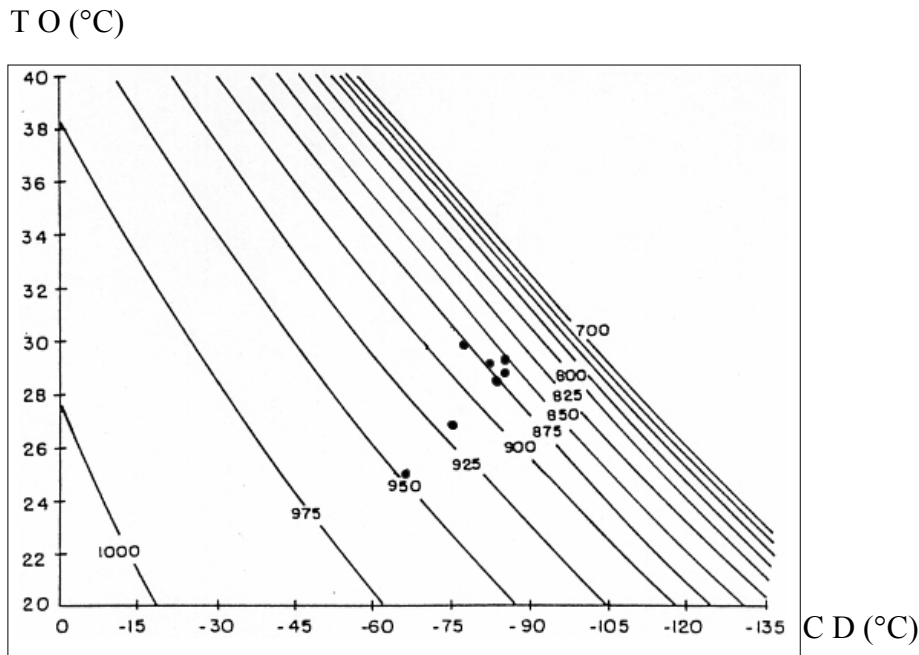
3. Vers une hausse du nombre de cyclones intenses dans les prochaines décennies ?

Knutson et Tuleya (2004) considèrent qu'avec une hypothèse réaliste d'augmentation de 1 % par an du gaz carbonique, la température de la mer pourrait prendre entre 1°C et 2°C d'ici 2080. Le réchauffement des océans donnerait davantage d'énergie aux cyclones dont le domaine géographique pourrait s'étendre à des zones qui n'étaient pas concernées, comme l'a fait Vince dans le sud-ouest de l'Europe.

Le second paramètre à évoquer est le cisaillement vertical du vent qui est tributaire en grande partie de la vitesse du vent en haute troposphère. Aucune étude n'a prévu l'évolution de ce facteur primordial dans le processus d'intensification des cyclones. Mais un relâchement du cisaillement, comme celui constaté dans les cycles actifs de l'Atlantique Nord (Landsea, 2005), faciliterait la multiplication des phénomènes puissants qui pourraient alors profiter pleinement d'un océan plus chaud qu'actuellement.

Un autre facteur important est la température de la troposphère supérieure et de la basse stratosphère. Avec l'effet de serre, la basse troposphère se réchauffe alors qu'un refroidissement de 0.5°C à 1°C a déjà été mesuré dans la basse stratosphère entre 1975 et 2000 (communication personnelle de Chris Landsea, chercheur de la Noaa). Avec des nuages

plus froids au sommet et des mers plus chaudes, la pression à l'intérieur des cyclones pourrait baisser et animer des vents plus violents lors des phases de faible cisaillement vertical du vent (figure 1).



Source : adaptée d'Emanuel (1988).

Figure 1 – La pression minimale potentielle au centre des cyclones en fonction de la température de l'océan (TO) et de celle de la couche divergente (CD) dans la troposphère supérieure.

En effet, pour Emanuel (1988), dans un environnement troposphérique idéal dépourvu de tout cisaillement vertical du vent, l'intensité maximale potentielle d'un cyclone tropical dépend de la température de la mer et de celle de la couche divergente qui se trouve au sommet de ce dernier. Les cyclones avec les pressions les plus basses estimées ou mesurées par reconnaissances aériennes étaient ceux qui se déplaçaient sur un océan chaud et qui avaient les sommets les plus froids. Par exemple, deux super typhons du Pacifique Nord-Ouest, Angela (novembre 1995) et Gay (novembre 1992) qui avaient des sommets à -87°C et qui évoluaient sur un océan à 29°C - 29.5°C , ont probablement battu le record de pression du super typhon Tip (870 hPa observés par un avion le 12 octobre 1979) d'après l'imagerie satellitaire (fin des reconnaissances aériennes en août 1987 dans le Pacifique Nord-Ouest) avec des minima de l'ordre de 855 hPa à 865 hPa (Hoarau *et al.*, 2004). Mais il n'est pas encore possible de faire le lien entre ce type d'évènements extrêmes et le réchauffement climatique.

Conclusion

Les bases de données actuelles de tous les bassins cycloniques du globe, à l'exception peut être de l'Atlantique Nord, ne sont pas homogènes et suffisamment précises pour donner une tendance réelle et fiable d'évènements extrêmes comme les cyclones tropicaux de catégorie 4 et 5 de la classification de Saffir-Simpson. Une réanalyse partielle des bases de données sur la période 1975-1989 montre une sous-estimation de l'intensité des cyclones tropicaux. En effet, il faudrait ajouter au moins 46 cas supplémentaires aux 171 phénomènes de catégorie 4 et 5 répertoriés par les centres cycloniques officiels du globe, et on aboutirait à une moyenne annuelle de 15 cyclones entre 1975 et 1989 au lieu du nombre de 10 avancé par Webster *et al.* (2005). La moyenne annuelle de 18 systèmes de catégorie 4 et 5 observés ne correspondrait

plus alors qu'à une augmentation de l'ordre de 20 %, valeur éloignée des 80% annoncés par les chercheurs américains. Et il est très difficile d'attribuer cette hausse au seul réchauffement climatique car personne n'a réussi à mettre en évidence des variations décennales du nombre de cyclones intenses dans un bassin cyclonique autre que l'Atlantique Nord. Il faudra attendre aussi une réanalyse complète des données de 1990 à 2004 avant de dégager des conclusions plus fiables (Hoarau *et al.*, 2006). Mais un premier test pour le bassin le plus actif du globe, l'ouest du Pacifique Nord, montre qu'il n'y a pas eu de sous-estimation de l'intensité des cyclones de catégorie 4 et 5 pour la période 1990-1995. Cela ne signifie absolument pas que le réchauffement climatique ne pourrait pas s'accompagner d'une hausse du nombre de cyclones intenses mais il faudra attendre encore quelques décennies avant de voir une tendance nette se dessiner.

Bibliographie

- BAIK J.J., PAEK J.S., 1998. A climatologie of sea surface temperature and the maximum intensity of western North Pacific tropical cyclones. *J. of the Meteorological Society of Japan*, **76**, 129-137.
- DE MARIA M., KAPLAN J., 1994. Sea surface temperature and the maximum intensity of Atlantic tropical cyclones. *J. of Climate*, **7**, 1324-1334.
- DVORAK V.F., 1984. *Tropical cyclone intensity analysis using satellite data*. Noaa Technical Report Nesdis, 11, 47 p.
- EMANUEL K. A., 1987. The dependence of hurricane intensity on climate. *Nature*, **326**, 483-485.
- EMANUEL K. A., 1988. The maximum intensity of hurricanes. *J. of the Atmospheric Sciences*, **45**, 1143-1155
- EVAN J. L., 1993. Sensitivity of tropical cyclone to sea surface temperature. *Journal of Climate*, **6**, 1132-1140.
- HOARAU K., PADGETT G., HOARAU J.P., 2004 : Have there been any typhoons stronger than Super Typhoon Tip? Preprints, 26th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology, Miami, American Meteorological Society, 633-634.
- HOARAU K., CHALONGE L., HOARAU J.P., 2006 : The Reasons for a Reanalysis of the Typhoons Intensity in the western North Pacific. *Preprints, 27th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology*, Monterey, California (24-28 April), American Meteorological Society.
- HOYOS C.D., AGUDELO P.A., WEBSTER P.J., CURRY J.A., 2006. Deconvolution of the factors contributing to the increase in global hurricane intensity. *Science express report* (parution prochaine dans "Science").
- KNUTSON T.R., TULEYA R.E., 2004. Impact of CO₂ – induced warming on simulated hurricane intensity and precipitation : Sensitivity to the choice of climate model and convective parameterization. *J. Climate*, **17**, 3477-3495.
- LANDSEA C.W., 2005. Hurricanes and global warming, *Nature*, **438**, 11-13.
- MERRIL R. T., 1988. Environmental influences on hurricanes intensification. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **45**, 1678-1687.
- PALMEN E., 1948. On the formation and structure of tropical hurricanes. *Geophysica*, **3**, 26-38.
- WEBSTER P.J., HOLLAND G.J., CURRY J.A., CHANG H.R., 2005. Changes in tropical cyclone number, duration and intensity in a warming environment. *Science*, **309**, 1844-184
- www.eas.gatech.edu/research/hurricane_Webster.htm

Précipitations en Roumanie : variations à long terme

Ilulian Horia Holobâca, F. Moldovan, V. Sorocovschi

Université «Babeş-Bolyai», Faculté de Géographie,
Cluj-Napoca, Roumanie
holobaca@geografie.ubbcluj.ro,
moldovan@geografie.ubbcluj.ro,
svictor@geografie.ubbcluj.ro

Résumé : L'objectif de cette étude est de caractériser la variabilité à long terme du régime des précipitations en Roumanie. L'analyse porte sur les séries pluviométriques de sept stations météorologiques représentatives disposant des longues séries de données (1901 - 2000). La définition des événements déficitaires ou excédentaires pluviométriques a été réalisée en utilisant l'ISP (Indicateur Standardisé de Précipitations) et la signification des tendances est vérifiée par des tests nonparamétriques.

Mots-clés : précipitations, variabilité, tendances, Roumanie

Abstract: The main goal of this paper is the analysis of long-term rainfall variability in Romania. The analysis is based on the time series of rainfall observations from the seven stations with the long term observations (1901 - 2000). The definition of extremes rainfalls events is based on the Standardized Precipitation Index (SPI). The non-parametric tests were used to determine temporal trends in climatic data sets.

Key Words: precipitations, variability, trends, Romania

Introduction

La variabilité à long terme du régime des précipitations en Roumanie a été étudiée à partir de l'analyse paramétrique des événements secs et pluvieux de longue durée et de l'analyse de tendance. Pour le calcul de paramètres des événements secs et pluvieux on a choisi sept stations météorologiques représentatives du pays et disposant des longues séries de données (1901-2000). Les points d'observation sont situés à l'intérieur (Cluj Napoca, Sibiu, Bistrița) et à l'extérieur des Carpates (Iași, Constanța, Bucarest-Filaret, Timișoara).

I. Méthodologie

La définition des événements déficitaires ou excédentaires pluviométriques a été réalisée en utilisant l'ISP (Indicateur Standardisé de Précipitations). La période de calcul de l'ISP a été de 48 mois. L'intervalle d'accumulation du déficit ou d'excédent de précipitations a duré pour chaque épisode sec ou pluvieux au moins quatre années, assurant l'inertie d'évolution des valeurs ISP par rapport aux variations des quantités de précipitations à court terme.

La méthode proposée par McKee *et al.* (1993) offre l'avantage du calcul des paramètres quantitatifs des événements secs et pluvieux. Un événement sec est défini comme une séquence continue de valeurs négatives dont l'intensité maximale ne doit pas dépasser la valeur de -1.0 et un événement pluvieux comme une succession de valeurs positives avec une intensité maximale supérieure à l'unité. Ces paramètres sont: le commencement (j) et la fin (x), la durée, l'intensité maximale et la magnitude de l'événement. On calcule la durée d'un événement par différence entre son commencement et sa fin. La magnitude est une mesure cumulative de l'intensité des séquences déficitaires et excédentaires pluviométriques. Elle est définie comme la somme des valeurs ISP qui correspondent aux séquences des valeurs négatives ou positives :

$$M = - \left(\sum_j^x ISP_i \right) (1) \text{ ou :}$$

M - magnitude,

j - premier mois de l'événement,

x - dernier mois de l'événement

ISP_i - les valeurs ISP de la séquence jx calculées pour i mois.

La présence des éventuelles tendances dans les séries temporelles des précipitations a été vérifiée par des tests statistiques de signification. On a préféré les tests non paramétriques de tendance parce que ceux-ci ne supposent pas une distribution préexistante (par exemple normale) des séries des données. Donc, pour déterminer la présence des tendances monotones, ascendantes ou descendantes, significatives et de la pente vraie on a utilisé le test combiné Mann - Kendall - Sen's Slope. Pour pouvoir localiser approximativement le moment du commencement et de la fin de la tendance significative du point de vue statistique et/ou d'un changement climatique on a utilisé le test Mann - Kendall séquentiel. La statistique de ces tests valide ou rejette l'hypothèse nulle I₀ pour différents seuils de signification statistique. On a effectué la variante bilatérale des tests pour le seuil de signification de 95 %.

2. Résultats

La succession des événements secs et pluvieux à longue durée pour les sept stations météorologiques analysées montre le rôle majeur de la circulation atmosphérique dans la genèse de ceux-ci (tableau 1). On peut observer que la plupart des événements majeurs et moyens sont associés aux mêmes périodes déficitaires et excédentaires pluviométriques pour toutes les régions de la Roumanie.

Ainsi, le siècle passé commence pour la plupart des stations avec une période pluviométrique excédentaire. Celle-ci est caractérisée par l'occurrence des événements ayant une magnitude moyenne (30-80) pour des stations situées au centre (Cluj et Sibiu) ou à l'ouest (Timișoara) de la Roumanie avec une durée moyenne de 50 mois. Pour les autres points d'observation la magnitude de l'événement est mineure (jusqu'au 30) ou il manque (Bistrița et Iași).

Puis, on observe une période déficitaire pluviométrique centrée sur les années 1907-1908 caractéristique pour le sud et l'est de la Roumanie. Ici l'événement sec a eu une magnitude majeure (108 à Bucarest) ou moyenne (32 à Iași). En Valachie et en Moldavie les effets de la sécheresse ont généré des révoltes paysannes en 1907.

En 1910 commence une période excédentaire pluviométrique caractérisée par des événements majeurs (avec une magnitude qui dépasse 80) pour la plupart des stations. L'accumulation de l'excédant de précipitations est interrompue dans la première moitié du deuxième décennie du siècle passé. On peut observer une magnitude majeure de l'événement sec (134) au sud-est de la Roumanie à Constanța ou il continue jusqu'au 1933. Pour les stations situées dans la Dépression de la Transylvanie et pour Bucarest les magnitudes sont moyennes ou mineures.

A la fin des années 1930 et dans la première moitié des années 1940, apparaît une période pluviométrique excédentaire. Pour des stations situées au centre et à l'ouest on a eu des événements pluvieux avec des magnitudes majeures (Sibiu - 95). Pour les autres stations analysées on a des magnitudes moyennes.

Le commencement de la période déficitaire pluviométrique qui suit coïncide avec la fin de la guerre mondiale et continue jusqu'au 1957. La sécheresse a eu des effets dramatiques surtout en Moldavie. Les événements secs associés ont eu des magnitudes majeures et moyennes pour les stations analysées. A Cluj, on observe un événement exceptionnel qui commence en 1943

et dure jusqu'au 1969 (voir tab. 1) et à Bucarest l'intensité maximale a été -3.0. Pour la plupart des stations l'accumulation du déficit de précipitations est interrompue par une période excédentaire pluviométrique entre 1957 et 1959.

Une autre période pluviométrique excédentaire commence en 1970 et persiste jusqu'à la moitié des années '80. D'ailleurs, pendant les années 1970 et 1971 les précipitations abondantes ont généré de fortes inondations sur les rivières de la Roumanie. A Iași, l'événement pluvieux associé est exceptionnel parce que la séquence des valeurs positive a une durée de 208 mois. Il commence en 1968 et finit en 1984 et il a une magnitude de 208.

Tableau I – Paramètres des événements secs et pluvieux (1901 - 2000)

Station météo.	jx	j	x	d	Im	M	Station météo.	jx	j	x	d	Im	M	
Sibiu	+	1901 I	1904 IV	42	1,7	47	Iași	-	1905 II	1909 I	49	-1,4	32	
	-	1909 VI	1912 VIII	38	-1,8	34		+	1910 X	1916 VII	70	1,2	43	
	+	1912 IX	1917 VIII	60	2,7	95		-	1916 VIII	1932 V	190	-1,5	137	
	-	1917 XI	1920 VI	31	-1,2	24		+	1932 VI	1936 IV	47	1,9	44	
	-	1928 VI	1933 VI	60	-1,6	54		-	1936 V	1940 X	54	-1,7	51	
	+	1934 VI	1944 V	119	1,7	90		-	1945 VI	1949 VI	49	-1,5	40,5	
	-	1945 VI	1955 I	127	-1,8	132		+	1949 VII	1951 XI	29	1,1	15	
	-	1959 I	1967 XI	106	-1,7	98		-	1951 XII	1963 II	135	-2,6	140	
	+	1969 VII	1974 II	56	1,2	33		+	1968 I	1985 IV	208	2,7	241	
	+	1975 V	1977 V	25	1,1	17		+	1985 VI	1989 V	48	1,1	23	
	+	1980 V	1984 VII	51	1,6	49		+	1990 XII	1994 VI	43	1,1	18	
	-	1984 XI	1998 V	162	-3,0	217		+	1995 XII	2000 X	59	2,3	72	
Cluj Napoca	+	1901 I	1904 VI	42	1,8	50	Constanța	+	1901 VIII	1905 VII	48	1,4	29	
	-	1916 IX	1920 VII	46	-1,3	28		+	1905 X	1908 XII	39	1,1	23	
	+	1920 VIII	1923 IX	38	1,3	25		-	1917 V	1919 IX	29	-1,2	17	
	-	1923 X	1926 VI	32	-1,8	25		-	1923 VIII	1925 X	27	-1,3	18	
	+	1932 VI	1937 IV	59	1,4	39		-	1926 IV	1933 IX	41	-2,1	134	
	+	1938 IV	1943 IX	69	2,4	85		-	1936 V	1939 IX	41	-2,1	51	
	-	1943 XI	1969 VI	307	-1,8	272		+	1941 I	1946 V	65	1,5	60	
	+	1969 VIII	1974 IV	57	1,6	59		-	1947 X	1955 V	92	-1,7	87	
	-	1976 IV	1980 V	49	-1,1	34		+	1957 IV	1974 I	202	2,0	217	
	-	1983 VII	1997 VI	167	-1,9	140		-	1974 II	1978 XII	59	-2,3	54	
	+	1997 VII	2000	42	1,4	31		-	1984 XII	1987 X	131	-1,4	85	
	Bistrița	-	1901 I	1911 V	125	-2,3		132	Bucarest	+	1901 X	1903 XII	27	1,2
+		1911 VI	1919 II	93	2,1	92	-	1904 II		1911 XII	95	-2,2	108	
+		1920 VI	1930 V	120	1,6	95	+	1913 V		1919 VI	74	2,5	97	
+		1930 VIII	1935 X	63	1,4	35	-	1926 XI		1933 VII	81	-2,1	58	
-		1936 V	1939 IX	42	-1,2	17	+	1941 X		1945 V	68	1,7	57	
+		1939 X	1943 IX	48	1,7	38	-	1945 VII		1954 XII	114	3,0	186	
-		1945 II	1947 VII	29	-1,1	19	+	1955 I		1959 III	51	1,6	49	
-		1951 XI	1957 IV	65	-1,5	47	-	1963 VI		1966 X	41	-1,1	23	
+		1957 IX	1959 IX	25	1,3	21	+	1969 VI		1975 IV	71	2,7	109	
-		1961 VII	1967 X	75	-1,8	72	-	1975 IX		1978 I	29	-1,2	11	
+		1969 V	1974 V	57	1,4	48	+	1979 VIII		1985 II	67	1,4	52	
-		1984 VII	1997 V	154	-2,7	154	-	1985 III		1991 VI	76	-1,1	43	
+	1997 VII	2000	42	1,4	33	-	1995 V	1996 X	18	-1,1	11			
Timișoara	+	1901 I	1907 VI	78	1,4	61	+	1997 IV	2000	45	1,6	51		
	+	1912 III	1919 VII	89	2,6	93								
	+	1920 VI	1924 VII	51	2,4	62								
	-	1935 IX	1938 III	31	-1,1	20								
	+	1938 IV	1944 V	74	2,4	87								
	-	1945 VI	1952 XI	90	-1,2	38								
	+	1954 V	1959 I	57	1,8	52								
	-	1959 VII	1969 XI	125	-2,2	128								
	+	1969 XII	1973 XI	48	1,5	43								
	-	1973 XII	1979 XI	72	-1,9	69								
	-	1983 XI	1996 XI	157	-2,3	171								
	+	1997 I	2000 IX	45	-1,4	41								

Note:

+ événements pluvieux

- événements secs

j - premier mois de l'événement

x - dernier mois de l'événement

d - durée (mois)

Im - intensité maximale (ISP)

M - magnitude

La période pluviométrique déficitaire qui caractérise la deuxième moitié des années '80 et le commencement des années '90 est la plus homogène comme manifestation. Pour toutes les stations situées au centre et à l'ouest, on observe une forte magnitude (≥ 140) des événements secs. A Constanța, on observe aussi un événement majeur et à Bucarest la période est caractérisée par un événement moyen et un autre mineur.

Iași est la seule station météorologique où on n'observe pas un événement sec pour cette période. D'ailleurs à cette station météorologique après 1963 ne se produit plus d'événement sec de longue durée.

Le siècle passé finit par une période pluviométrique excédentaire. Pour quelques stations l'accumulation de l'excédent de précipitation ne s'arrête pas en 2000 (voir tableau 1) donc on ne peut pas se prononcer sur la magnitude des événements.

L'analyse paramétrique montre que la durée et l'intensité des événements secs et pluvieux sont différentes dans l'espace et dans le temps. Les causes de ces différences sont les facteurs climatogénétiques locaux qui viennent nuancer la manifestation des sécheresses et des périodes humides. Les différences les plus accentuées apparaissent dans la première moitié du siècle passé. On constate aussi la prédominance des événements secs dans la deuxième moitié du XX^e siècle pour les stations situées au centre et à l'ouest de la Roumanie et au contraire la prédominance des événements pluvieux à Iași pour la même période.

Station météorologique	Hiver	Printemps	Eté	Automne	An
Sibiu	0,60	0,10	-1,29	-0,68	-1,16
Cluj	1,09	-0,14	-1,46	-0,93	-1,25
Bistrița	-1,90	0,61	-0,75	-1,59	-1,75
Timișoara	-0,13	-1,37	-0,40	-1,22	-1,85
Iași	0,21	0,98	1,69	-0,43	2,04
Constanța	0,25	1,72	-0,21	0,27	0,68
Bucarest	1,32	1,12	-0,47	-0,10	0,31

Tableau 2 – Les résultats des tests de tendance: significative au niveau de 95 % en gras et italique, significative au niveau de 90 % en gras, (1901-2000)

Les résultats des tests de tendance pour les séries de données saisonnières et annuelles indiquent la présence d'une tendance monotone, ascendante pour le seuil de signification de 95 % à Iași (tableau 2). La pente de la tendance linéaire significative statistique, déterminée par la méthode Sens'Slope est 0.8 mm/an.

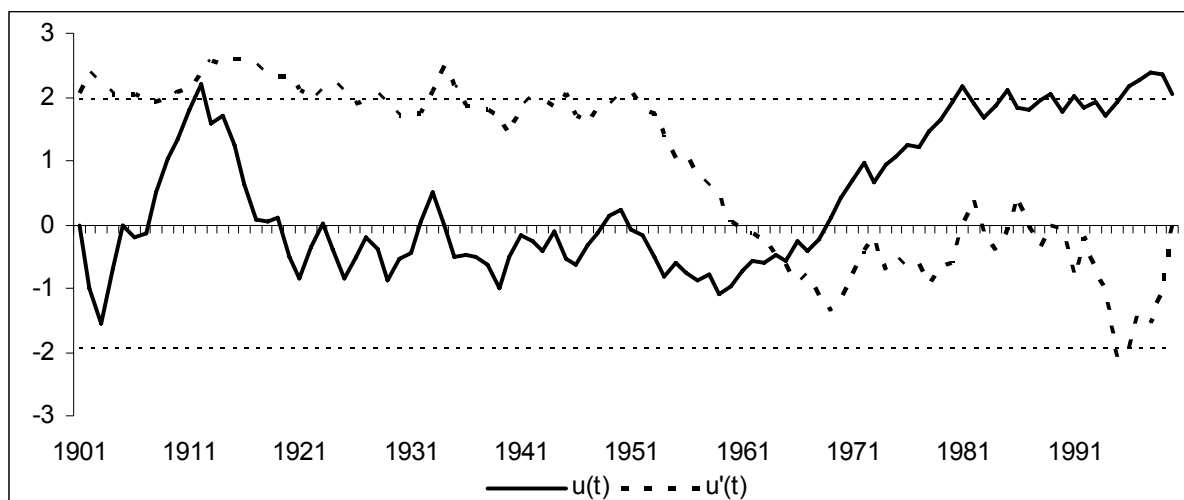


Figure 1 – Le test de Mann - Kendall séquentiel pour les quantités de précipitations en provenance de Iași: $u(t)$ série directe (en trait plein), $u'(t)$ série rétrograde (en trait pointillé) et l'intervalle de confiance à 95 %.

Pour un niveau de confiance inférieur (90 %) on peut détecter des tendances monotones, descendantes sur les séries annuelles à Bistrița et à Timișoara. On a détecté sur les séries saisonnières une tendance descendante en hiver à Bistrița et des tendances ascendantes, en été à Iași et au printemps à Constanța, pour le même niveau de confiance.

Le test de Mann-Kendall séquentiel a été appliqué sur la série des quantités annuelles de précipitations en provenance de Iași (figure 1). Les deux courbes, série directe et série rétrograde, montrent la statistique de corrélation de rang. Dans le cas d'une tendance significative les deux courbes, série normale et rétrograde, s'éloignent l'une de l'autre vers l'intervalle de confiance et leur intersection permet de définir approximativement le début du processus. A Iași la tendance significative statistique commence vers l'an 1964 et coïncide avec le début d'un événement pluvieux exceptionnel (tableau 1).

Conclusion

L'analyse paramétrique des événements secs et pluvieux à longue durée montre que la plupart des événements majeurs et moyens sont associés aux mêmes périodes déficitaires et excédentaires pluviométriques pour toutes les régions de la Roumanie.

En même temps, à cause de l'influence des facteurs locaux, la durée et l'intensité des événements secs et pluvieux sont différentes dans l'espace et dans le temps.

A Iași on observe la prédominance des événements pluvieux pendant la deuxième moitié du siècle passé. Pour cette même station météorologique on a détecté une tendance monotone, ascendante statistiquement significative. Le test de Mann - Kendall séquentiel indique que la tendance significative commence vers l'an 1964 et coïncide avec le début d'un événement pluvieux exceptionnel.

Bibliographie

- BOGDAN O., NICULESCU E., 1995 : Phenomena of Dryness and Drought in Romania. *RRG*, **39**, 49-56.
- EDWARD D., <http://ccc.atmos.colostate.edu/pub/spi.pdf> : *Masters Thesis, cap III - Methodology*. Colorado State University, Fort Collins, USA
- GILBERT R.O., 1987 : *Statistical methods for environmental pollution monitoring*. Van Nostrand Reinhold, New York, 320 p.
- HOLOBACA I.-H., SOROCOVSCHI V., DUBREUIL V., 2003 : Suivi par télédétection de la sécheresse de l'année 2000 dans la Dépression de Transylvanie. *Publication de l'Association Internationale de Climatologie*, **15**, 87 – 94
- HOLOBACA I.-H., CROITORU A.-E., 2000 : Les risques pluviométriques dans la Dépression de la Transylvanie. *Publication de l'Association Internationale de Climatologie*, **13**, 128 – 135
- KENDALL M.G., 1975 : *Rank Correlation Methods*. 4th ed. Charles Griffin, London, 202 p.
- MANN H.B., 1945 : Non-parametric tests against trend. *Econometrica*, **13**, 245-259
- McKEE T.B., Doesken N.J., Kleist, J., 1993 : The relationship of drought frequency and duration to time scales. *Preprints of the 8th Conference on applied Climatology*, Anaheim, California, 179-184
- MOLDOVAN F., 2003 : *Fenomene climatice de risc*. Echinox, Cluj - Napoca, 209 p.
- SNEYERS R., 1992 : On the use of statistical analysis for objective determination of climate change. *Meteorol. Zeitschrift*, **1**, 247-256
- SOROCOVSCHI V., 2004 : Studiul fenomenelor de uscăciune și secetă în Câmpia Transilvaniei. *Geografia în Contextul Dezvoltării Contemporane*, Cluj Napoca, **2**, 80 – 94
- TALLAKSEN L. M., HISDAL H., 1997 : Regional analysis of extreme streamflow drought duration and deficit volume. en : *FRIEND'97-Regional Hydrology: Concepts and Models for Sustainable Water Resource Management* (édité par A. Gustard, S. Blazkova, M. Brilly, S. Demuth, J. Dixon, H. van Lanen, C. Llasat, S. Mkhanda & E. Servat), IAHS Publications, **246**, 141-150.

Vulnérabilité des espaces maïsicoles à la péjoration climatique en Afrique guinéenne – Le cas du Bénin

Constant Houndenou^{1,2}, Jocelyne Pérard², Michel Boko¹

1 Laboratoire d'Etude des Climats, des Ressources en Eau
et de la Dynamique des Ecosystèmes. Département de Géographie
et d'Aménagement du Territoire. Université d'Abomey-Calavi, Cotonou, Bénin
Constant500@yahoo.fr

2 Centre de Recherche de Climatologie de l'Université de Bourgogne,
UMR Centre de recherche de climatologie
Université de Bourgogne, France

Résumé : *Le diagnostic climatique du Bénin de 1961-1990 montre une péjoration climatique. Elle se caractérise par une modification des régimes pluviométriques en milieu béninien, une fréquence élevée des séquences sèches au coeur des saisons agricoles dans les espaces maïsicoles du sud du pays. Cette péjoration climatique se manifeste également par une réduction de l'indice de satisfaction des besoins en eau du maïs de 90 jours (DMR-SRW) principale céréale du sud Bénin, qui, associée à la surexploitation des sols, fragilise écologiquement les régions maïsicoles et les expose à la vulnérabilité. Le zonage agroclimatique du sud du Bénin montre que le sud-ouest demeure l'espace le plus vulnérable à la péjoration climatique.*

Mots-clés : Vulnérabilité, indice de satisfaction des besoins en eau (ETR/ ETM), espaces maïsicoles, maïs de 90 jours (DMR-SRW).

Abstract: *The climatic diagnosis in Benin during the period 1961-1990 attests to a climatic deterioration. This climatic deterioration is characterised by an alteration of the rainy seasons, a high frequency of dry spells at the beginning of the agricultural periods in maize areas. This climatic deterioration is characterised too by a decrease of the index of water satisfaction for 90 days maize, which associated to an overusing of soils, neutralizes ecologically maize areas and expose them to vulnerability.*

Key Words: vulnerability, water satisfaction index, maize areas, 90 days maize (DMR-SRW)

Introduction

Le Bénin est un pays agricole de l'Afrique de l'Ouest qui, à 80 % rural, couvre une superficie de 114 763 km². Depuis 1960, il subit des contraintes climatiques qui affectent sa culture vivrière importante qu'est le maïs consommé par 80 % de la population.

De nos jours, les sols qui constituent les supports des civilisations agraires du pays s'appauvrissent et l'eau pluviale dont dépend leur évolution durant la grande saison des pluies (GSP) en avril-juillet (55% des totaux annuels) et la petite saison des pluies (PSP) d'octobre-novembre (169 mm ou 15% des pluies annuelles) est en nette diminution. Dans le même temps, les différents champs pluviométriques connaissent une hausse sensible des températures minimales (Houndenou, Pérard, 1999). Cette baisse de température couplée à la réduction du potentiel pluviométrique, à la forte densité de population, plus de 200 hts/km², n'accentuent-elles pas la vulnérabilité dans les milieux maïsicoles du pays surtout que les agriculteurs vivent déjà en dessous du seuil de pauvreté ?

I. Données et méthodes

Les données de la période retenue (1931-1990) ont été recueillies à la Direction de la Météorologie Nationale à Cotonou. Elles concernent les relevés pluviométriques, thermométriques, d'ETP Penman d'échelle journalière indispensables au calcul des différents indices à des pas de temps différents. La péjoration climatique a été caractérisée à partir des

quelques techniques et méthodes de la climatologie diagnostique (analyses factorielles avec ou sans rotation Varimax selon les cas) pour identifier les modes de variabilité pluviométriques des espaces maïsicoles. Les résultats de ces calculs ont été évalués par les tests de Student et de Fischer selon les situations. L'analyse fréquentielle a été utilisée pour caractériser l'ampleur des séquences sèches. Les indicateurs issus des calculs factoriels sont ensuite utilisés dans un modèle de calcul de bilan hydrique : SARRA H (Système d'Analyse Régionale des Risques Agro climatiques) des cultures annuelles développés par le CIRAD-AMIS dans le cadre du projet AMMA (Approche Multidisciplinaire de la Mousson Africaine) en cours en Afrique Occidentale pour le zonage agro climatique des cultures pluviales. Ce modèle a été renseigné à partir des enquêtes de terrain par la méthode des quotas. Des mesures quotidiennes sur des parcelles agronomiques à partir d'un appareillage à but éco physiologique dans les stations de recherche de l'INRAB (Institut National des Recherches Agricoles du Bénin) en milieu béninien au sud et soudanien au nord ont été effectuées pour tourner le modèle. Les coefficients culturaux ont été recalculés à partir de celles de la FAO (1975) à cause de la spécificité climatologique du milieu. La réserve utile retenue est de 60mm/m et le seuil d'acceptation ou de rejet de l'indice de satisfaction des besoins en eau de 80 % de Dancette (1983) sont utilisés.

A partir de l'analyse d'indicateurs issus d'une étude pédologique réalisée par Adanhomè (2000) et de quelques échantillons de sols ferrallitiques, ferrugineux tropicaux, du sud Bénin couplée aux différents indices stress agronomique et climatique, on caractérise la vulnérabilité des espaces maïsicoles.

2. Résultats

Une Analyse en Composantes Principales (ACPR) avec rotation Varimax a permis d'identifier la variabilité à partir des données décennales moyennes de la pluviométrie. Les ACPR dégagent deux grands modes de variabilité des saisons de culture dans les milieux maïsicoles.

La première composante (CP1) exprime 16% de la variance et décrit le mode de variabilité qui caractérise l'unique saison des pluies (USP) au nord du Bénin en milieu soudanien (figure 1). Il est marqué par un début de saison aléatoire, incertain et très fluctuant à partir de la troisième décennie du mois de mai avec un « arrêt momentané » durant tout le mois de juin. Cependant, toutes les pluies sont concentrées de juillet à octobre. Ainsi, l'agriculteur en milieu soudanien peut semer une variété de maïs de 120 jours afin de se caler sur le rythme pluviométrique avec une fin brutale de la saison culturale (figure 1). Ce mode de variabilité montre que le paysan du nord du Bénin est soumis à un risque permanent de faux démarrage de la saison des pluies avec une forte probabilité de perte de semences à partir de la dernière décennie du mois de mai. La fin de la saison qui correspond à la période de mûrissement du grain du maïs est très brutale et marquée par une coupure très nette (figure 1).

La deuxième composante (CP2) exprime 15% de la variance totale. Elle correspond au sud du Bénin entre 6 et 8°N et montre deux régimes pluviométriques offrant la possibilité de faire deux cultures (figure 2).

Pour la première saison (GSP), les activités agricoles peuvent démarrer à partir de la dernière décennie de mois de mars et jusqu'à la deuxième décennie du mois de juillet. Ici la durée de la saison est favorable à une variété de maïs de 120 jours comme la TZPB-SRW ou la TZB-SRW. Après la petite saison sèche (PSS) ou récession d'août, la petite saison des pluies (PSP), les paysans d'une façon générale, sèment le maïs de 90 jours comme la DMR-SRW à partir de la troisième décennie du mois de septembre. Toutefois, la forte variabilité et le raccourcissement de la longueur de cette saison de pluies durant la période 1961-1990, sont préjudiciables à une deuxième culture de 90 jours.

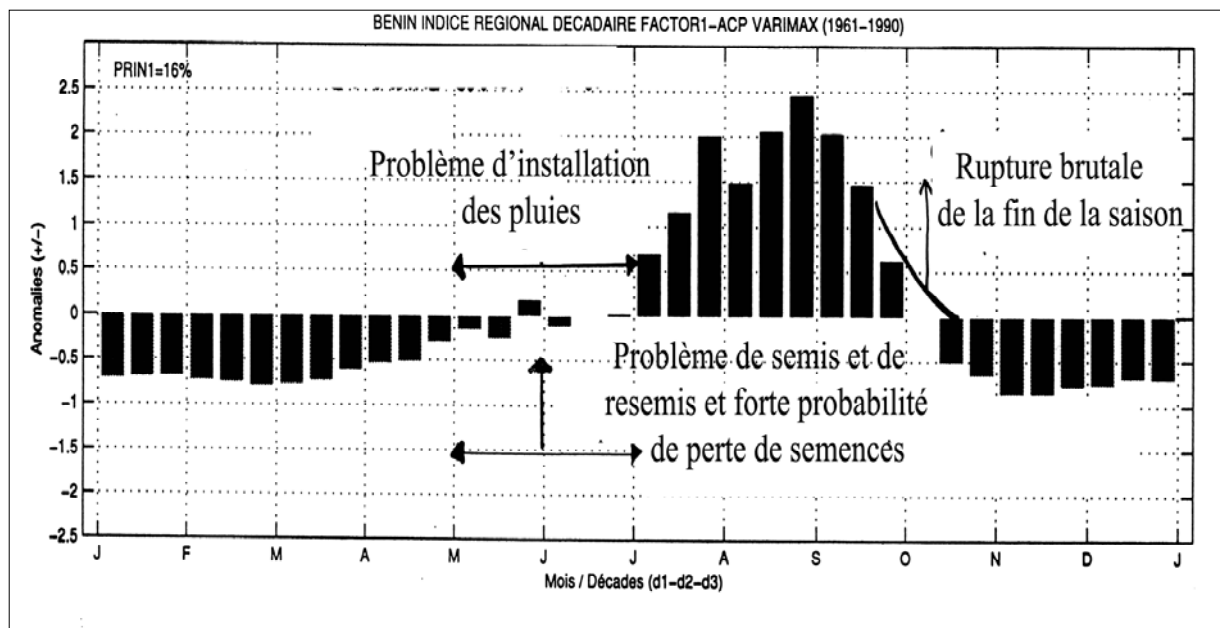


Figure 1 – Adaptation variétale et cycle pluviométrique. CPI de l'ACPR avec rotation Varimax des données décadaires moyennes de la pluviométrie (16% de la variance expliquée) : une seule variété de maïs s'adapte à ce mode.

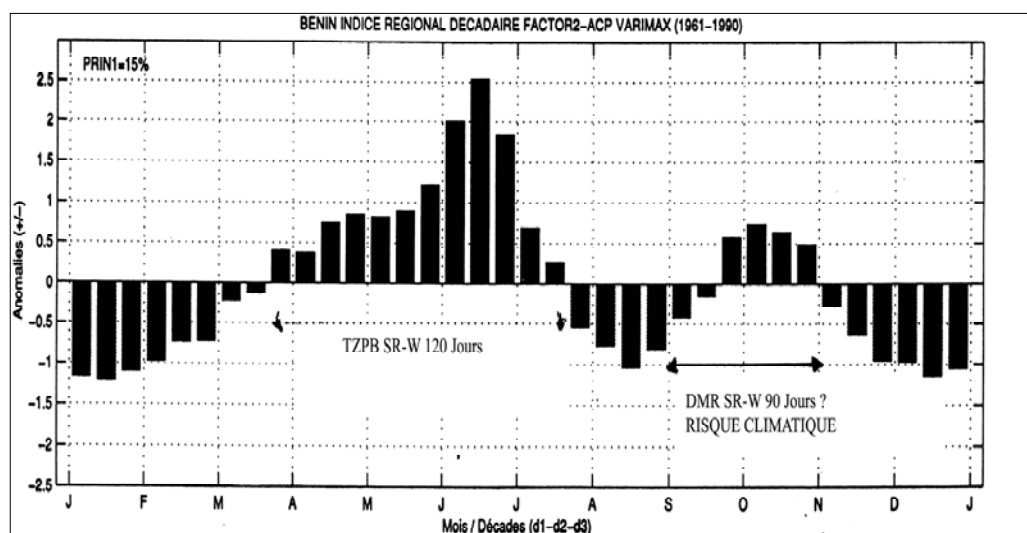


Figure 2 – Pluies décadaires et calage de deux variétés de maïs. CP2 de l'ACPR avec rotation Varimax des données décadaires moyennes de la pluviométrie (15% de la variance expliquée)

En effet, on note une modification des régimes pluviométriques qui rend vulnérable les champs pluviométriques maïsicoles (tableau 1). Entre 6 et 8°N, la deuxième saison culturale centrée en octobre novembre connaît une diminution significative de son potentiel pluviométrique. La petite saison sèche anormalement pluvieuse rend vulnérable la récolte de la grande saison des pluies (tableau 1).

Effectivement, la petite saison des pluies (PSP) en milieu béninien est caractérisée par une baisse du total pluviométrique significative au seuil de 1% au cours de la période 1961-1990 (tableau 1). Cette saison est marquée par une mobilité du maximum pluviométrique qui est passé d'octobre à septembre. La récession d'août, ou petite saison sèche (PSS) est caractérisée par une hausse de 29 % de sa pluviométrie durant la période 1961-1990 : l'arrêt momentané de la saison des pluies au sein de la saison de mousson tend à disparaître. La petite saison pluvieuse tend à s'unifier avec la grande saison des pluies (tableau 1). Les maxima de la

seconde saison pluvieuse des années 1931 à 1960 sont significativement supérieurs à ceux des années 1961-1990.

Tableau I – Fluctuation des régimes pluviométriques moyens au Bénin entre les périodes 1961-1990 ; 1931-1960 (significativité des résultats aux seuils de 1 et 5 % selon le Test de Student)

STATIONS	J	F	M	A	M	J	Jt	At	S	O	N	D	
CLIMAT BENINIEN													
				GSP			PSS		PSP				
ABOMEY	-		-	+	-	+	+	+	+	-	-	-	
ADJOHOUN	-	-	-	+	+	+	+	+	+	-	-	+	
ALLADA	-	-	-	-	-	-	+	+	-	-	-	-	
APLAHOUE	-	-	-	+	-	+	+	+	-	-	-	-	
POBE	-	-	-	+	-	+	+	+	+	-	-	-	
OUIDAH	-	-	-	+	-	+	+	+	+	-	-	-	
PORTO-NOVO	-	-	-	-	-	+	+	+	+	-	-	+	
ZAGNANADO	-	-	-	+	-	+	+	+	+	-	-	-	
SAVE	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	
CLIMAT SOUDANIEN													
				USP									
KANDI		+	-	+	+	+	+	-	-	-	-	+	
PARAKOU	+	-		+		+	+	+	-	-	-	+	
BEMBEREKE	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	

	Significativité au seuil de 5%
	Significativité au seuil de 1%
GSP	Grande Saison des Pluies, Mousson d'été
PSS	Petite Saison Sèche, ou Récession d'Août
PSP	Petite Saison des Pluies
USP	Unique Saison des Pluies

En milieu soudanien, le cœur de la saison des pluies et surtout le mois de septembre sont marqués par une diminution significative au seuil de 1% des hauteurs pluviométriques entre 1961 et 1990 (tableau 1). Par ailleurs, on enregistre une forte variabilité d'ouest en est des séquences sèches dans le sud du Bénin. Le début de saison enregistre 12 à 60 % de séquences sèches ; le cœur de la saison est marqué par une fréquence aussi élevée de poches de sécheresse allant de 12 à 30 %. Dans la zone de déficit de la diagonale pluviométrique au sud-ouest, les poches de sécheresse préjudiciables aux stades phénologiques sont importantes et significatives plus que celles enregistrées au sud-est. Elles varient entre 60 et 75 % au début de la petite saison des pluies (PSP) et oscillent entre 30 et 45 % au cœur de la même saison. Cette multiplication de ces séquences sèches durant les saisons des cultures rend manifeste le risque pluviométrique préjudiciable au maïs qui nécessite 25 mm d'eau pendant la phase du semis et la phase végétative.

Dans l'ensemble, il existe au Bénin une péjoration climatique qui se traduit au pas de temps mensuel et saisonnier (Houndénou, Pérard 2003). Elle se manifeste par une modification du régime pluviométrique qui rend plus vulnérable les espaces maïsicoles. On note aussi une diminution très significative de la pluviosité pendant la petite saison des pluies (PSP) et dans une moindre mesure une faible significativité de la tendance à la baisse des précipitations au cours de la grande saison des pluies (GSP). A l'échelle annuelle, le champ pluviométrique connaît une baisse significative et continue des pluies depuis les années 1977 (figure non montrée) et une nette diminution du nombre de jours de pluies (figure non montrée).

Tableau 2 – Variation intra saisonnière des séquences sèches entre 6 et 8°N au Bénin de 1931 à 1990 durant la grande et petite saison des pluies

	GRANDE SAISON DES PLUIES (GSP) AVRIL-JUILLET			
Sud-est du Bénin	Découpages saisonniers	Début de saison	Cœur de saison	Fin de saison
	Fréquences	12 à 60%	12 à 30%	20 à 90%
	PETITE SAISON DES PLUIES (PSP) OCTOBRE-NOVEMBRE			
Sud-ouest du Bénin	Fréquences	60 à 75%	30 à 45%	60 à 97%

Cette péjoration climatique réduit sensiblement les besoins hydriques du maïs. D'une manière générale, l'indice de stress caractérise le sud du Bénin et existe 8 années sur 10. Sur la côte au sud-ouest dans la zone de la diagonale de déficit pluviométrique où le risque de déficit agroclimatique est élevé par rapport au sud-est, sur les plateaux de Pobè et dans la vallée de l'Ouémé à Adjohoun. A la période végétative, l'indice ETR/ETM (%) est inférieur à 30% pendant la période 1961-1990. A la floraison, dans la zone de diagonale de déficit pluviométrique, le risque de stress hydrique reste permanent. Au sud du pays, la culture du maïs de 90 jours est confrontée à un déficit hydrique à la fin du cycle quelles que soient les grandeurs fréquentielles avec des nuances mineures. D'une manière générale, le seuil référentiel de 80% de Dancette (1983) n'est pas atteint et le cultivar (DMR) de la deuxième saison est confronté à un déficit agroclimatique.

Conclusion

La dénudation des sols des milieux maïsicoles dont la conséquence est l'érosion évaluée à 19,4 T/an (Azontondé, 2000). Elle a entraîné l'appauvrissement des sols ferrallitiques, ferrugineux tropicaux, hydromorphes qui se sont acidifiés (Adanhomè, 2000). Cette situation pédologique dégradée associée à la forte variabilité climatique caractérisée par les modifications notables des régimes pluviométriques et les poches de sécheresse au cœur des deux saisons pluviométriques expose les espaces maïsicoles du sud Bénin à la vulnérabilité.

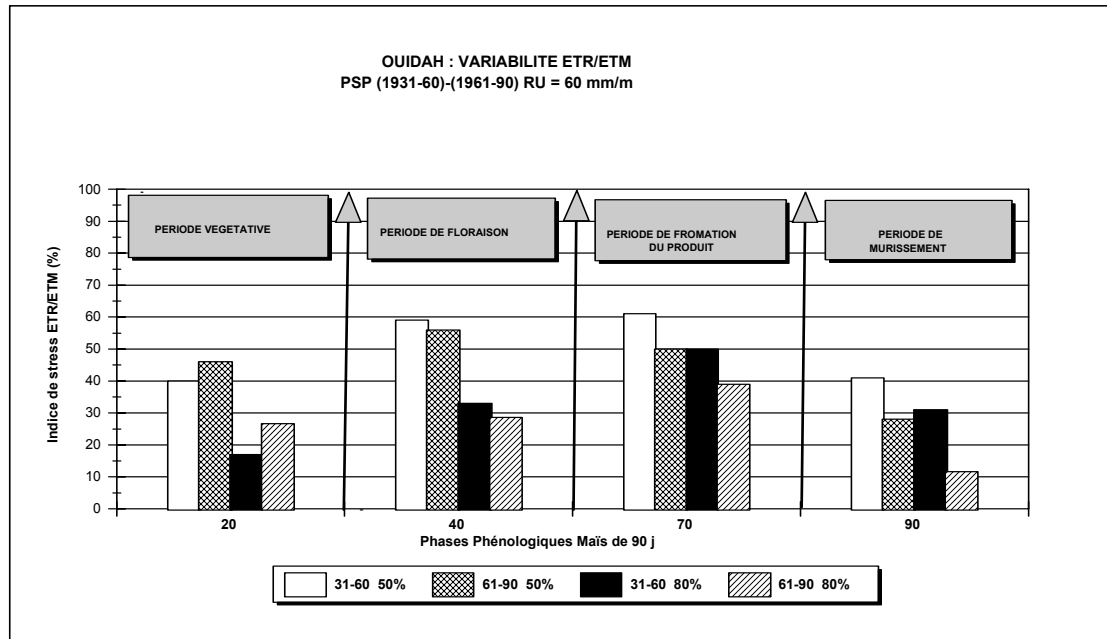


Figure 3 – Situation agroclimatique d'un maïs de 90 jours à Ouidah au cours de la petite saison pluvieuse au sud du Bénin durant les périodes 1931-1960 et 1961-1990.

Légende : Les histogrammes en blanc concernent la période 1931-1960, 5 années/10 ; les histogrammes en losange présentent la situation agroclimatique 5 années /10 sur la période 1961-1990 ; Les histogrammes en noir illustrent la situation agroclimatique 8 années/10 ; les histogrammes en barre oblique indiquent la situation agroclimatique dans 80% des cas sur la période 1961-1990)

Bibliographie

- ADANHOUME J., 2000 : Pollution des sols, eaux superficielles et souterraines par les engrais chimiques. Possibilités dans quelques départements de la République du Bénin. *Mémoire de DEA*. EDP Université d'Abomey-Calavi,, 62 p.
- AZONTONDE H.A, 1991 : Propriétés physiques et hydrauliques des sols du Bénin. In *Soil Water Balance in the sudano-sahelian Zone* (proceedings of the Niamey Workshop, February. IAHS Publ. N° 199, 1991.
- DANCETTE C., 1983 : Estimation des besoins en eau des principales cultures pluviales en zone soudano sahélienne. In *l'Agronomie Tropicale* 31 (4), pp. 281-293
- FAO, 1975 : Réponses des rendements à l'eau. *Irrigation and drainage*, n° 23.
- HOUNDENOU C. PERARD J., 2003 : Variabilité pluvieuse et mutations socio-économiques dans le sud du Bénin en Afrique de l'ouest. In *l'homme et l'Environnement, histoire des grandes peurs et géographie des catastrophes*. Edition de l'Université de Bourgogne. p. 187-199.

Variabilité climatique et pathologie dans le département du Mono (Bénin, Afrique de l'ouest)

Christophe S. Houssou¹, Expédit W. Vissin^{1,2}, Jocelyne Pérard²

¹ Laboratoire d'Étude des Climats, des Ressources en Eau et de la Dynamique des Écosystèmes, Université d'Abomey-Calavi
Cotonou, Bénin
houssoucs@yahoo.fr, exlaure@yahoo.fr
² Centre de Recherche de Climatologie, Université de Bourgogne
perardj.@u-bourgogne.fr

Résumé : La variabilité du climat 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.

Mots-clés : indices bioclimatiques, paludisme, maladies diarrhéiques, Bénin.

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.

Key Words: bioclimatic indices, paludism, diseases diarrheal, Benin

Introduction

La variabilité climatique influence tous les autres éléments du milieu dont l'Homme. En effet, lorsqu'on envisage les relations de l'Homme avec son milieu de vie, les différents rapports sont des liens d'étroite dépendance. 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 met en relief les rapports existant entre certains paramètres climatiques et la santé des populations. Cet intérêt vient du fait que les populations y sont demeurées très sensible puisqu'elle notait déjà, mais de façon empirique, que le temps conditionne le paysage épidémiologique.

I. Présentation du domaine d'étude

Situé au Sud-Ouest de la République du Bénin, le département couvre une superficie de 1605 km² et est composé de six (06) communes que sont : Athiémé, Bopa, Comé, Grand-Popo, Houéyogbé et Lokossa. Le département du Mono jouit d'un climat de type subéquatorial avec une succession de quatre saisons, une pluviométrie variant entre 850 et 1 160 mm, une température moyenne pouvant atteindre 27,9°C, une humidité relative et une insolation annuelle moyenne de 2024 h/an. Ce département compte, au troisième Recensement Général de la Population et de l'Habitation (RGPH)₃ de Février 2002, une population totale de 360 037 habitants dont 174 977 hommes contre 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).

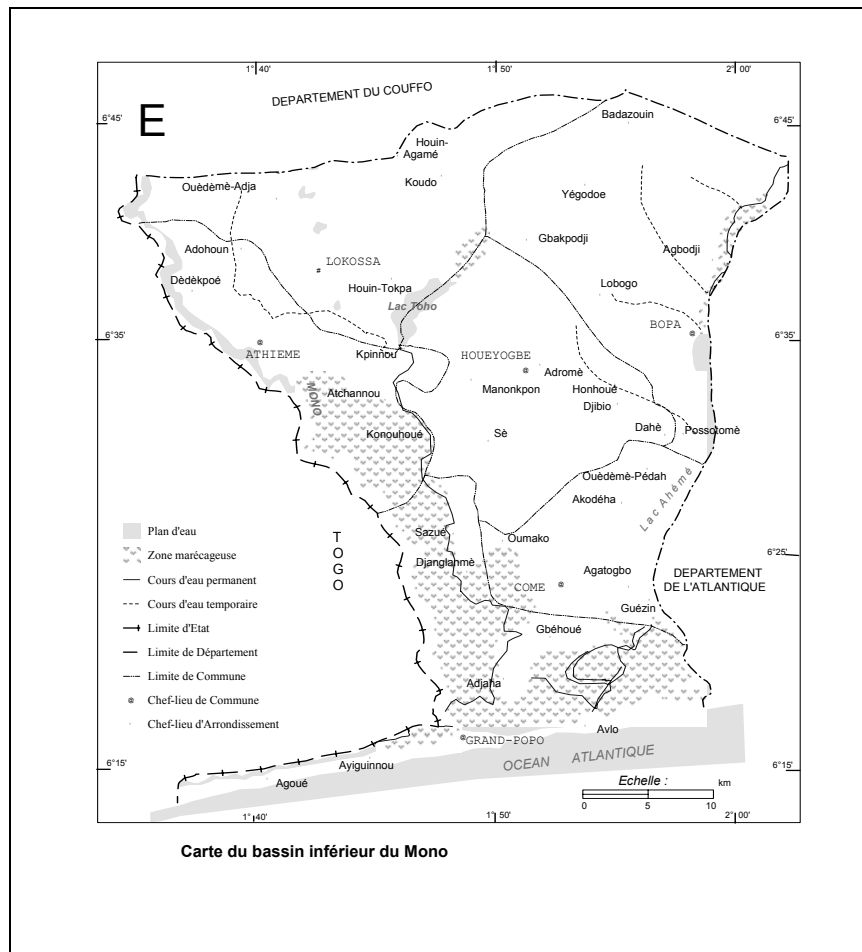


Figure 1 – Localisation du Mono

2. Données et Méthodes

Ce sont les données climatologiques fournies par le Service National de climatologie (SNC) de l'ASECNA et des statistiques de certaines pathologies recueillies à la Direction Départementale (DDS) de la Santé du Mono-Couffo.

2.1. Considérations sur les données

Les données climatologiques sont relatives à la température minimale et maximale, à l'humidité relative maximale, minimale et moyenne, l'insolation et la vitesse du vent de 1990 à 2003 dans la station synoptique de Cotonou. Les données des pathologies concernent le nombre de cas de paludisme et d'affections intestinales (maladies diarrhéiques).

2.2. Méthodes

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).

Il se formule comme suit :

$$K = (10,45 - v + 10\sqrt{v})(33 - T)$$

où v : vitesse du vent en m/s

T : température sèche mesurée en $^{\circ}\text{C}$

et se donne en Kcal/m^2 ou en Watt/m^2 tel que $1 \text{ Kcal/m}^2/\text{h} = 1,16\text{W/m}^2$

La plage d'ambiances définie par les auteurs se présente comme suit :

- $K > 600 \text{ Kcal}$ (696W/m^2), on a une ambiance froide.
- $300 < K < 600 \text{ Kcal}$ (348W/m^2), ambiance relaxant, confortable,
- $150 < K < 300\text{Kcal}$, ambiance chaude plus ou moins supportable,
- $0 < K < 150 \text{ Kcal}$, ambiance très chaude inconfortable.
- $K < 0 \text{ Kcal}$, ambiance torride.

Il est choisi un seuil de $150 \text{ Kcal/m}^2/\text{h}$ soit 174W/m^2 en dessous de cette valeur de K l'inconfort est total et l'air ambiant ne peut enlever au corps la chaleur qu'il emmagasine. Et dès que la valeur est négative, le milieu ambiant apporte chaleur à l'organisme et a désormais un pouvoir « réchauffant ».

Les études de corrélations entre certains paramètres climatiques (pluie, température, humidité) et les pathologies dominantes de la localité sont réalisées.

3. Présentation des résultats et analyse

3.1. Variabilité des paramètres climatiques

Les figures 2a et 2c montre que les hauteurs de pluie 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 par croître pour atteindre ses plus grandes valeurs en juin, juillet et août- septembre. Ses valeurs les plus basses sont atteintes dans les mois de 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).

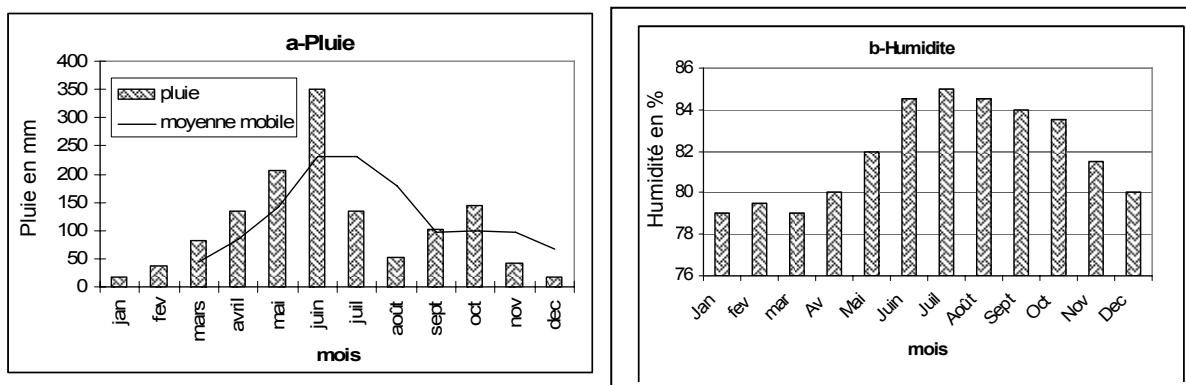


Figure 2 – Variabilité saisonnière des paramètres climatiques

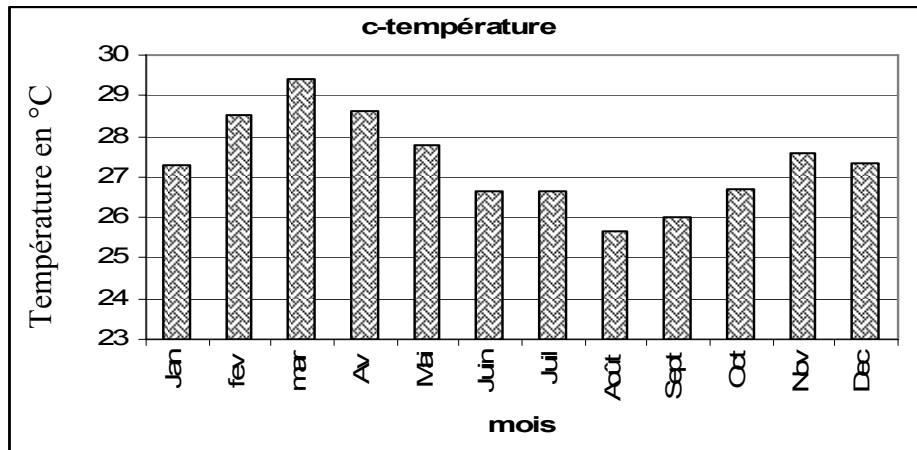


Figure 2 – Variabilité saisonnière des paramètres climatiques (suite)

3.2. Le climat, source de confort et d'inconfort

La figure 3 exprime le pouvoir réfrigérant de l'air à l'heure du minimum thermique (dans la matinée) dans le Mono. Il fait chaud mais une chaleur supportable avec une thermolyse qui s'effectue normalement.

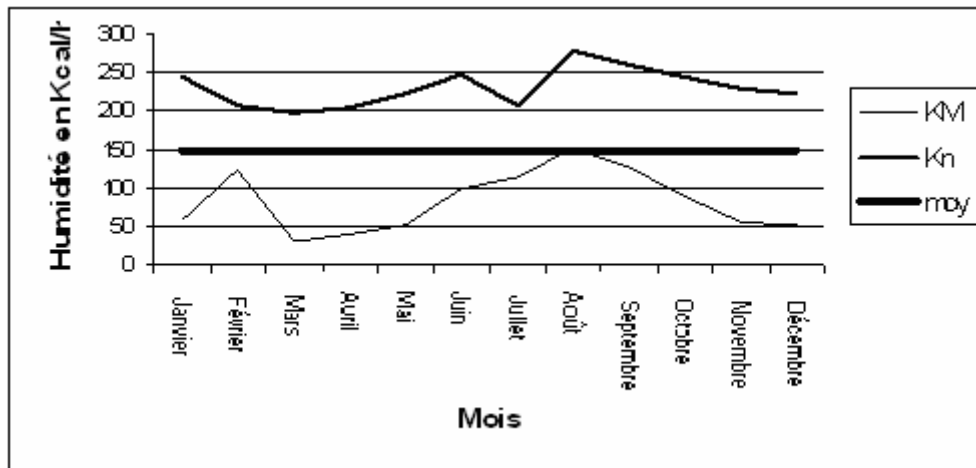


Figure 3 – Pouvoir réfrigérant de l'air à l'heure du minimum et du maximum thermique au Mono

3.3. Etude des relations entre paramètres climatiques et pathologies

Le paludisme est une affection dont les agents pathogènes sont très exigeants. Il s'agit dans cette étude de trois principales exigences écologiques : la température, l'humidité relative, l'eau stagnante et claire.

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 chute. L'augmentation du nombre de cas en période de pluies serait due à la multiplication des gîtes lavaires 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).

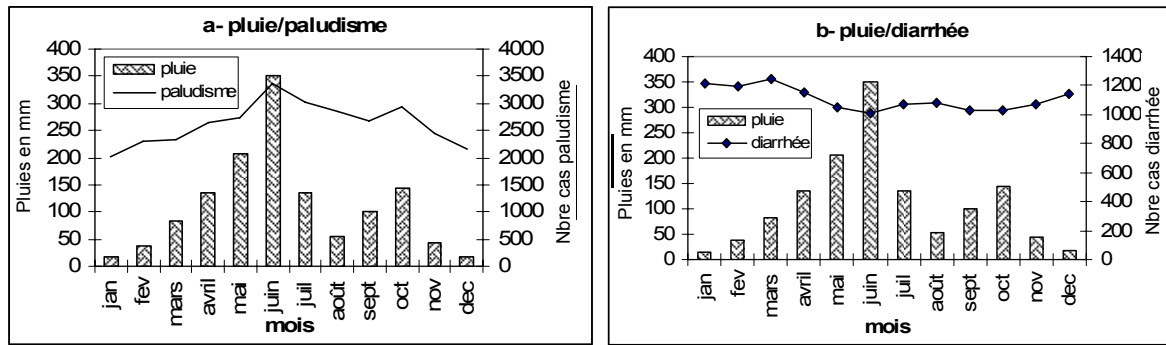


Figure 4 – Evolution pluie/paludisme et pluie/maladies diarrhéiques

Le nombre de cas de paludisme ne présente 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 gîtes 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).

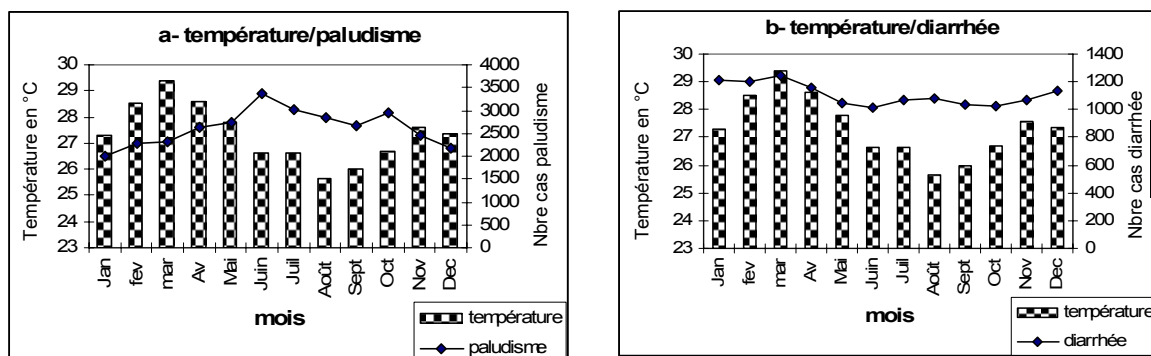


Figure 5 : Evolution température/paludisme et température/maladies diarrhéiques

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 satisfait 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.

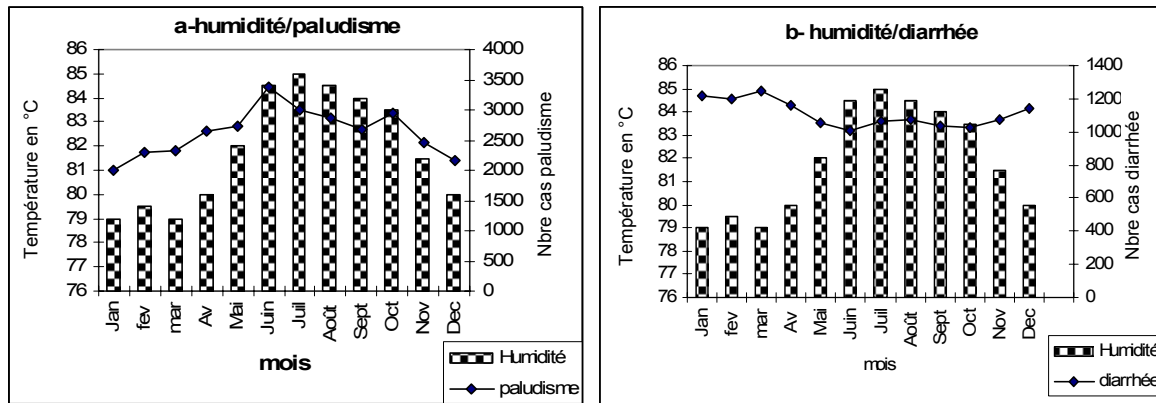


Figure 6 : Evolution humidité/paludisme et humidité/maladies diarrhéiques

L'étude des corrélations pluie/paludisme, pluie/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 abas pluviométriques, 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 pluie/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 faits 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), traduit une évolution normale des deux facteurs avec une corrélation très significative (Boko, 1989).

Conclusion

La présente étude a montré l'implication du climat dans 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 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 ESCOUROU Dijon GIR climat et santé, 97 – 114.

La perception des risques météo-hydrologiques Le cas des inondations de septembre 2005 dans la vallée de la Prahova (Roumanie)

Gabriela Ioana-Toroimac^{1,2}, Liliana Zaharia², Gérard Beltrando³

1 Universités des Sciences et Technologies de Lille
Villeneuve d'Ascq, France
g.ioana-toroimac@ed.univ-lille1.fr

2 Université de Bucarest, Faculté de Géographie
Bucarest, Roumanie
zaharia@geo.unibuc.ro

3 Université Denis Diderot (Paris VII) UMR PRODIG du CNRS
beltrando@paris7.jussieu.fr

Résumé : L'article présente d'abord le contexte météorologique et hydrologique du mois de septembre 2005 dans la vallée de la Prahova, et notamment dans sa partie inférieure qui a été affectée en 2005, par les inondations les plus graves des dernières décennies. Quelques résultats d'une enquête sur la perception du risque d'inondations, réalisée sur un échantillon de 50 personnes, dans une commune de la vallée inférieure de la Prahova (Gherghita), sont présentés ensuite. Cette commune a été fortement affectée par les inondations de septembre 2005 et par d'autres inondations antérieures. Les résultats de cette enquête obtenus mettent en évidence une faible vulnérabilité sociale face à ces événements extrêmes. Ils devraient permettre aux responsables de l'aménagement, une meilleure prise en compte de cette vulnérabilité et pourraient aider à une meilleure gestion locale des ces événements.

Mots-clés : risques hydrologiques, perception du risque, vallée de la Prahova.

Abstract: The article presents, in its first part, the weather and hydrological context of September 2005 when the valley of Prahova, and in particular its lower part, was affected by the most serious floods of the last decades. Some results of an investigation on the perception of the risk of floods, realized in a commune of the lower valley of Prahova (Gherghita), strongly affected by the floods of September 2005 and also by other former floods. The results obtained show the low social vulnerability to these extreme events. They should allow the authorities a better local management as of the these events.

Key Words: hydrological risks, perception of the risk, Prahova Valley.

Introduction

La catastrophe est liée, d'un part, à l'intensité de l'aléa concerné ; d'autre part, à la vulnérabilité de la société qui se manifeste par sa capacité de redressement psychologique et matérielle. La perception du risque par la population joue un rôle important dans sa gestion et pour la sécurité publique, elle est donc le résultat des relations entre la réalité et les préjugés de la population en un lieu donné. Par conséquent, elle dépend des valeurs sociales et de la mémoire des habitants face aux phénomènes extrêmes antérieurs. La perception s'exprime par l'opinion des personnes concernées et elle détermine une certaine attitude qui se manifeste par le comportement (Armas *et al.*, 2003).

Durant l'année 2005, la majorité du territoire de la Roumanie a été affectée à plusieurs reprises, par de forts événements météorologiques et hydrologiques dommageables qui se sont succédé à peu près tous les mois (Zaharia, 2006). Ceux de septembre, qui se sont manifestés principalement dans la partie centrale-sud du pays, sont évoqués ici.

Cet article présente d'abord le contexte météorologique et hydrologique général de la vallée de la Prahova, un axe économique et de transport de premier ordre, relativement vulnérable aux phénomènes hydro-météorologiques extrêmes. L'analyse se focalise ensuite sur le mois de septembre, un mois «atypique» du point de vue hydro-météorologique, car la région a été affectée par de très fortes pluies qui ont été à l'origine des crues et d'inondations

dommageables. Ces événements sont de fréquence rare pour ce mois, caractérisé habituellement par des précipitations et débits liquides faibles. La dernière partie de l'article porte sur l'analyse de la perception de la population d'une commune située au bord de la Prahova inférieure face aux phénomènes hydro- météorologiques extrêmes (principalement des inondations) afin d'estimer sa vulnérabilité sociale.

I. La vallée de la Prahova : une région relativement vulnérable aux risques météorologiques et hydrologiques

La vallée de la Prahova est le plus important axe transcarpatique de la Roumanie qui assure la liaison entre la partie méridionale et centrale du pays. Sur 193 km de long, la Prahova traverse du nord au sud les Carpates, les Subcarpates et le nord de la Plaine Roumaine en débouchant dans le collecteur Ialomita (figure 1). Cette vallée concentre environ 150 000 d'habitants et l'activité économique y est essentiellement industrielle (pétrochimie, mécanique) et touristique (sports d'hiver) dans sa partie supérieure (nord), agricole et rurale dans la saprtie méridionale. De part son importance socio-économique, la vallée de la Prahova présente une vulnérabilité élevée face aux risques d'inondations. Cette vulnérabilité est plus importante dans les secteurs où les constructions et les activités économiques se sont développés dans le lit majeur et dans la plaine inondable. C'est notamment le cas des secteurs collinaires et de plaine (Sud), où l'homme a construit des habitations et des usines, parfois sur des remblais recouvrant le lit majeur d'inondation, et plus au sud des terrains agricoles aménagés près du cours d'eau.

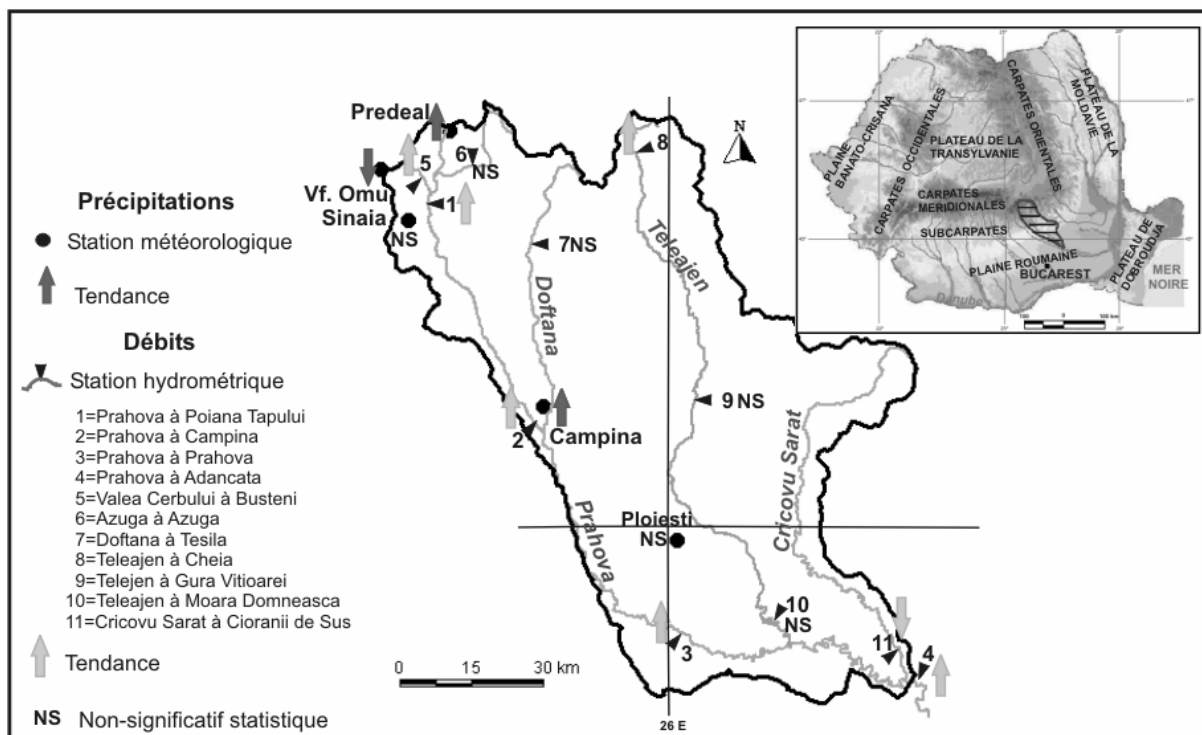


Figure 1 – Localisation du bassin versant de la Prahova (en haute à droite), réseau des stations météorologiques et hydrométriques analysées (n° 1 à 11) et tendances hydroclimatiques (flèches) en septembre 2005

2. Particularités pluviométriques et hydrologiques de la vallée de la Prahova

La vallée et le bassin versant de la Prahova présente une répartition pluviométrique imposée principalement par l'altimétrie et l'exposition générale avec une ouverture méridionale du relief. Cette répartition a été mise en évidence sur la base des données du réseau des cinq stations météorologiques, appartenant à l'Administration Nationale de Météorologie (ANM) (figure 1). Dans la région montagneuse, les moyennes des précipitations annuelles (pour la période 1961-2000) varient de 1 000 mm à Vf. Omu (2 504 m d'altitude), à 943 mm à Predeal (1090 m d'altitude). A la station de Campina (461 m d'altitude), dans la région collinaire, les précipitations moyennes sont de 720 mm, tandis que dans la plaine, à Ploiesti, elles sont de 625 mm. Le régime mensuel des précipitations présente un maximum dans l'intervalle mai-juillet. Les mois les moins arrosés sont ceux d'automne et d'hiver (figure 2 A). Les précipitations maximales quotidiennes ont atteint à Campina 112 mm (le 2 juillet 1975 et le 22 juin 1979).

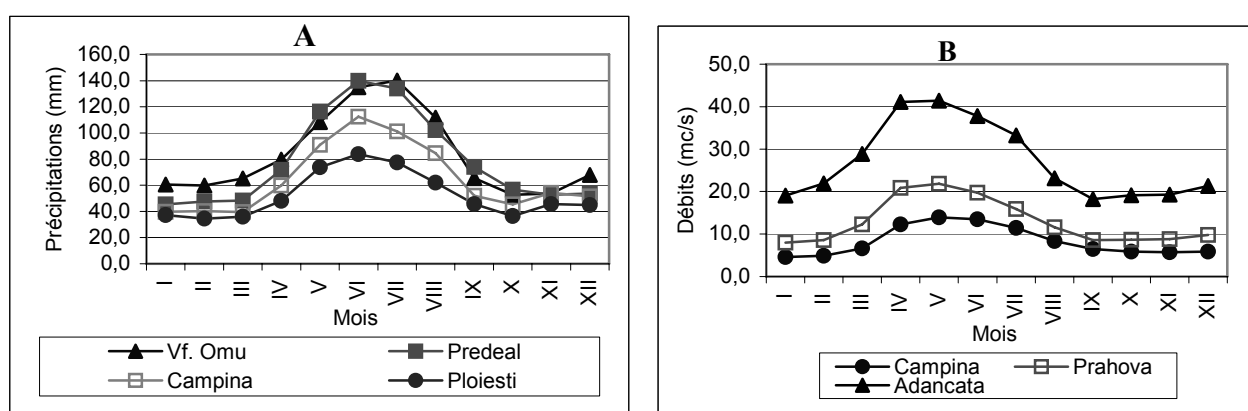


Figure 2 – Régime mensuel des précipitations de (A) et des débits liquides moyens de (B) pour les stations météorologiques et hydrométrique de la vallée de la Prahova (1961–2000) (d'après les données de l'ANM et de l'INHGA)

La Prahova draine un bassin versant de 3738 km² et possède un débit module à l'exutoire (station hydrométrique d'Adancata) de 27 m³/s, équivalent à un débit spécifique de 8 l/s.km². Son régime hydrologique reflète assez bien celui de la pluviométrie. La figure 2 B montre que les débits moyens les plus élevés caractérisent les mois d'avril et de mai, tandis que les plus réduits se produisent en automne et en hiver.

L'origine des crues sur la vallée de la Prahova est majoritairement pluviale. Ces crues surviennent le plus fréquemment en été et au printemps. Les plus importantes en terme de débit ont été enregistrées à Campina en juillet 1988 (369 m³/s) et 1975 (340 m³/s). Dans la plaine, à Adancata, les plus grandes crues ont eu lieu en juillet 1975 (1200 m³/s) et en août 1997 (740 m³/s) (données de l'INHGA). Ces crues ont engendré de graves inondations.

3. Septembre 2005 – un mois «atypique» du point de vue hydro-climatique

Le mois de septembre se caractérise habituellement par des précipitations et des débits relativement faibles : 7 % du cumul des précipitations annuelles à Campina, 6 % du volume moyen d'eau écoulé à la station hydrométriques de Campina. Pour la vallée inférieure, c'est d'ailleurs le mois qui enregistre en moyenne les plus faibles volumes d'eau écoulée.

L'analyse de la variabilité temporelle des paramètres hydro-climatiques (précipitation et débits moyens) en septembre, réalisée par la méthode de régression linéaire simple sur l'ensemble du bassin versant de la Prahova, met en évidence une tendance générale à la hausse des 2 paramètres. Selon le test statistique de Mann- Kendall, la tendance à la hausse des débits moyens est significative pour toutes les stations hydrométriques situées sur la Prahova. Quant aux précipitations, cette tendance n'est pas statistiquement significative à Predeal et à Campina. Pour les hautes altitudes, il y a une tendance significative à la baisse au Mont Omu, tandis qu'aux autres stations météorologique (Sinaia et Ploiesti), la tendance à la hausse observée n'est pas significative (figure 1).

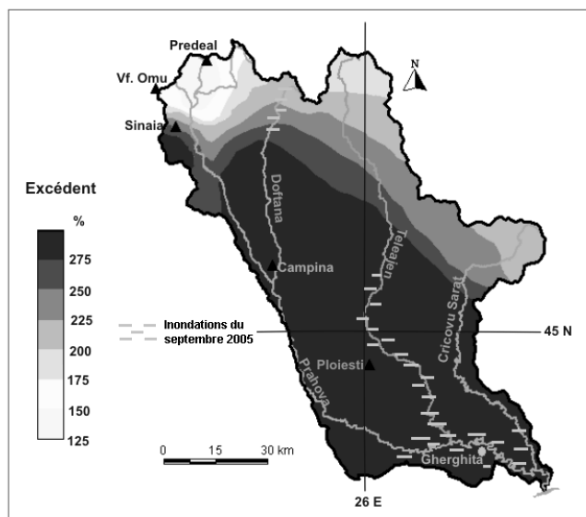


Figure 3 – Ecarts à la moyenne (1961 – 2000) de la pluviométrie et aires affectées par des inondations en septembre 2005, dans le bassin versant de la Prahova (d'après M.E.G.A., 2006, modifiée).

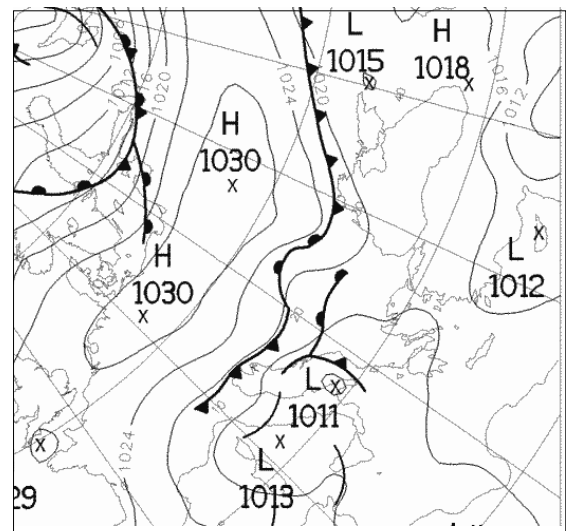


Figure 4 – Situation synoptique en surface sur l'Europe le 19.09.2005 à 00 h UTC (<http://www.wetterzentrale.de/topkarten/fsfaxbra.html>)

En septembre 2005, les écarts pluviométriques à la moyenne dans le bassin versant de la Prahova, ont été du 2,5 fois supérieurs à la normale (1961-1990) pour à peu près 2/3 de sa surface (figure 3). Le secteur inférieur a reçu des quantités de précipitations jusqu'à 200-250 mm, tandis que la normale pour ce mois est inférieure à 60 mm. Les plus fortes pluies sont tombées entre le 19 et le 21 septembre, période caractérisée par le passage de perturbations provenant de la Méditerranée orientale (figure 4). A Sinaia, on a enregistré 218 mm, à Campina 143 mm et à Ploiesti, 144 mm. Il est tombé en 24 heures 60-80 mm (INHGA, 2006).

La rivière Prahova et ses affluents principaux ont atteint de forts débits maximums : la station de Prahova a enregistré 660 m³/s, débit jamais atteint depuis le début des mesures (1960) et à Adancata, avant l'embouchure, le débit a atteint 912 m³/s, deuxième pic de la série chronologique de cette station qui débute en 1927 (le débit historique de 1200 m³/s a été enregistré à Adancata, en juillet 1975). Les statistiques de la période 1961-2000 montrent que,

parmi les débits de pointe annuels de la Prahova inférieure, seulement un s'est produit en septembre (1989 à la station de Prahova), mais il n'a pas engendré de crue (Zaharia, 2002). Ce fait montre le caractère tout à fait « atypique » du mois de septembre 2005.

Ces débits très élevés ont été à l'origine des crues et des inondations qui ont affecté les communes le long de la vallée, en particulier celles situées dans la région de plaine. Les inondations du 21 au 30 septembre 2005 de la confluence Prahova-Ialomita ont affecté 33 villages et 745 maisons, environ 95 000 ha de terrains agricoles et une partie importante du réseau de transport a subi des détériorations (Ministère de l'Environnement et de la Gestion des Eaux, MEGE, 2006).

4. La perception du risque- facteur de vulnérabilité sociale

La perception du risque, exprimée par des opinions, attitudes et des comportements relatifs aux phénomènes liés à la nature, est un élément indiquant la vulnérabilité de la société. Nous avons analysé la perception du risque d'inondations sur la base d'une enquête réalisée dans la commune de Gherghita, située au bord de la Prahova inférieure, au niveau de la plaine inondable et de sa terrasse. Le but de cette enquête était de connaître l'opinion publique face au risque d'inondation afin d'estimer la vulnérabilité sociale de cette communauté face à ces phénomènes.

La commune de Gherghita compte environ 4000 d'habitants et elle a un profil économique essentiellement agricole. Une partie de son territoire, située dans la plaine inondable, est vulnérable au risque d'inondations. Celles de septembre 2005, comme d'ailleurs d'autres inondations antérieures, ont produit d'importants dégâts matériels : 2 maisons complètement détruites, 82 abîmés dans une proportion de 70 %. L'eau a inondé 207 ha de pâturages et 180 ha cultivés au maïs, ainsi que 300 t de blé d'un grenier appartenant à une société commerciale. La digue de protection de rive gauche de la Prahova a été affectée sur 200 m de longueur (informations communiquées par la Mairie de Gherghita, le 29 septembre 2005).

L'enquête a été réalisée en février 2006 sur un échantillon aléatoire de 50 personnes d'âge différent, mais de catégorie socio-professionnelle proche (essentiellement des agriculteurs) et tous les habitants enquêtés vivent dans des maisons individuelles (type village-rue). La quinzaine de questions portait sur la manière dont les villageois perçoivent les causes et les particularités des inondations sur leur commune, sur la disponibilité de la population pour participer aux tâches collectives lors des périodes d'inondation, ainsi que ses sources principales d'information (média, presse, radio) pour être informé sur la prévention et la protection contre le risque d'inondation.

Les résultats de l'enquête montrent que la population est consciente du risque d'inondations. Les personnes interviewées ont classé les inondations comme les plus importants phénomènes naturels extrêmes qui affectent leur commune (les autres phénomènes cités sont dans l'ordre d'importance : l'excès d'humidité du sol (eau stagnante), les orages, la sécheresse et les tremblements de terre). Les personnes interviewées perçoivent une croissance de la fréquence des inondations pour la dernière décennie. Le sentiment d'exposition au risque a augmenté après les événements hydro-climatiques de l'année 2005, notamment ceux de septembre qui ont provoqué des dégâts importants.

La population connaît certains moyens de protection contre le risque d'inondation (s'approvisionner en l'eau et en aliments, protéger les habitations avec des sacs de sable et d'autres matériaux). Elle considère les mass-média, et en particulier l'audiovisuel, comme un bon moyen d'informations sur les prévisions hydro-météorologiques et sur les bulletins d'alerte de protection contre ces phénomènes.

L'enquête a proposé des exemples d'actions et outils d'information sur le risque d'inondation qui pourraient être utiles pour une meilleure prise en compte de la « culture de risque » : des rencontres informatives (conférences, débats), des séances d'information (type cours), des simulations pratiques, des documents imprimés distribués, des expositions. Dans l'ensemble, la population considère les actions d'information et de prévention très utiles (3/4 des personnes enquêtées seraient favorables pour participer à ce type de manifestations). Cette forte sensibilisation s'explique par le fait, qu'à Gherghita, la population subit fréquemment les inondations et que les mass-médias joue un rôle important dans la diffusion de l'information.

Les résultats de cette enquête par sondage, qui restent partiels, semblent indiquer une vulnérabilité sociale relativement faible de la communauté de Gherghita.

Conclusion

Les inondations de l'année 2005 dans la vallée de la Prahova – un axe socio-économique de premier ordre – sont responsables d'importants dégâts matériels et humains qui les classent parmi les plus graves et les plus dommageables des derniers 50 ans. C'est notamment la partie inférieure de la vallée qui a été affectée par de fortes inondations en septembre à la suite de nombreuses perturbations fortement instables sur la quasi-totalité du bassin versant. Ce sont des événements exceptionnels pour ce mois, caractérisé normalement par un déficit pluviométrique et hydrologique. Dans le cas de la vallée inférieure de la Prahova, la population conscientise le risque d'inondation et son expérience antérieure représente un avantage qui la rend moins vulnérable à ces phénomènes extrêmes.

Bibliographie

- ARMAS I., DAMIAN R., SANDRIC I., OSACI-COSTACHE G., 2003. *Vulnerabilitatea versantilor la alunecari de teren in sectorul subcarpatic al vaili Prahovei*. Editura Fundatiei Romania de Maine, Bucuresti, 207 p.
- IOANA-TOROIMAC G., 2005. Riscul la inundatie si perceptia lui pe valea superioara a Buzaului. *Comunicari de Geografie, IX*, Editura Universitatii din Bucuresti, Bucuresti, 333-337
- STANESCU V.A., DOBROT R., 2002. *Masuri nestructurale de gestiune a inundatiilor*. Editura HGA, Bucuresti, 341 p.
- ZAHARIA L., 2002. *Régionalisation des débits de pointe des bassins versants de la courbure de l'Arc carpatique (Roumanie)*. Travail de diplôme, Lausanne, 120 p.
- ZAHARIA L., IOANA-TOROIMAC G., RUSU S., CHIRILA G., 2005. Variation du climat et érosion dans la région de la Courbure de l'Arc Carpatique (Roumanie). *Actes du XVIII^e Colloque International de Climatologie*, 147-150
- ZAHARIA L., BELTRANDO G., NEDELICU G., BORONEANT C., IOANA-TOROIMAC G., 2006, Les inondations de 2005 en Roumanie : une année atypique ? *Actes du XIX^e colloque de l'AIC* (dans cet ouvrage).
- * * * 2006. *Raport privind efectele inundatiilor si fenomenelor meteorologice periculoase produse in anul 2005*. Ministere de l'Environnement et de la Gestion des Eaux (MEGE), Bucuresti, 40 p.

Le stress bioclimatique au froid en Roumanie

Nicoleta Ionac, Sterie Ciulache

Faculté de Géographie, Université de Bucarest, Roumanie
nicoleta@geo.unibuc.ro ; ciulaches@geo.unibuc.ro

Résumé : Ce travail se propose de mettre en évidence les principales aires de stress bioclimatique au froid en Roumanie, sur la base de l'analyse du régime et de la répartition de quelques indicateurs climatiques spécifiques, tels l'indice du pouvoir de refroidissement du vent et l'indice hivernal de Scharlau. En utilisant les valeurs moyennes mensuelles de la température ($^{\circ}\text{C}$), de l'humidité de l'air (%) et de la vitesse du vent (m/s) pour 30 ans (1961-1990), obtenues de 114 stations météorologiques réparties sur l'ensemble du pays, nous avons calculé les valeurs spécifiques pour la saison froide (novembre-mars), valeurs qui nous ont permis d'avoir une image de l'intensité et de la répartition spatiale des aires de stress bioclimatique. Les résultats obtenus, dont les valeurs ont été confrontées aux échelles globales unanimement acceptées, montrent que le risque bioclimatique au froid augmente généralement avec l'accroissement de l'altitude, mais qu'il est aussi influencé de manière importante par le type de circulation générale au-dessus de l'Europe.

Mots-clés : Indicateurs bioclimatiques, stress hypothermique, aires de risque, Roumanie.

Abstract: The present study on the bioclimatic cold stress in Romania analyzes the time and space distribution of some specific bioclimatic indices, such as The Wind-Chill and the Winter Scharlau Index, revealing the main areas of bioclimatic risk due to cold exposure in Romania. By using the monthly mean values of air-temperature ($^{\circ}\text{C}$) and humidity (%) or wind-speed (m/s) obtained from 114 weather stations all over Romania, for a period of 30 years (1961-1990), we have calculated the corresponding specific values of the cold season (November-March), thus obtaining an extremely synthetic and suggestive image on the intensity and extension of bioclimatic risk areas due to overcooling in Romania. The results we have obtained, fully concordant with the unanimously accepted global approaches, clearly show that cold stress generally intensifies with increasing altitude but it is nevertheless, also largely influenced by the general circulation patterns over Europe.

Key Words: Bioclimatic indices, cold stress, risk areas, Romania.

Introduction

Le confort humain est directement lié au temps qu'il fait et aux conditions climatiques locales, qui peuvent diminuer ou augmenter la capacité vitale de l'homme. Malgré cela, une attention particulière devrait être accordée aux possibles influences négatives que les facteurs environnementaux en général, et les facteurs climatiques en particulier pourraient exercer sur l'organisme humain, non seulement par leur valeur absolue et par l'amplitude moyenne ou extrême de leur variation, mais aussi par leur répartition temporelle et spatiale. Ces influences sont exprimées, quantitativement, par des indices bioclimatiques. Ceux-ci constituent un moyen de faire prendre conscience à la population (en particulier aux catégories les plus vulnérables, personnes âgées et enfants), du risque d'exposition aux conditions météorologiques et climatiques extrêmes. Simultanément, les indices permettent d'instruire la population des modalités de protection à mettre en œuvre, au moins en ce qui concerne les vêtements. Dans ce contexte, le présent travail se propose de mettre en évidence les principales aires de stress bioclimatique au froid sur le territoire de la Roumanie, en analysant le régime et la répartition de quelques indicateurs bioclimatiques spécifiques pour la saison froide, tels que *l'indice du pouvoir de refroidissement de l'air* et *l'indice hivernal de Scharlau*. Il en ressort une vision synthétique de la répartition spatiale et de l'intensité du stress bioclimatique au froid. L'étude pourrait aussi servir à l'évaluation du potentiel touristique des différentes régions roumaines.

I. Données et méthodes

En utilisant les valeurs moyennes de la température ($^{\circ}\text{C}$), de l'humidité de l'air (%) et de la vitesse du vent (m/s) pour une période de 30 ans (1961-1990), en provenance de 114 stations météorologiques distribuées sur l'ensemble du pays, nous avons d'abord déterminé, sur la base de la méthodologie proposée par la NOAA (<http://www.srh.noaa.gov>), les valeurs du pouvoir de refroidissement du vent (W/m^2), qui exprime les pertes en calories de l'organisme humain, sous l'action

combinée de plusieurs processus physiques (radiation, convection, conduction et évaporation). Puis, en appliquant les formules proposées par Siple et Passel (1945), nous avons calculé les « températures équivalentes » (°C), de façon à cerner au plus près les sensations thermiques éprouvées lors de l'exposition aux conditions thermo-anémométriques ambiantes. Pour avoir ensuite une vision plus complexe du degré de confort/inconfort bioclimatique dû au froid, nous avons utilisé les formules proposées par Scharlau (1950) pour obtenir l'indice hivernal de Scharlau (en unités conventionnelles) et les températures critiques de l'air (°C) qui, en l'absence de vent, mais dans les conditions d'une certaine humidité atmosphérique, influencent le mécanisme de la thermorégulation humaine. Compte étant bien sûr tenu des limites d'applicabilité des formules en question, les valeurs des indicateurs bioclimatiques retenus concernent seulement les mois de la saison froide (novembre-mars). On peut en espérer une vision claire du niveau et de la répartition du risque bioclimatique dû au froid. Le calcul des indicateurs bioclimatiques s'est appuyé sur les formules mathématiques couramment utilisées au niveau mondial, en adaptant le système d'unités spécifique aux usages de la Roumanie – ce qui ne modifie en rien les résultats. Les aires de risque bioclimatique ont aussi été établies sur la base des échelles de variation unanimement acceptées pour les indicateurs en discussion, afin d'harmoniser les valeurs et les régionalisations nationales et internationales.

2. Résultats

Les résultats obtenus montrent que le risque bioclimatique au froid dépend de la position géographique et de l'altitude des stations, deux paramètres qui déterminent respectivement la variation latitudinale et altimétrique. Mais ce ne sont pas là les seuls facteurs qui influencent le climat de la Roumanie ; interviennent aussi les facteurs dynamiques liés au type de circulation générale de l'air au-dessus du pays. Les caractéristiques physiques et géographiques jouent également un rôle essentiel dans la diversification des conditions climatiques et, implicitement, bioclimatique de la Roumanie. Dans ce contexte, un rôle décisif revient aux Carpates.

Le territoire de la Roumanie s'étend sur moins de 5° de latitude (entre 43°37'07" et 48°15'06" N) et environ 10° de longitude (entre 20°15'44" et 29°41'24" E), ce qui correspond à une extension de presque 500 km en latitude et 700 en longitude. Le 45^{ème} parallèle N représente approximativement la limite du tiers méridional du pays, ce qui fait que les moyennes annuelles de la radiation globale n'ont qu'une variation faible en latitude (maximum de 15 W/cm²), mais plus importante en altitude (supérieure à 25 W/cm²). Le relief de la Roumanie influence considérablement les conditions climatiques, notamment par la forme des Carpates, en arc de cercle ouvert vers l'ouest-nord-ouest (ce qui impose à la fois la disposition concentrique des autres formes majeures de relief autour de cette chaîne de montagnes et la distinction de deux régions climatiques, interne et externe). L'orientation des principales chaînes montagneuses joue également (NW-SE pour les Carpates orientales, E-W pour les Carpates méridionales), face aux composantes majeures de la circulation atmosphérique générale. S'ajoutent à cela l'altitude et la variabilité locale de la morphologie, qui déterminent des différences spatiales importantes entre les paramètres météorologiques.

La barrière des Carpates exerce plusieurs effets climatiques : changements fréquents des trajectoires des cyclones mobiles et des vitesses des vents, amplification de l'activité frontale des masses d'air ascendantes et diminution sur les pentes descendantes, intensification des processus thermodynamiques dans les masses d'air ascendantes sur les versants exposés au vent, canalisation des masses d'air entrant en Transylvanie par l'ouest et le nord-ouest vers la courbure des Carpates au-dessus de laquelle ces masses d'air débordent en engendrant des effets de foehn vers le nord-est de la Plaine Roumaine (effet rencontré aussi dans d'autres régions, comme l'ouest des Subcarpates de l'Olténie et le couloir Turda-Alba Iulia-Deva qui sépare les Carpates méridionales des Carpates occidentales), blocage de l'invasion de l'air polaire continental de NE qui s'écoule par-dessus le

Plateau de la Moldavie vers la Plaine Roumaine, où il s'accumule en déterminant des inversions de température fréquentes et persistantes, etc. Malgré sa superficie qui dépasse 462 000 km² (environ deux fois la surface de la Roumanie), la Mer Noire joue un rôle climatique relativement faible, à cause principalement de la dominance de la composante W de la circulation générale de l'air au-dessus du pays. Il s'ensuit que l'influence modératrice, au moins du point de vue thermique, de la surface de la mer se manifeste uniquement sur une bande de 15 à 25 kilomètres le long du littoral. Toutefois, en hiver, l'eau cède à l'air une quantité importante de chaleur, ce qui fait que les températures moyennes mensuelles de l'air sont positives, au moins sur le secteur méridional du littoral roumain.

Le régime des conditions bioclimatiques et, notamment, leur répartition spatiale sont strictement liés à ceux du climat, reflétant ainsi les influences et les interactions multiples entre les différents facteurs en jeu. Cela est évidemment valable aussi pour les indicateurs climatiques analysés dans cette étude, qui met une fois de plus en évidence le rôle majeur du climat, tout à la fois, comme ressource et comme risque pour la santé humaine.

2.1. Pouvoir de refroidissement du vent (Wind-Chill Index)

L'indice du *pouvoir de refroidissement de l'air* (Pr), proposé par Siple et Passel (1945) à la suite d'une expérimentation effectuée en Antarctique en 1941, traduit principalement l'influence combinée que la température de l'air et la vitesse du vent exercent sur le bilan calorique de l'organisme humain. La formule initiale exprimait la température « réelle » (T_{pr}) que l'organisme humain perçoit dans des conditions thermo-anémométriques données, en partant de la prémisse que les mouvements de l'air intensifient l'évaporation à la surface de la peau et diminuent ainsi sa température :

$$T_{pr} = (33 + [(T_a - 33) \cdot (0,474 + 0,454\sqrt{v} - 0,0454v)])$$

où T_a = température de l'air (°C) et v = vitesse du vent (m/s). Comme cette formule ne peut s'appliquer que dans le cas où la température de l'air est inférieure à 11°C et où la vitesse du vent se situe entre 2 et 24 m/s, la NOAA a développé une autre formule, qui permet d'exprimer l'intensité de l'énergie calorique (W) que l'unité de surface corporelle perd par divers processus physiques (radiation, convection, conduction...) sous l'effet des conditions ambiantes :

$$Pr = (12,1452 + 11,6222\sqrt{v} - 1,16222v) \cdot (33 - T_a)$$

Le niveau et l'étendue des aires de risque bioclimatique dû au froid, exprimés à l'aide de cet indice, varient fortement d'une région à l'autre et d'un mois à l'autre. Généralement, les valeurs du pouvoir de refroidissement du vent augmentent avec l'altitude, mais cette règle n'est pas toujours respectée (fig. 1). Ainsi, en novembre, les valeurs de 800-1 000 W/m² (froid) caractérisent non seulement la région montagneuse, mais aussi le centre nord du Plateau moldave, soumis aux advections fréquentes de type scandinavo-baltique, déterminant une baisse importante de la température. C'est aussi le cas du Plateau de la Dobroudja, affecté par l'influence cumulée de l'air froid et de l'intensification du vent par l'action de l'anticyclone sibérien. En décembre, l'aire bioclimatique de « froid » couvre tout le pays, car l'air froid provenant de l'anticyclone sibérien (et qui imprime un bioclimat fortement froid dans les régions orientales) s'écoule dans la troposphère inférieure du NW au SE vers la dépression du bassin méditerranéen. Il y a toutefois certaines aires « abritées » (dans les Subcarpates Gétiques, le couloir de Mures, la partie ouest de la Transylvanie...) où les valeurs de l'indice analysé sont au-dessous des limites de risque (600-800 W/m²). En janvier, le stress bioclimatique s'accroît (1 000-1 200 W/m²) dans toute la moitié est du pays et au niveau des plus hauts sommets la peau court le risque de gel instantané (Pr > 1 200 W/m²), notamment quand la température est inférieure à -20°C. En février, cette situation se maintient, à l'exception des aires abritées des Subcarpates Gétiques où l'indice diminue à 600-800 W/m², reflétant des conditions bioclimatiques plus douces. Au début du printemps (mars), le type

de climat seulement frais s'étend dans tout l'espace intérieur de l'Arc Carpatique et déborde sur le centre-ouest de la Plaine Roumaine, à l'exception de quelques vallées où l'air froid persiste.

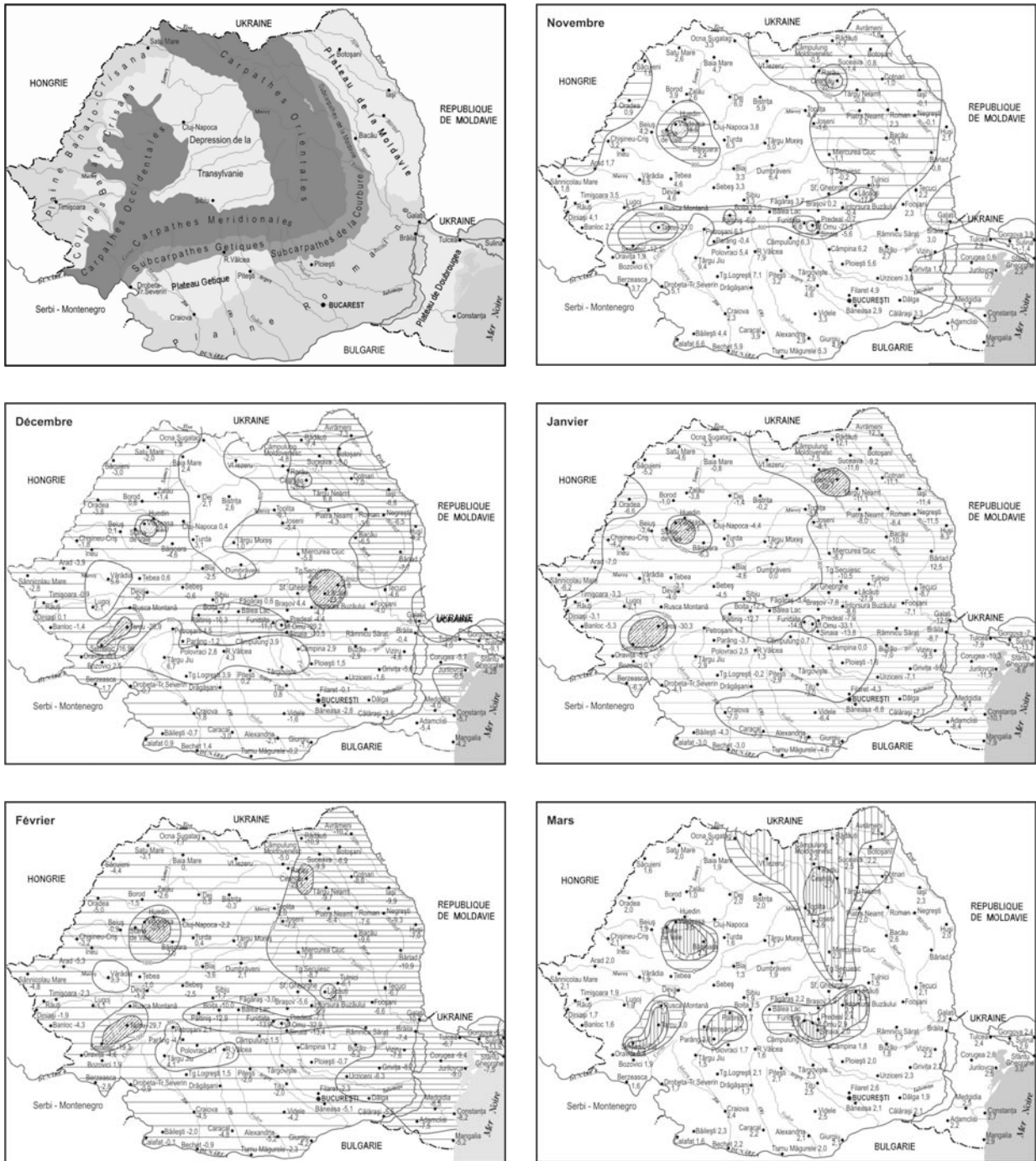
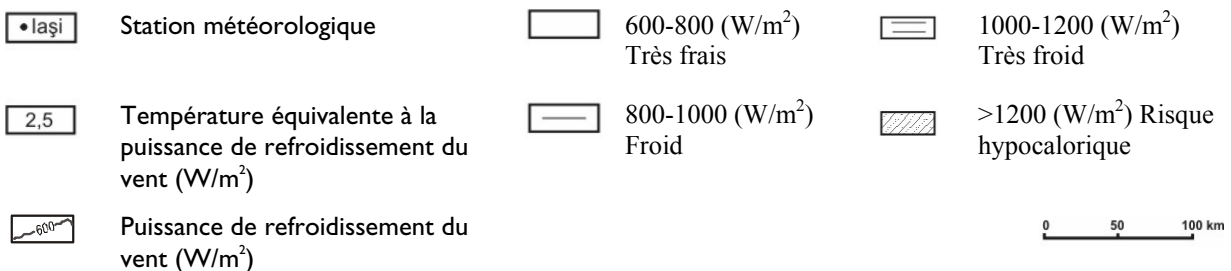


Figure 1 – Pouvoir de refroidissement du vent (W/m^2) en Roumanie (1961-1990)



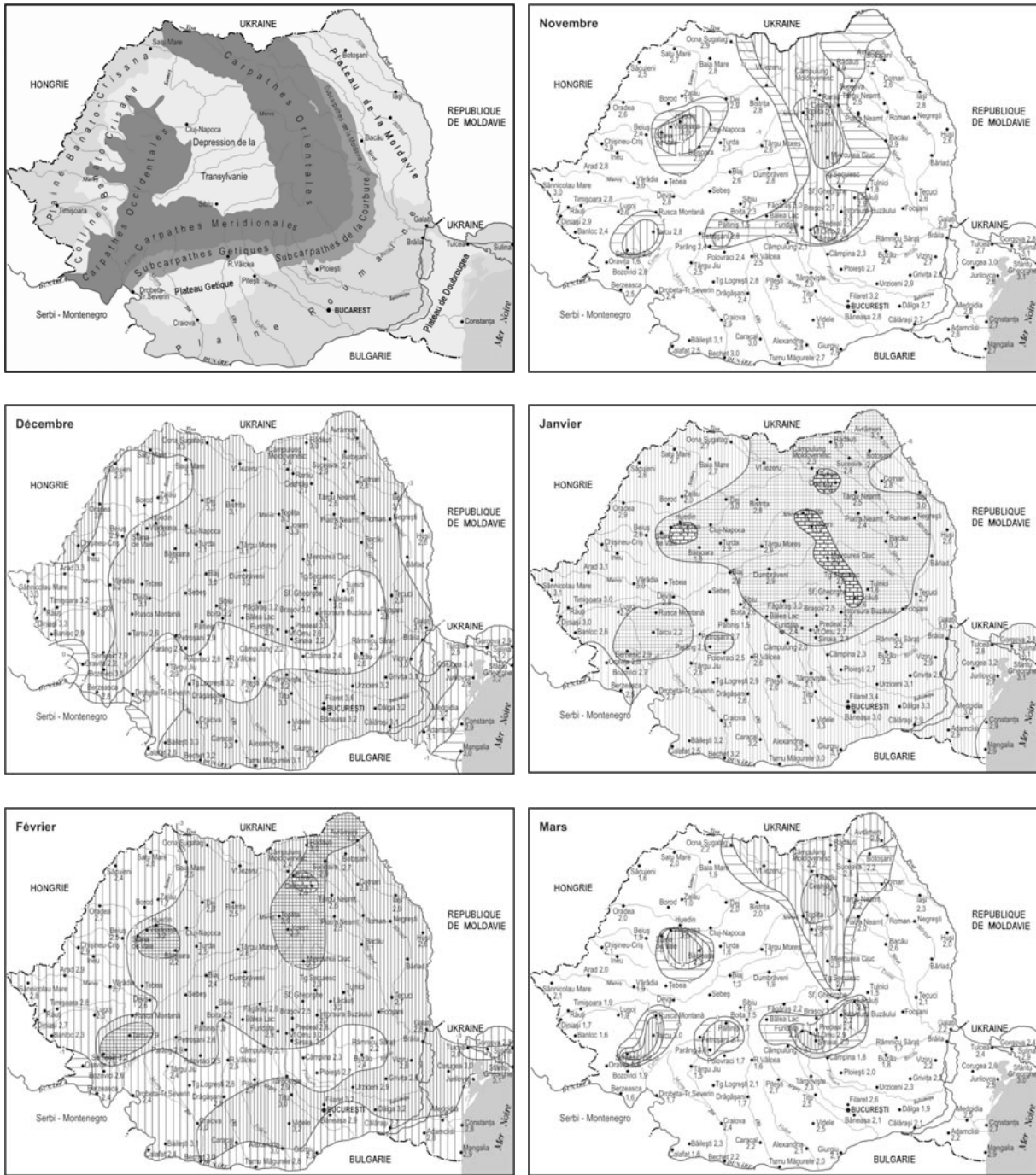
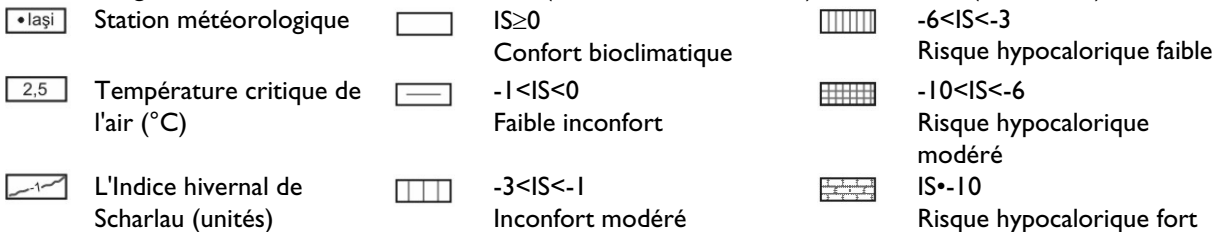


Figure 2 – L'Indice hivernal de Scharlau (unités conventionnelles) en Roumanie (1961-1990)



0 50 100 km

2.2. L'indice hivernal de Scharlau (Winter Scharlau Index)

L'indice hivernal de Scharlau (IS) a été établi expérimentalement pour évaluer l'inconfort physiologique dû à l'exposition au froid, c'est-à-dire l'intensité du stress hypocalorique. Il indique le fait qu'en l'absence de vent, la caractéristique froide-humide du climat peut affecter l'organisme humain et il permet de calculer les *températures critiques* T_c (températures de l'air au-dessous desquelles, pour certaines valeurs de l'humidité relative, l'organisme humain commence à ressentir l'inconfort physiologique dû au refroidissement radiatif et à l'évaporation s'exerçant sur la surface exposée de la peau). L'équation correspondante s'écrit :

$$T_c = (-0,0003 \cdot UR^2) + (0,1497 UR) - 7,7133$$

avec $R^2 = 0,9848$ et UR = humidité relative de l'air (%).

Cet indice (en unités abstraites), exprimant la différence entre la température critique (T_c) et la température locale réelle mesurée par les capteurs des instruments thermiques des stations météorologiques, est applicable seulement pour des températures de -5°C à $+6^\circ\text{C}$ et pour des humidités relatives supérieures à 40%. L'analyse des valeurs de cet indice au niveau de la Roumanie (fig. 2) montre, comme dans le cas de l'indice Wind-Chill, la double influence de l'altitude et de la circulation générale de l'air. En novembre, les valeurs de l'indice correspondant à un inconfort modéré ($-3 < IS < -1$) caractérisent seulement les régions montagneuses. Le mois suivant, quand les advections venant du N et du NE de l'Europe s'intensifient, le stress hypothermique bioclimatique s'accroît ($IS = -3$ à -6) et les aires concernées s'étendent à la fois au nord, au centre et au sud du pays. L'influence des advections provenant de la Méditerranée, dans la partie sud-ouest du pays, y détermine une petite aire de confort bioclimatique. En janvier, l'aire de stress hypothermique couvre toute la Roumanie ; le risque est accentué dans les régions montagneuses où les valeurs de l'IS sont inférieures à -6 ou -10 . L'activité des cyclones méditerranéens, de plus en plus intense en février, amène une faible diminution de l'inconfort bioclimatique, notamment dans la Plaine de l'Ouest, dans les Subcarpathes Gétiques et dans la Plaine d'Olténie. Par contre, dans les dépressions correspondant au Plateau de Transylvanie, à la Moldavie et à la Plaine Roumanie, l'air froid s'accumule, en maintenant les risques bioclimatiques à un niveau élevé. C'est seulement en mars que les aires de risque commencent à diminuer d'étendue et à se concentrer sur les montagnes.

Conclusion

Le niveau et l'étendue des aires de risque bioclimatique dû au froid en Roumanie, exprimés par des indices bioclimatiques spécifiques pour la saison froide, sont liés directement à la configuration du relief et au type de circulation atmosphérique. Habituellement, l'inconfort et le risque bioclimatique potentiel augmentent avec l'altitude, ce qui fait qu'ils sont à leur maximum dans les régions de haute montagne. Ils sont aussi importants dans le nord-est, l'est et le sud-est du pays, soumis aux advections de l'anticyclone sibérien. En revanche, dans les secteurs abrités des Subcarpathes Gétiques, du couloir du Mures et de la partie ouest de la Dépression de Transylvanie, ainsi que dans le sud-ouest du pays, influencé par les masses d'air méditerranéennes, l'inconfort bioclimatique diminue sensiblement, ce qui crée une aire plus favorable du point de vue des effets physiologiques sur l'organisme humain.

Bibliographie

SCHARLAU K., 1950: Einführung eines Schwülemasstabes und Abgrenzung von Schwülezeiten durch Isohygrothermen. *Erdkunde*, 4, 188-201.

SIPLE P.A., PASSEL C.F., 1945: Measurements of dry atmospheric cooling in subfreezing temperatures. *Proceedings of the American Philosophical Society*, 89, 177-199.

<http://www.srh.noaa.gov>

Sirocco et pathologies respiratoires dans le secteur public de la Santé à sfax (Tunisie)

Mounir Jarraya¹, Gérard Beltrando¹, Mounir Ben Jemaa², J. Damak³

¹ Université Denis Diderot (Paris VII), CNRS-UMR 8586 PRODIG, France
jarrayam2001@yahoo.fr, beltrando@paris7.jussieu.fr

² Université de Sfax, Faculté de Médecine ; CHU Hédi Chaker,
Service des Maladies Infectieuses, Sfax, Tunisie
mounir.benjemaa@rns.tn

³ Université de Sfax, Faculté de Médecine ; CHU Hédi Chaker,
Service de Médecine Communautaire et d'Épidémiologie, Sfax, Tunisie

Résumé : Ce travail porte sur la relation entre le Sirocco et les consultations pneumologiques à Sfax sur la période 1999-2004. Des données météorologiques et cliniques du secteur public ont été utilisées afin de rechercher les liens entre les deux séries. Caractérisé par des indices bioclimatiques d'inconfort et de refroidissement éolien, le Sirocco, quand il souffle, contribue à la genèse d'une ambiance favorable à la réduction du nombre des consultations pneumologiques en hiver et au printemps. En revanche, en été où sa chaleur devient pénible à supporter, ce vent est responsable de l'augmentation du nombre des consultations, en particulier au cours des épisodes courts.

Mots-clés : Sirocco, consultation pneumologique, indices bioclimatiques, Sfax

Abstract: This work concerns the relation between the Sirocco and the number of patients examined at the chest medicine clinic in Sfax during the period 1999-2004. Weather and clinical data in the public sector were used in order to analyze frequency and persistence of the temporal Sirocco variability. Characterized by some bioclimatic indices of discomfort and wind cooling, Sirocco when it blows contributes to the genesis of an environment favourable to the respiratory health in winter and spring. However in summer, when the human organism cannot take heat any more, Sirocco becomes responsible for increasing consultations, specially during short episodes.

Key Words: Sirocco, chest medicine clinic, bioclimatic indices, Sfax.

Introduction

Le corps humain est exposé à de multiples agents internes qui altèrent sa santé et peuvent mettre sa vie en péril. D'autres facteurs, externes au corps humain, constituent des causes immédiates ou déclenchantes de la maladie ; parmi eux, les facteurs météorologiques. Les extrêmes, du côté du froid aussi bien que du chaud, sont sources de problèmes de santé. Dans ce contexte, le Sirocco en tant que vent d'origine saharienne atteignant la région de Sfax (centre-est de la Tunisie) est, en saison estivale, responsable d'une élévation thermique considérable, pouvant mettre en danger la vie de la population, en particulier celle atteinte par des maladies respiratoires chroniques.

Après l'étude de la fréquence et de la persistance des situations de Sirocco à Sfax, l'objectif du présent article est de déterminer leur impact sur la santé respiratoire, matérialisée par la consultation pneumologique dans le secteur public.

I. Données et méthodes

Cette étude repose sur deux types de données collectées sur la période 1999-2004. Les données météorologiques (température de l'air sous abri, humidité relative et vitesse du vent) proviennent de la station synoptique de Sfax El-Maou, implantée dans l'aéroport de la ville à 4 km du centre-ville sur un site bien ventilé. Les données cliniques concernent le nombre quotidien de patients ayant consulté le service de Pneumologie du CHU Hédi Chaker de Sfax pour des maladies respiratoires variées (trachéite, bronchite, bronchiolite, broncho-pneumopathie chronique obstructive, asthme...). Ces données proviennent donc uniquement du secteur public de la santé. En outre, cette étude se limite à la portion de la population de l'aggloméra-

tion sfaxienne (60 % selon le Service de Médecine Communautaire et d'Épidémiologie du CHU Hédi Chaker) qui consulte le secteur sanitaire public.

Le travail se base sur la détermination de la fréquence du Sirocco et sur la durée de ses épisodes. Partant du fait que la seule température de l'air n'est pas suffisante et que l'interaction de l'organisme humain avec l'atmosphère est influencée également par le vent et le degré d'humidité de l'air, nous utilisons des indices bioclimatiques synthétiques renseignant sur l'état de l'enveloppe où baigne le corps humain, pendant les séquences avec ou sans Sirocco. L'indice de refroidissement éolien (P) de Siple et Passel combine la température de l'air et la vitesse du vent sur une période donnée (ici de 1 à 6 jours suivant les cas) de la manière suivante (Lamarre *et al.* 1999) :

$$P = (10 \sqrt{v} + 10,45 - v)(33 - t^\circ)$$

L'indice d'inconfort de *Thom* (THI) associe la température de l'air et l'humidité relative :

$$\text{THI} = t^\circ - (0,55 - 0,0055 \text{ U}\%) (t^\circ - 14,5)$$

où v est la vitesse moyenne tri-horaire du vent (m/s), t° la température moyenne trihoraire (°C) et U% l'humidité relative moyenne tri-horaire.

Nous chercherons ensuite à déterminer la fréquence des consultations pneumologiques sous des situations de confort et d'inconfort lors des situations de Sirocco, étant donné que l'inconfort corporel débute avec un THI de 26,5°C (Lamarre *et al.* 1999).

2. Variabilité temporelle du Sirocco

Le terme de Sirocco ne désigne pas seulement - au moins dans le contexte de notre étude - un vent faisant partie du régime aérologique ; il correspond aussi à un type de temps qui caractérise l'état de l'atmosphère pendant une durée variable. Le Sirocco est synonyme de vent très chaud et sec d'origine saharienne, atteignant la Tunisie par le sud-ouest en véhiculant une masse d'air tropical continental ou par le sud-est en apportant une masse d'air tropical maritime. Le Sirocco est connu localement sous le nom de *Chhili*, il s'agit d'un vent très rude à cause de sa chaleur, de sa stabilité et de sa sécheresse (Hénia *et al.*, 1997).

L'observation des séries temporelles sur la période 1999-2004, obtenues à partir des mesures de la station synoptique Sfax El-Maou, indique une variabilité interannuelle élevée du nombre de jours de Sirocco. Ce nombre varie de 19 jours en 2003 à 4 en 2004 (tableau 1).

Année	Nombre de jours total	Nombre de jours estivaux	% de l'été dans le nombre total de jours
1999	8	5	62,5
2000	12	10	83,3
2001	17	6	35,3
2002	12	4	33,3
2003	19	18	94,7
2004	4	3	75

Tableau 1 – Fréquence du Sirocco à Sfax (1999-2004)

Le coefficient de variation entre ces six années est de 45,8. Le Sirocco est plus fréquent en été (juin, juillet et août) mais sa fréquence est variable d'une année à l'autre. Les années 2000 et 2003 enregistrent les plus fortes proportions de jours estivaux de Sirocco, par rapport au total annuel (respectivement 83,3 et 94,7%). Sur la période étudiée, la part mensuelle du nombre de jours estivaux de Sirocco est plus élevée en juillet (37,1%) et en juin (34,7%) qu'en août (28,1%). Par exemple, 80% des jours estivaux de Sirocco sont enregistrés en juin 1999, 67% en juillet 2004 et 66% en août 2003. En dehors de l'été, la quasi totalité des jours de Sirocco se place au printemps (avril-mai) et au début de l'automne (septembre-octobre).

Les séquences de Sirocco peuvent être isolées (1 jour) ou prolongées (de 2 à 6 jours consécutifs). Les séquences d'une seule journée sont largement prédominantes : elles représentent 47,8 % de tous les cas en été (11 jours), 92,9 % au printemps (13 jours) et 85,7 % en automne (6 jours) (tableau 2).

Durée	Printemps (mars, avril et mai)	Été (juin, juillet et août)	Automne (Septembre, octobre et novembre)
1 jour	13	11	6
2	-	7	1
3	-	2	-
4	-	2	-
5	1	-	-
6 jours	-	1	-
Total	14	23	7

Tableau 2 – Durée en jours des épisodes de Sirocco à Sfax (1999-2004)

Cette durée de Sirocco, marquée par la prédominance des séquences de 1 à 3 jours et par la rareté des épisodes de 5 à 6 jours, est l'une des caractéristiques des zones côtières en raison du rôle modérateur thermique de la mer, en particulier quand le Sirocco souffle du SE en atteignant Sfax par la mer. La plus longue séquence estivale de Sirocco est survenue entre le 22 et le 27 août 2000, tandis que la plus longue séquence printanière se situe entre le 21 et le 26 mars 2001.

3. Le Sirocco : une situation favorable à la santé respiratoire en hiver et au printemps

Il semble étrange d'attribuer au Sirocco un effet positif sur la santé respiratoire. Malgré sa fréquence insignifiante en hiver (1 jour), le Sirocco par son apport thermique contribue à l'adoucissement du temps à Sfax. Ainsi, le 28 février 2002 sous une situation de Sirocco, la température maximale a atteint 29,2°C et la température moyenne 15,2°C. L'excédent de 6,1°C par rapport à la moyenne mensuelle et de 6,9°C par rapport à la veille (27 février) n'a pas été sans influence sur la morbidité respiratoire : celle-ci a baissé de 59 patients le 27 février à 36 le 28, jour de Sirocco, et cet effet devient plus net le 1^{er} mars avec seulement 22 patients ayant consulté le service concerné. En termes de refroidissement éolien, le Sirocco agit sur le pouvoir réfrigérant du vent, qui tombe de 604,06 kilocalories par mètre carré de surface corporelle et par heure (kcal/m²/h) le 27 février à 426,6 le 28.

L'épisode de Sirocco de 5 jours, survenu du 21 au 25 mars 2001, a lui aussi contribué à réduire les flux de consultations pour maladies respiratoires (figure 1). La température moyenne de cet épisode était de 22,3°C et le maximum moyen de l'ordre de 33,6°C, valeurs largement supérieures aux conditions habituelles du mois de mars (13,5°C pour la température moyenne et 24,2°C pour la température maximale). Le nombre de consultations pneumologiques a alors décliné de 60 le 21 mars, à 42 puis 16 les 22 et 23. Parallèlement, le pouvoir réfrigérant a enregistré une chute continue, de 603,9 kcal/m²/h le 21 mars à 245,5 kcal/m²/h le 23, une remontée étant perceptible le dernier jour de cet épisode de Sirocco printanier (304,1 kcal/m²/h).

La diminution du pouvoir réfrigérant du vent en hiver et au printemps sous l'effet du Sirocco contribue à la genèse d'une ambiance douce, donc d'une situation de confort relatif bénéfique à la population car cela réduit le risque de contracter une maladie respiratoire.

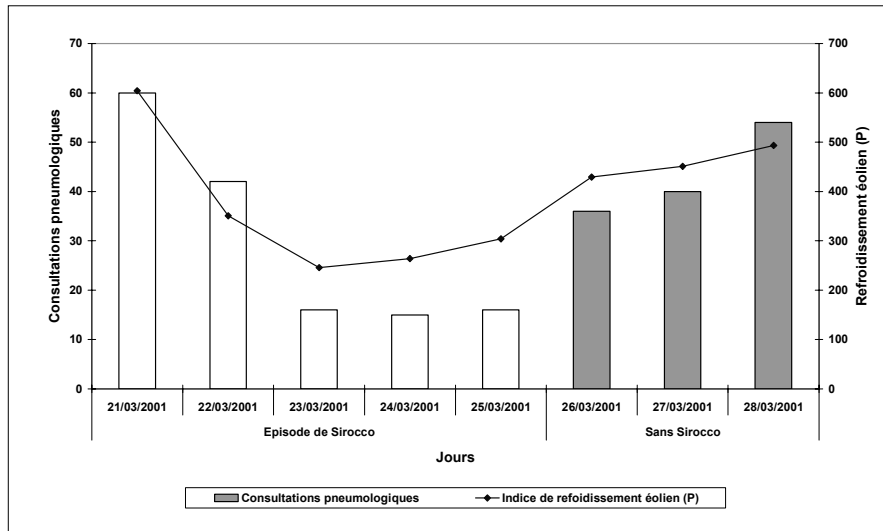


Figure 1 – Consultations pneumologiques et pouvoir réfrigérant de l'air durant l'épisode de Sirocco des 22-26 mars 2001. En blanc : les jours de Sirocco. En gris : les jours sans Sirocco.

D'après nos enquêtes (Jarraya, thèse en cours) dans les structures de soins à Sfax, ce sont les affections respiratoires banales d'origine bactérienne ou virale touchant les voies respiratoires supérieures (surtout ORL) et certaines bronchites liées au froid hivernal, qui connaissent une chute de 45 % environ pendant les séquences de beau temps faisant suite à l'advection du Sirocco. L'élévation thermique et la diminution de l'indice de refroidissement éolien s'expliquent par la situation atmosphérique : le Sirocco est le résultat d'un temps anticyclonique marqué par sa chaleur, sa sécheresse et sa stabilité.

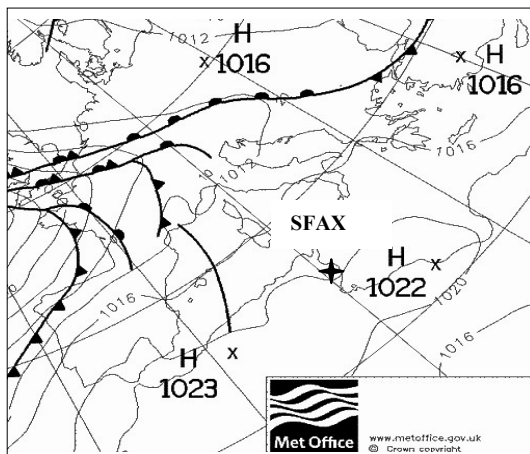


Figure 2 – Situation en surface Le 21/03/2001 à 00 h TU

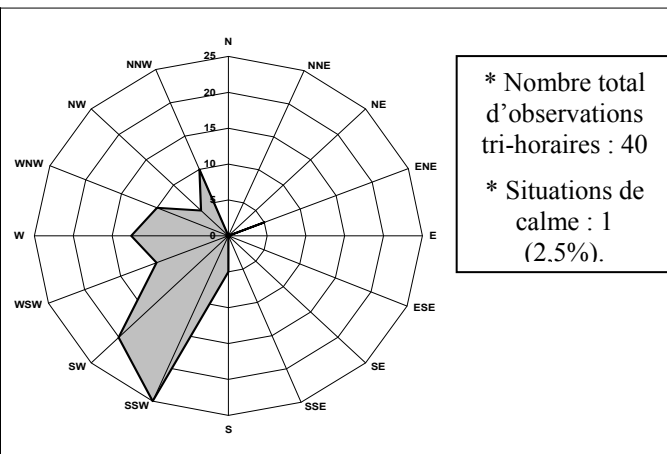


Figure 3 – Rose des vents de l'épisode de Sirocco 21-26 mars 2001.

Le Sirocco est en relation avec l'établissement d'une circulation méridienne marquée par la présence d'une crête chaude en altitude et par la remontée de l'air saharien vers le nord, à travers un champ de basses pressions relatives au sol (Hénia *et al*, 1997). En se basant sur l'épisode des 21-25 mars 2001, la figure 2 montre que la situation a évolué vers un temps anticyclonique le 21 mars. L'extension d'un anticyclone atlantique sur les rives sud de la Méditerranée a pour conséquence d'accroître la température en véhiculant une masse d'air chaud originaire

de la marge nord du Sahara et qui atteint Sfax par l'ouest et le sud-ouest. D'ailleurs, la rose des vents établie pour cet épisode de Sirocco, sur une base trihoraire, indique la prédominance des secteurs sud et ouest, avec une vitesse moyenne de 3,2 m/s (figure 3).

4. Le Sirocco : un vent dangereux en été et au début de l'automne

La stabilité de l'air, les fortes températures ainsi que la sécheresse accrue qui caractérisent les épisodes estivaux de Sirocco sont à l'origine d'ambiances bioclimatiques gênantes pour la santé en général, et pour la santé respiratoire en particulier. En été, les situations de Sirocco s'accompagnent d'une chute spectaculaire de l'humidité relative, qui peut atteindre 15% sous une température maximale de 42°C. Sur la période étudiée, la moyenne de l'indice d'inconfort est de 26,7°C, tandis que l'indice de refroidissement éolien s'établit à 61,9 kcal/m²/h par temps de Sirocco contre 22,5°C et 164,2 kcal/m²/h sans Sirocco. Entre les deux situations, le nombre moyen de consultations tombe de 39 à 25.

L'épisode de Sirocco survenu du 27 au 30 juin 2003 fournit un exemple typique. L'origine de cette situation est l'installation sur l'est du pays d'une cellule anticyclonique méditerranéenne (figure 4), vestige d'un vaste anticyclone atlantique. Cet anticyclone a persisté 4 jours (du 27 au 30). Le Sirocco, véhiculé sur la marge ouest de l'anticyclone, a atteint Sfax par le sud et l'ouest (Hénia 1998). Il a résulté de cette situation une élévation sans précédent de la température maximale (47,8°C le 30 juin), accompagnée d'une chute spectaculaire de l'humidité relative (8% à 10 h 45).

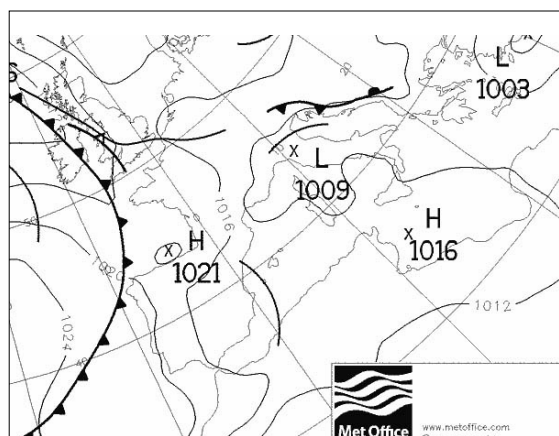


Figure 4 – Situation en surface le 27/05/2003 à 00 h TU

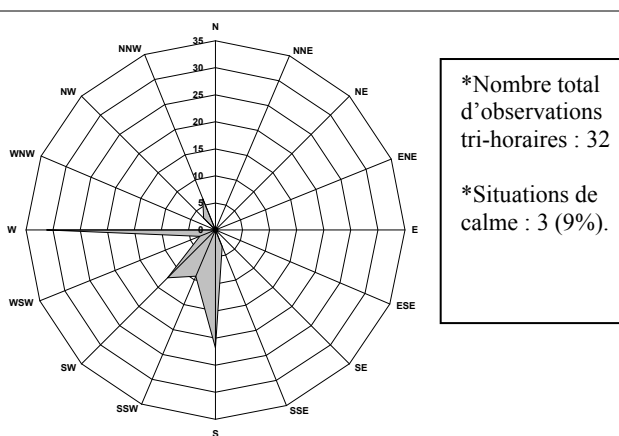


Figure 5 – Rose des vents des 27-30 juin 2003.

La rose des vents (figure 4) indique la prédominance à 81% du quadrant SW, avec 9% de calmes anticycloniques. Le calcul des indices bioclimatiques montre des valeurs exceptionnelles, jamais enregistrées jusque-là sur la période étudiée. L'indice de refroidissement éolien est tombé à 2,5 kcal/m²/h, soit une valeur presque nulle, responsable d'une situation patente d'inconfort confirmée par l'indice de Thom (THI) qui a atteint 28,5°C. Par sa stabilité (9% de calmes et vitesse du vent inférieure à 3 m/s) et par sa sécheresse (8% d'humidité relative), le Sirocco constitue pour les personnes sensibles un temps pénible. De fait, on a dénombré au cours de cet épisode 141 consultations pneumologiques, soit près de 36 par jour, alors que la moyenne pour les jours sans Sirocco du mois de juin 2003 n'excède pas 27. Il ressort de nos enquêtes que les consultations surnuméraires concernent pour 95% les personnes âgées, poly-pathologiques et percevant tardivement la chaleur. De plus, les personnes affectées par des maladies chroniques (broncho-pneumopathie chronique obstructive ou BPCO) se révèlent vulnérables à la chaleur dans une proportion (98%) bien supérieure à celle des patients souffrant de pathologies respiratoires banales. Dans 30 % des cas, les symptômes de dyspnée

(essoufflement) et de détresse respiratoire sont liés à des problèmes de rythme cardiaque et de tension artérielle.

La relation entre la durée de l'épisode de Sirocco et le nombre moyen de consultations en surnombre permet de définir à partir de quelle durée le Sirocco provoque un excès de consultations. L'analyse de 23 épisodes estivaux de Sirocco révèle (figure 6) que les épisodes courts (1 et 2 jours) seraient les plus défavorables, avec des excédents respectifs de 15,4 et 17,2 consultations pneumologiques, contre 4,1 pour les épisodes de 6 jours. L'explication réside probablement dans le fait qu'à partir du troisième jour, le corps humain commence à s'adapter à la chaleur et que les personnes sensibles se protègent plus efficacement en séjournant dans des locaux climatisés et/ou en limitant leurs déplacements à l'extérieur au cours de la journée.

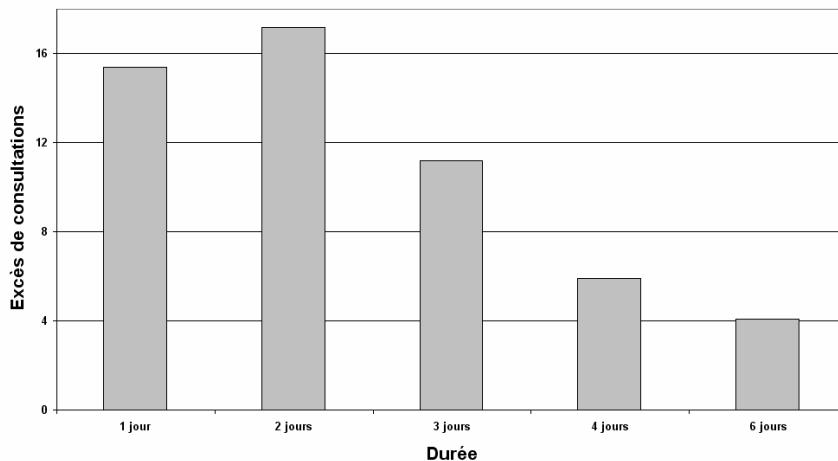


Figure 6 – Écart par rapport à la moyenne du nombre des consultations pneumologiques selon la durée de l'épisode de Sirocco estival (1999-2004).

Conclusion

Par son effet d'adoucissement, le type de temps de Sirocco contribue à une réduction du nombre des consultations pneumologiques en hiver et au printemps. Mais en été, les situations de Sirocco constituent un facteur de risque pour la santé respiratoire. Caractérisé par les indices bioclimatiques, le Sirocco génère des ambiances inconfortables pour le corps humain. En comparaison avec les jours sans Sirocco, ces situations sont à l'origine d'un excédent moyen de 14 consultations pneumologiques par jour, sur la période 1999-2004. Une attention particulière doit être accordée aux épisodes de Sirocco de courte durée (1 ou 2 jours), qui se traduisent par un nombre élevé de consultations. C'est pour ces épisodes brefs que l'effort de prévention doit être renforcé par les services météorologiques, qui doivent informer tout spécialement les personnes vulnérables.

Bibliographie

BESANCENOT J.P., 2001 : *Climat et santé*. PUF, 127 p.

HENIA L., 1998 : Les situations anticycloniques en Tunisie. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, **11**, 166-174.

HENIA L., MOUGOU R., 1997 : Contribution à l'étude des phénomènes atmosphériques à risques en Tunisie : le cas du Sirocco. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, **10**, 184-192.

LAMARRE D., PAGNEY P., 1999 : *Climats et sociétés*. A. Colin, 272 p.

Les trajectoires des dépressions dans l'Atlantique Nord Comparaison entre les réanalyses ERA15 et le modèle Arpège-Climat

David Jouan

Laboratoire COSTEL UMR 6554 LEGT, Université de Rennes 2, France
davjouan@yahoo.fr

Résumé : La comparaison entre les trajectoires capturées dans la simulation du climat présent DA9 et les réanalyses ERA15 dans la région Atlantique Nord-Europ indique que le nombre ainsi que l'intensité des dépressions sont sous-estimés par le modèle de climat. Cela touche particulièrement la Méditerranée, là où les dépressions sont de plus petite taille, alors que dans l'Atlantique Nord les résultats sont meilleurs. Cependant, les structures spatiales des dépressions sont bien reproduites par le modèle, avec notamment le rail des dépressions atlantiques.

Mots-clés : Tempêtes, ERA15, Arpège-Climat, région Atlantique Nord-Europe

Abstract: Comparing results from present climate scenario and reanalysis data in the North Atlantic-Europe region indicates that the number and the intensity of cyclones are underestimated by the mode. This result affects especially the Mediterranean region, where cyclones are smaller, whereas in the north Atlantic sector, the results are better. But the spatial pattern is in accordance with observations, with in particular the atlantic storm-track.

Keys Words: windstorms, ERA15, Arpège-Climat, North Atlantic-Europe region

Introduction

Les premières études du changement climatique d'origine anthropique se sont concentrées sur l'évolution du climat moyen. Mais la principale crainte liée à une évolution du climat vient de l'augmentation possible de la fréquence des événements extrêmes. Les observations actuelles ne permettent pas d'évaluer si les événements très rares ont augmenté en fréquence au cours du 20^e siècle, mais l'utilisation d'un modèle atmosphérique permet, par la constitution de séries longues et statistiquement homogènes, de faire une estimation quantitative de la fréquence de certaines classes d'événements. Parmi les événements climatiques extrêmes, les tempêtes constituent une contrainte climatique importante dans les régions des moyennes latitudes. Cette étude va s'intéresser aux trajectoires des dépressions dans l'Atlantique Nord, car elles sont associées aux tempêtes qui génèrent les vents forts. Dans un premier temps, les différentes données d'observations et de modèles utilisés vont être présentées. Ensuite, la méthodologie utilisée sera abordée avant de voir après comment se répartissent les trajectoires des dépressions dans l'Atlantique Nord

I. Les données utilisées

Les fichiers de réanalyse ERA 15 du Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme (CEPMET ou ECMWF en anglais) sont disponibles sur la période allant de 1979 à 1993. Le domaine d'étude comprend l'Atlantique Nord ainsi que la bordure ouest du continent Européen et la bordure Est du continent Nord-américain, entre 88,5° Ouest et 30° Est en longitude et 16,5° Nord et 75° Nord en latitude. La résolution spatiale est une grille régulière de 1°5 par 1°5 en longitude et latitude.

Ces réanalyses ERA15 constituent un jeu de données homogénéisées qui a été construit afin de rendre les observations compatibles entre elles. Cela permet de pallier aux modifications techniques comme le déplacement de sites de mesures ou les changements intervenus dans les

appareillages. Des méthodes d'interpolation spatiale sont utilisées pour couvrir les points de grille moins riches en observations comme les océans par exemple. Le modèle atmosphérique utilisé ici comprend 31 niveaux verticaux avec une résolution temporelle de 6 heures.

Le modèle ARPEGE-Climat utilisé à Météo-France est dérivé du modèle de prévision opérationnelle à courte échéance. Ces deux modèles offrent la possibilité de faire varier la résolution horizontale entre une zone d'intérêt et ses antipodes. Dans la version climat, la résolution varie de 50 km au centre de la Méditerranée (40°N-12°E) à 450 km dans le Pacifique Sud. Ceci assure une résolution d'au moins 60 km sur la France. La discrétisation verticale se fait sur 31 couches qui suivent le relief avec des épaisseurs variables. Le pas de temps de calcul est de 30 minutes. La version utilisée est la version 3 (Gibelin et Déqué, 2003).

Une des simulations de 40 ans du modèle du CNRM est utilisée. Elle utilise les Températures de Surface de la Mer (TSM) observées de 1960 à 1999 (au pas mensuel) et les concentrations moyennes observées des constituants atmosphériques radiativement actifs (au pas décennal, en moyenne globale pour les GES, en fonction de la latitude et de la longitude pour les aérosols). Cette expérience s'appelle DA9.

Pour détecter les trajectoires des dépressions dans les sorties de modèle, il existe des logiciels de détection qui ont été mis au point comme le programme TRACK (Hodges, 1994) qui est utilisé dans cette étude. La méthode de suivi des dépressions mise au point par Hodges identifie les dépressions en recherchant tout d'abord les extrema du champ choisi (pression à la surface, géopotentiel à 500 hPa, vorticité à 850 hPa) à chaque pas de temps. Les régions sur lesquelles le seuil de détection choisi est dépassé sont délimitées, puis à l'intérieur de chacune de ces régions, les points extrêmes sont déterminés. Ces extrema sont ensuite reliés entre eux pour former des trajectoires. Hodges (1995) définit les trajectoires directement sur la sphère par optimisation sous contrainte d'une fonction de coût.

Les contraintes imposées assurent la continuité des trajectoires et limitent la distance parcourue par un système entre deux points d'une trajectoire. Elles limitent aussi les variations d'intensité et de direction sur une même trajectoire. Ces contraintes sont variables en fonction de la rapidité de déplacement des systèmes (Hodges, 1999). En outre, divers paramètres sont requis pour faire fonctionner le modèle comme le seuil en dessous duquel les dépressions ne sont pas identifiées ainsi qu'un ensemble de paramètres en relation avec la fonction de coût optimisée sous contrainte par TRACK. Ces paramètres permettent de faire des expériences de sensibilité afin de déterminer les seuils optimaux à retenir pour des expériences numériques (Véran, 2004).

2. Méthodologie

Les trajectoires sont détectées grâce à l'utilisation du programme TRACK sur le champ de vorticité à 850 hPa. Un fichier de trajectoires est ainsi constitué pour les données issues des réanalyses ainsi que celles issues de la simulation DA9 du modèle Arpège-Climat. Pour chaque année, on dispose des valeurs pour la saison froide, période centrée sur l'hiver, allant du 15 octobre au 15 avril, période pendant laquelle se forment les dépressions les plus creuses et les plus actives. Les dépressions sont repérées par les coordonnées en longitude et latitude du centre de la trajectoire toutes les 6 heures ainsi que par la valeur de la vorticité au centre de la dépression. De plus, chaque trajectoire est également repérée dans le temps avec la date de première détection de la trajectoire, ainsi que le nombre de périodes pendant lesquelles la trajectoire est identifiable.

Il est nécessaire de filtrer ce premier fichier établi. Afin de ne pas prendre en considération les dépressions de faible intensité, une première sélection est effectuée selon la vorticité. On ne retient que les dépressions qui ont une vorticité supérieure à $100 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$. Des tests

préliminaires ont permis de vérifier que ce seuil permettait de capter l'ensemble des épisodes de vent fort qui touchaient les stations françaises pendant la saison froide (Jouan, 2005). Ensuite, Les dépressions sont représentées sous la forme de densités de trajectoires sur l'ensemble de la période dans un rayon de 500 kilomètres autour de chacun des points de grille qui sont calculés. Cela permet d'avoir un nombre d'événements par unité de surface et non pas par points de grille de superficie différente.

3. La répartition spatiale des trajectoires

3.1. Les trajectoires dans ERA15

La carte des densités de trajectoires issue des réanalyses ERA15 ayant une vorticité supérieure à $100.10^{-6} s^{-1}$ est représentée sur la figure 1a. Elle comprend l'ensemble des cyclogenèses qui peuvent engendrer des tempêtes, et filtre les petits tourbillons qui ne se manifestent pas par des épisodes de vent fort.

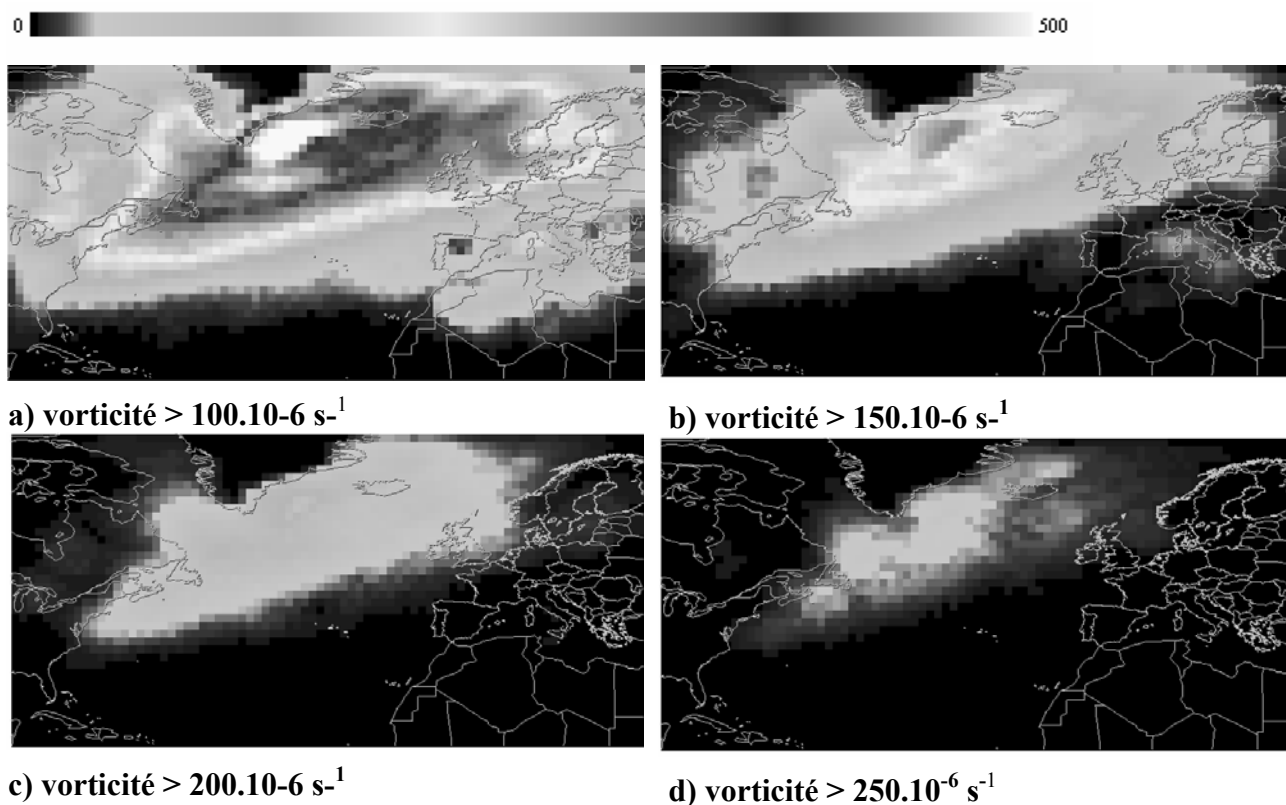


Figure 1 –: Densité de trajectoires par classe d'intensité selon la vorticité entre 1979 et 1993 au niveau de géopotentiel 850 hPa

Les maxima de densité de trajectoires sont situés dans une région s'étendant entre le Nord-Est du continent Nord-Américain et la Scandinavie et qui correspond au rail des dépressions (ou storm-track en anglais). A l'intérieur de cette région, c'est entre le Groenland et l'Islande que le nombre de trajectoires est maximal (en blanc sur la carte). Un maximum secondaire de trajectoires est noté au dessus de la Méditerranée et qui correspond à ce qui est communément appelé « la dépression du golfe de Gênes ». Cependant, le nombre de dépressions y est deux à trois fois inférieur aux valeurs relevées au large de l'Islande. Les mers semblent être des axes de propagation, comme la Mer du Nord et la Mer Baltique, alors que les densités décroissent

au dessus des masses continentales. Ainsi, le nombre de trajectoires décroît d'ouest en est au dessus des îles britanniques pour augmenter à nouveau sur la mer du Nord.

En ce qui concerne des dépressions plus intenses, ayant une vorticité superieure à $150.10^{-6}s^{-1}$, sur la carte des densités de trajectoires (figure 1b) on retrouve la même structure spatiale du rail des dépressions qui s'étire de Terre-Neuve à la Scandinavie. Le maximum de trajectoires est situé entre le Groenland et l'Islande, avec également un maximum secondaire centré en Méditerranée. Les dépressions les plus puissantes qui ont une vorticité superieure à $200.10^{-6}s^{-1}$ ou $250.10^{-6}s^{-1}$ (figure 1c et d) deviennent beaucoup plus rares et disparaissent de la Méditerranée pour se cantonner à l'Atlantique Nord. En revanche, le Nord-Ouest de l'Europe, et en particulier les îles britanniques, sont plus fréquemment touchées par quelques dépressions qui engendrent les tempêtes les plus puissantes sur le continent européen. Les régions où les dépressions sont les plus nombreuses sont donc celles aussi où les dépressions sont les plus puissantes. Ainsi, sur les 500 dépressions qui ont une vorticité superieure à $100.10^{-6}s^{-1}$ et qui sont passées entre le Groenland et l'Islande, 50 d'entre elles ont une vorticité superieure à $250.10^{-6}s^{-1}$.

La principale région de genèse des dépressions se situe entre le Groenland et l'Islande. Les dépressions qui se forment se développent en se propageant vers l'Est. Cependant, il existe d'autres régions de formation comme au large de Terre Neuve ainsi que des régions plus à l'Est où elles peuvent se former ou se réactiver comme en Mer du Nord ou en Méditerranée.

3.2. La répartition spatiale des trajectoires entre ERA15 et DA9.

Le nombre de dépressions détectées dans les modèles de climat est inférieur à ce qui est observé dans la réalité. Cela s'explique parce que la taille des dépressions se situe à la limite des capacités des modèles actuels à les reproduire (Planton, 2003).

Malgré le plus petit nombre d' v nements détectés, les régions de formation sont conformes aux observations. On retrouve les mêmes structures spatiales et la région privilégiée de formation des dépressions reste située entre le Groenland et l'Islande, avec également le Sud de l'Islande et l'Est de Terre-Neuve.

Pour les dépressions ayant une vorticité superieure à $100.10^{-6}.s^{-1}$, (figure 2), la structure spatiale du rail des dépressions est bien reproduite. La région de maximum de densité de trajectoire se distingue. Elle s'étire du large de Terre-Neuve en passant par l'Islande et jusqu'à la Scandinavie. Le maximum secondaire du bassin Méditerranéen s'identifie également, mais il faut toutefois souligner qu'un décalage vers l'Est est observé par rapport à la réalité.

Par ailleurs, le nombre de trajectoires détecté dans la simulation DA9 est inférieur au nombre de trajectoires qui sont observées dans la réalité. Ce plus faible nombre de dépressions dépassant le seuil de $100.10^{-6}.s^{-1}$ est également confirmé pour les  v nements de plus grande intensité. En effet, le nombre de tempêtes qui ont une vorticité qui dépasse $150.10^{-6}.s^{-1}$ chute de manière importante entre les observations et le modèle de climat.   ces intensités, le noyau méditerranéen disparaît même alors que la structure spatiale du rail des dépressions reste conservée. Outre le plus faible nombre de dépressions, le modèle de climat sous-estime donc l'intensité des tempêtes les plus fortes. On peut expliquer cela par un biais des modèles de climat qui sont élaborés pour reproduire aussi fidèlement que possible le climat moyen, mais qui lissent les valeurs extrêmes.

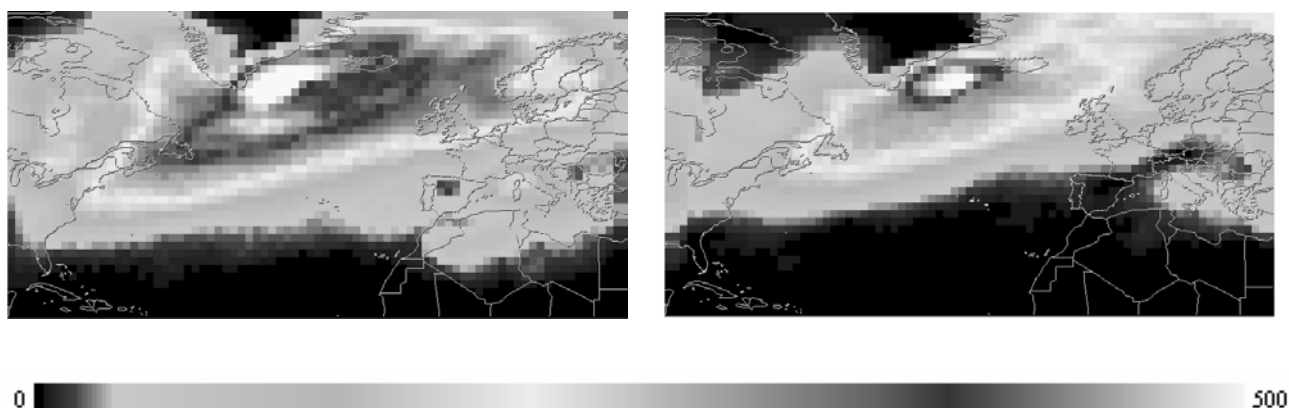


Figure 2 – Densité de trajectoires à 850 hPa pour les dépressions ayant une vorticité supérieure à $100 \cdot 10^6 \cdot s^{-1}$ entre 1979 et 1993 d’après les réanalyses ERA15 (gauche) et la simulation DA9 (droite).

La variabilité interannuelle des dépressions dans le scénario DA9 présente quelques différences avec les observations comme le souligne la figure 3.

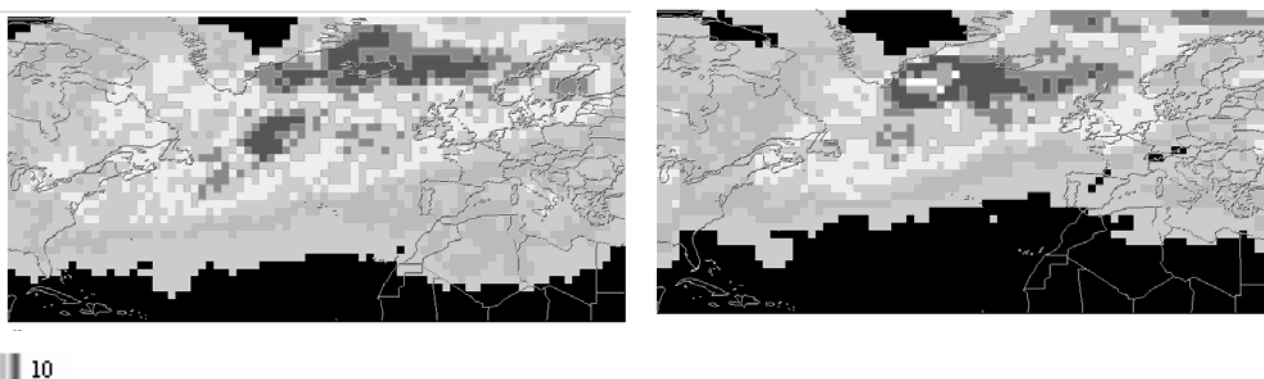


Figure 3 – Ecart type du nombre de dépressions sur l’Atlantique Nord par saison froide dans ERA15 (gauche) et DA9 (droite)

La répartition spatiale de l’écart type montre grossièrement que celui-ci est plus élevé là où le nombre de dépressions est le plus important, en particulier le long du rail des dépressions depuis l’Est du Groenland jusqu’à la Scandinavie. Cependant, des différences importantes sont à relever : au large des côtes américaines, là où le nombre de dépressions est élevé, l’écart type est lui assez faible. Cela signifie que cette région connaît une variabilité interannuelle assez faible et que le nombre de dépressions qui se forment dans cette région varie assez peu d’une année à l’autre. Par ailleurs, dans l’Atlantique Nord apparaissent deux bandes zonales qui traversent de part et d’autre l’Atlantique où la variabilité interannuelle du nombre de dépressions est plus importante, et qui se situent de part et d’autre du cœur du rail des dépressions. Cela signifie que les dépressions qui naissent au large de Terre-Neuve vont emprunter de manière préférentielle deux directions principales : une première voie « nord » qui va passer par les hautes latitudes situées au nord de l’Islande puis vers la Scandinavie, et une voie « sud » vers 45° de latitude qui se propage en direction du golfe de Gascogne et remonter ensuite vers les îles britanniques.

La variabilité interannuelle en Méditerranée est un peu plus importante que dans les autres régions situées à latitude équivalente. Cette variabilité est particulièrement importante au large de la Sicile alors que le maximum de dépressions est observé dans le Golfe de Gênes.

Le rôle des types de circulations dominants va donc avoir une grande importance sur les dépressions qui, en fonction de la configuration de l'atmosphère, adopteront plutôt la trajectoire sud ou la trajectoire nord. De plus, on relève une variabilité maximale dans la partie Est du bassin Atlantique alors que les densités de trajectoires sont moins importantes. Ceci est particulièrement net pour le golfe de Botnie par exemple.

Dans la simulation DA9, on ne distingue plus les deux bandes de variabilité maximale qui apparaissent dans les observations dans la partie Est du bassin Nord-Atlantique. En revanche, une région de variabilité plus importante apparaît dans les hautes latitudes. Cela signifie que la variabilité interannuelle est mal reproduite dans DA9 avec des trajectoires qui suivent de manière préférentielle la trajectoire "Nord" du rail des dépressions. Cela concorde avec le plus faible nombre de trajectoires détectées entre 40 et 50° de latitude dans la partie Est de la région d'étude.

Conclusion

On distingue des régions de formation, au large de Terre Neuve et au large de l'Islande, et des directions de propagation qui sont fonction des types de circulation, ce qui crée une forte variabilité interannuelle, qui se manifeste pour l'essentiel dans la partie Est du bassin Nord-Atlantique. Actuellement, les représentations des dépressions les plus creuses à l'origine des tempêtes les plus intenses se situent à la limite de la capacité des modèles usuels du fait des échelles spatiales les plus petites que ces modèles peuvent résoudre (Planton, 2003). La confrontation entre les densités de trajectoires issues des réanalyses ERA15 et celles de la simulation du modèle Arpège-Climat (DA9) montre des résultats contrastés. La structure spatiale de la répartition des densités de trajectoires de dépressions est bien reproduite par DA9. En revanche, le nombre et l'intensité des dépressions sont sous-estimés de façon importante, avec de fortes différences spatiales. Les dépressions les plus vastes et les plus creuses qui se forment au centre de l'Atlantique Nord sont correctement simulées en nombre, mais les plus creuses d'entre elles sont sous-estimées. Par contre les dépressions secondaires de plus petite taille qui peuvent se former plus au Sud sont moins bien capturées par le modèle, alors qu'elles sont susceptibles de générer de violentes tempêtes sur la façade Atlantique de l'Europe.

Bibliographie

- GIBELIN A.-L., DEQUE M., 2003, Anthropogenic climate change over the mediterranean region simulated by a global variable resolution model., *Climate Dynamics*, **20**, 327-339.
- HODGES K., 1994, A General method for tracking analysis and its application to meteorological data. *Monthly Weather. Review*, **122**, 2573-2586.
- HODGES K., 1995, Feature tracking on the unit atmosphere. *Monthly Weather. Review*, **123**, 3458-3465.
- HODGES K., 1999, Adaptative constraints for feature tracking. *Monthly Weather. Review*, **127**, 1362-1373.
- JOUAN D., 2005, *Evolution de la variabilité de la fréquence et de l'intensité des tempêtes en Europe de l'Ouest*, Thèse de doctorat de l'université de Rennes 2 – Haute Bretagne, 167p.
- PLANTON S., 2000, Tempêtes et changement climatique, in *Aménagement et nature*, **137**, 67-72.
- PLANTON S., 2003, A l'échelle des continents: le regard des modèles, *C. R. Géoscience* **335**, 535-543.
- VERANT-DE SMEDT S., 2004, *Le bilan hydrologique régional en Europe: étude de sa variabilité à l'aide de simulations numériques*, Thèse de doctorat de l'Ecole Nationale du Génie Rural, des Eaux et des Forêts, 229 p.

Contribution à l'identification et la quantification des sources de pollution atmosphérique dans une agglomération de la Grande Bretagne

Anis Khlaifi, A. Ionescu et Y. Candau

Centre d'Etudes et Recherches en Thermique, Environnement
et Systèmes (CERTES), Université Paris 12 – Val de Marne, France
khlaifi,ionescu,candau@univ-paris12.fr

Résumé : Cette étude s'intéresse à l'identification et la caractérisation des sources des particules en suspension PM10 dans une agglomération de la Grande Bretagne. Cette identification se focalise sur les épisodes de pollution localisée affectant les habitations situées sous le vent des industries. Les techniques statistiques de l'analyse en composantes principales (ACP) complétée par une régression multilinéaire (RML) ont été utilisées pour identifier la contribution des principales sources. L'analyse factorielle des correspondances (AFC) a été employée pour identifier la corrélation entre les données mesurées dans l'environnement et les conditions météorologiques autour du récepteur. La factorisation matricielle positive (PMF) et la classification ascendante hiérarchique (CAH, algorithme de Ward) ont été appliquées pour comparer les résultats de toutes ces techniques afin d'examiner leur efficacité pour identifier, de façon qualitative et quantitative, les sources de pollution.

Mots-clés : Particules en suspension, techniques statistiques, identification de sources, quantification de source

Abstract: The purpose of this study is the identification and the characterization of the suspended particles PM10 in an agglomeration of the United Kingdom. This identification is focused on the episodes of localized pollution affecting the dwellings located under the wind of industries. Principal Component Analysis (PCA) with a multi-linear regression (MLR) was used to identify the contribution of principal sources. The Correspondence factorial analysis (CFA) was employed to identify the correlation between the environment data and the weather conditions around the receptors. Positive matrix factorization (PMF) and ascending hierarchical clustering (AHC, Ward algorithm) were applied to compare the results of all these techniques in order to examine their effectiveness to identify, in a qualitative and quantitative way, sources of pollution.

Key Words: Suspended particles, statistical techniques, source identification, source apportionment

Introduction

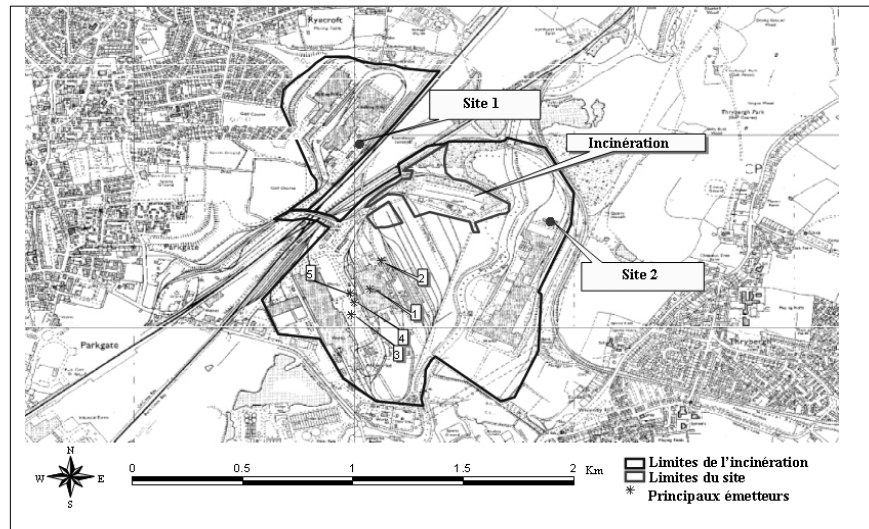
Les pollutions de proximité représentent un enjeu essentiel du développement durable car elles contribuent fortement à l'augmentation des pollutions globales, mais elles sont aussi la source de problèmes de santé urbaine. Une meilleure estimation de la contribution relative des différentes sources de pollution est donc une tâche fondamentale dans le développement des stratégies de gestion de pollution atmosphérique et pour l'amélioration continue de la qualité de l'air ambiant. C'est dans le cadre du projet européen TOAD « *Tracing Of Airborne Data* » que s'est effectué ce travail, avec pour objectif de tester l'efficacité d'un certain nombre de méthodes statistiques dans l'identification des sources de pollution, tout en analysant l'impact des facteurs météorologiques sur les niveaux globaux de particules en suspension mesurées dans l'environnement.

I. Présentation du site d'étude et des données disponibles

I.1. Le site d'étude

Le site d'étude est situé en Grande Bretagne. Il a été choisi pour deux raisons : (i) site sidérurgique avec la présence de différentes unités de traitement de matériaux ferreux ; (ii) environnement urbain avec une zone industrielle diversifiée, qui interfère avec les populations exposées. Pour tenir compte des facteurs météorologiques et pour mieux identifier les sources de pollution, les échantillons ont été prélevés en deux points différents (figure 1).

Figure 1 – Situation de la zone d'étude et localisation des points de mesure.



Les échantillons ont été choisis suivant la direction du vent pendant la période de prélèvement, afin d'obtenir des analyses pour des échantillons appartenant à différents éventails de directions de vent. La partie expérimentale de l'étude des poussières en suspension a été réalisée du 21/03/2002 au 09/10/2003. Dans cette étude, on s'intéresse à la composition chimique 'en vrac' qui se présente, pour chacun des points de mesure, sous forme de deux types de granulométries : celle correspondant aux particules fines ($PM_{2.5}$) et celle de grosses particules ($PM_{10-2.5}$, soit des particules dont le diamètre se situe entre 2,5 et 10 μm). Sont également disponibles, pour chacune des données (selon le site et la granulométrie), des mesures d'échantillons vides pour apporter des corrections, ainsi que des données météorologiques pour la période allant du 21/03/02 au 31/12/03 (direction du vent, température et précipitations).

2. Méthodologie

Cette étude est basée sur l'hypothèse de linéarité des relations entre les émissions des sources et les concentrations mesurées dans leur environnement. Une approche basée sur des méthodes linéaires présente l'avantage de la simplicité par rapport aux modèles non-linéaires. La méthodologie consiste en : (i) l'identification des sources basée sur une Analyse en Composantes Principales (ACP) : les composantes obtenues par cette analyse sont interprétées en termes de sources ; (ii) le développement d'un modèle linéaire exprimant la concentration totale de PM_{10} en fonction des composantes de l'ACP identifiées pour certaines sources ; cette relation permet ensuite de calculer les contributions de ces composantes sources aux concentrations de PM_{10} (Khlaifi *et al*, 2005).

Pour analyser les données en tenant compte de leur caractère multidimensionnel, l'ACP (Saporta, 1990) est une méthode particulièrement puissante dont le principe repose sur l'obtention d'une représentation approchée du nuage des points (dans notre cas, les n échantillons) dans un sous-espace de faible dimension (inférieure à p , dans notre cas, les métaux). L'Analyse Factorielle des Correspondances est une technique à la fois descriptive et exploratoire conçue pour analyser les données qualitatives contenant une certaine mesure de correspondance (Benzécri, 1983). Cette analyse a été utilisée dans le but de caractériser l'impact de la direction du vent sur l'identification des sources de pollution. L'identification des composantes aux sources est réalisée selon la signature des sources. On comprend par signature un groupement de métaux caractéristiques de la source. Afin de mieux cerner la représentativité des groupements des métaux pour la caractérisation d'une composante, ils sont comparés aux classes obtenues par une Classification Ascendante Hiérarchique (CAH ; Celeux, 1987 ; Saporta, 1990), ainsi qu'aux profils des sources obtenus par Factorisation

Matricielle Positive (PMF ; Paatero et Tapper, 1994). Les composantes sont jugées représentatives si les principaux groupes des métaux les caractérisant sont mis en évidence par plusieurs méthodes statistiques ; elles pourront ensuite être utilisées dans la régression linéaire.

3. Résultats

Seuls sont présentés les résultats pour les grosses particules (PM_{10-2.5}) du site 1. La démarche est indépendante de la granulométrie (grosse ou fine) et du point de mesure.

3.1. L'impact du vent sur l'identification des sources de pollution

L'ACP a été appliquée dans l'espace des échantillons sur les variables centrées et réduites. Par la suite, elle a subi une rotation optimale selon l'algorithme VARIMAX.

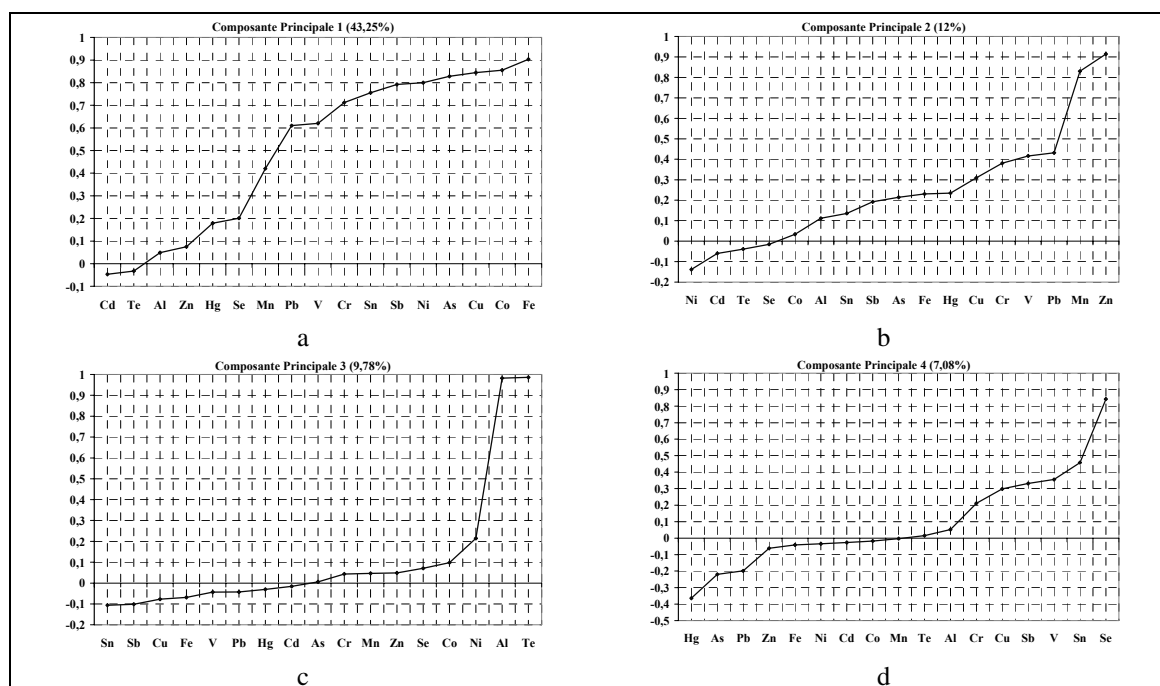


Figure 2 – Profil des quatre premières composantes principales : corrélation métal/facteur (ACP avec rotation VARIMAX appliquée sur des données centrées réduites).

Quatre composantes sont retenues. La variance totale expliquée par ces composantes est de l'ordre de 70%. La première composante (figure 2a) explique à elle seule 43,25% de l'information, et peut être associée à l'industrie métallurgique, avec une corrélation significative avec les métaux tel que Fe, Cu, Ni et Co. Cette composante est aussi fortement corrélée au V qui est un élément traceur de la combustion de fioul (Hosiokangas *et al.*, 1999). La deuxième composante (figure 2b) explique 12% de la variance et présente une forte corrélation avec le Mn, Zn et Pb, éléments qui peuvent provenir des industries de traitement de métaux mais aussi de l'incinération (De Merinda *et al.*, 2002). La troisième composante (figure 2c) correspond à 9,78% de l'information et présente de fortes corrélations avec Al et Te, associés à l'industrie sidérurgique (Quitero *et al.*, 2004). La quatrième composante (figure 2d) restitue seulement 7,1% de l'information et peut être associée à la fois à la combustion de bois (Song *et al.*, 2001), mais aussi à l'incinération et au trafic routier (Fung *et al.*, 1995). Après la caractérisation des composantes retenues par l'ACP, une AFC est réalisée en créant un ensemble de variables qualitatives pour les mesures dans l'environnement (faible, moyenne, important) ainsi que des classes de vents permettant de caractériser l'échantillon (Est, Sud, Nord, Ouest, Sud-Est,...).

Les résultats dans le premier plan factoriel (figure 3) montrent une bonne corrélation entre les résultats de l'ACP et les directions du vent. En effet, les facteurs 1 et 2 sont corrélés au vent de SSW correspondant au vent de la zone industrielle ; le facteur 3 est corrélé au vent de SSE associé à la zone d'incinération des déchets. Les contre-signatures des facteurs 1 et 3 sont fortement liées, respectivement, au vent soufflant d'ESE et du S, originaires de la zone urbaine et du trafic routier.

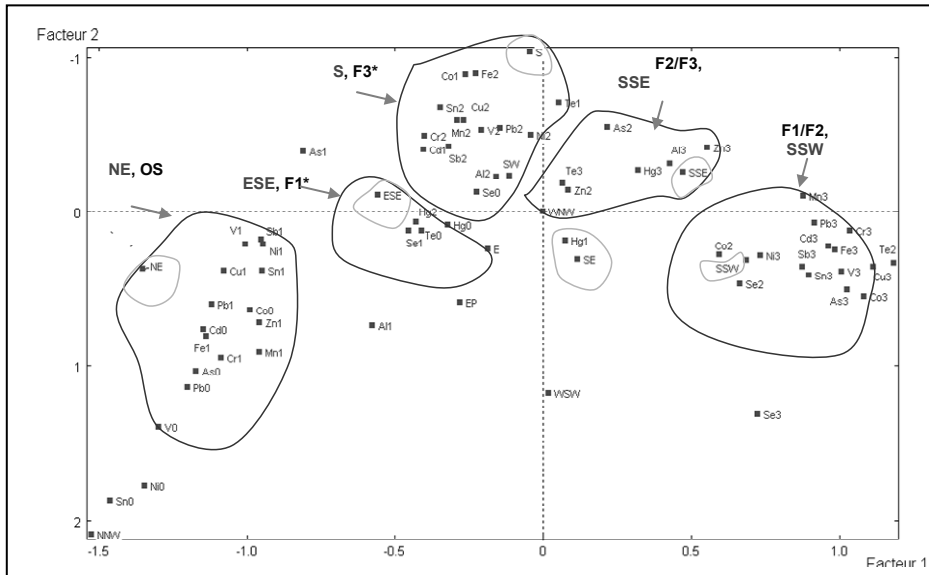


Figure 3 – Plan principal d'une Analyse Factorielle des Correspondances analysant la liaison statistique avec le vent étudié au travers certaines composantes issues d'une ACP.

3.2. Intercomparaison entre les méthodes ACP, PMF et CAH

La CAH (figure 4) montre l'existence de deux groupes principaux : le premier contient les éléments Al et Te, et le deuxième les métaux tels que Fe et Hg. Ce deuxième groupe contient beaucoup d'éléments qui sont trouvés dans les émissions d'aciérie (sidérurgie). Une analyse plus fine de l'arbre de classification permet de détecter des sous-groupes plus significatifs. Le premier contient les éléments Fe, As, Co, Pb et Ni qui sont des éléments à la fois attribués aux sources industrielles et terrigènes. Le deuxième renferme les éléments Cu, Sb, Sn, V, Cr et Se, éléments caractéristiques de l'aciérie et de la combustion de fioul. Le groupe suivant est composé de Mn, Zn, Cd et Hg qui sont généralement liés aux processus industriels.

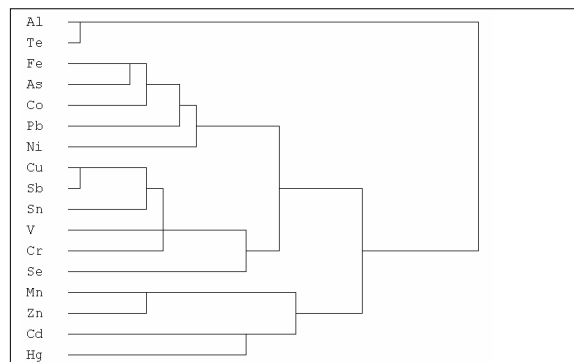


Figure 4 – Classification Ascendante Hiérarchique appliquée aux 16 métaux dans l'espace des échantillons (méthode de Ward, selon une distance euclidienne)

Pour chaque source obtenue par PMF, il est possible de définir un profil caractérisé par une signature (métaux contribuant à plus de 50 % à la source) et à une contre-signature (métaux

contribuant à moins de 10% à la source). La signature de la première source se compose de Co, Se, Ni et de Sn. Cette signature (figure 5a) coïncide avec le groupe Sn-Sb-Cd obtenu précédemment par la CAH et avec la composante 4 de l'ACP. La deuxième source (figure 5b) se compose essentiellement du Pb, As, Fe, et Sb, métaux traceurs de la combustion des carburants. La troisième source (figure 5c) se compose du Zn, Hg, Mn et V. Cette source est probablement liée au Mn-Zn-Cd-Hg de l'arbre de classification du CAH. La dernière source (figure 5d) est composée de Al et de Te, et correspond au premier groupe de la CAH.

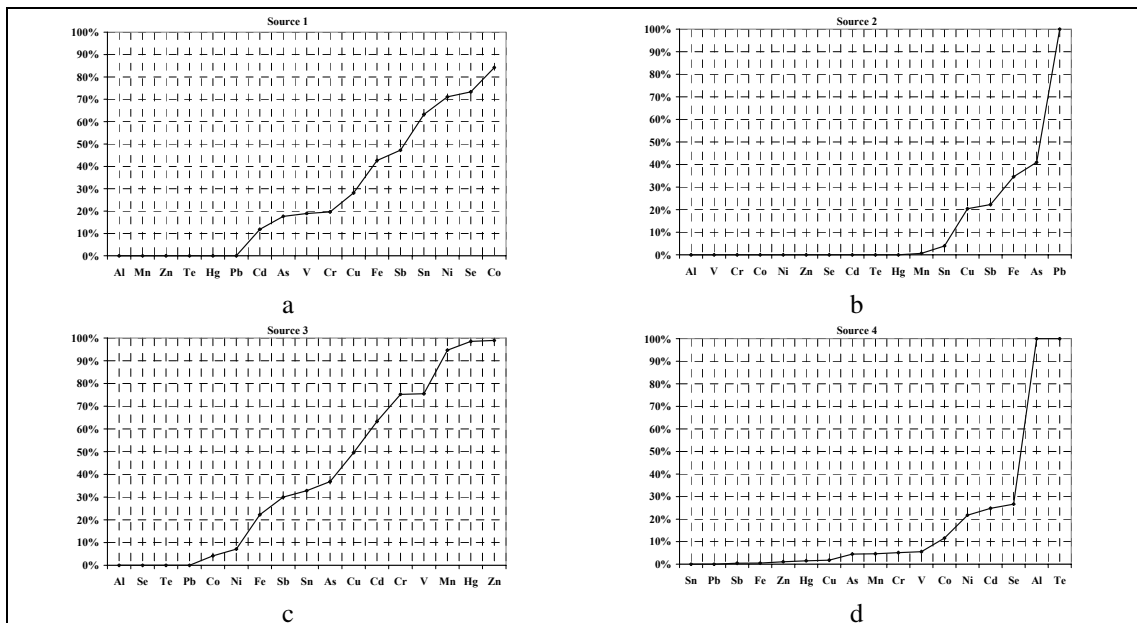


Figure 5 – Composition et profils des sources obtenues par PMF

Ces résultats permettent ainsi de relier les sources de PMF à celles identifiées par la CAH, et à celles retenues par l'ACP. Mais ils signalent également quelques autres groupes, non obtenus par classification (par exemple, les métaux de source 3, où Mn, Zn, Hg et V sont regroupés). Une fois identifiées les principales sources, une Régression Multilinéaire (RML) est appliquée pour déterminer la contribution de chacune des 4 premières composantes retenues par le calcul de l'ACP (figure 6). La procédure détaillée de calcul de ces contributions peut être explorée dans Khlaïfi *et al.* (2005). La contribution des différentes sources identifiées dépend surtout fortement du point de mesure et de la nature de la granulométrie.

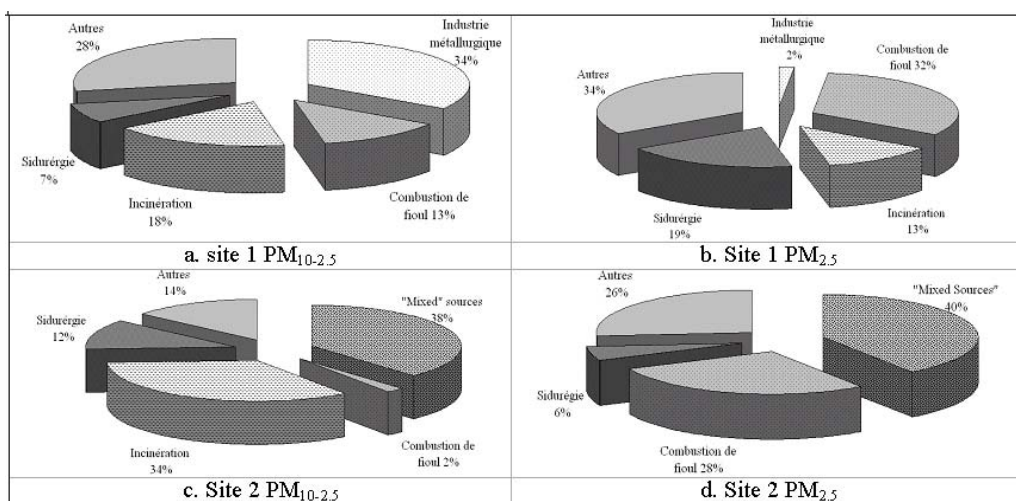


Figure 6 – Estimation de la contribution des sources identifiées par RML.

Conclusion

Ce travail s'est donné comme objectif l'identification des sources et la quantification de leurs contributions aux niveaux environnementaux de PM₁₀ pour un cas réel, celui d'un site sidérurgique situé en Grande Bretagne. Pour cela, une campagne de mesures des métaux traceurs a été effectuée, mais aucune information sur les sources n'était disponible. Cette identification a donc dû se faire 'à l'aveugle', les seuls renseignements fournis provenant de la littérature sur les métaux traceurs ainsi que l'impact de la direction du vent sur la retombée des particules en suspension. Selon ce protocole, les différentes méthodes d'analyse multivariée utilisées montrent une convergence vers les mêmes types de sources qui sont l'industrie métallurgique, la sidérurgie, la combustion de fioul et l'incinération. L'estimation de la contribution de ces sources par la régression multilinéaire montre une forte variabilité suivant le point de mesure mais aussi suivant la nature de la granulométrie fine (PM_{2.5}) ou grosse (PM_{10-2.5}).

Bibliographie

- BENZECRI J.P., 1983 : *La pratique de l'analyse des données. Tome I : 'Analyse des correspondances, exposé élémentaire'*. Dunod.
- CELEUX G., 1987 : *Classification and modèles*. Rapport de recherche n° 810, INRIA.
- FUNG Y.S., WONG L.W.Y., 1995 : Apportionment of air pollution sources by receptor models in Hong Kong. *Atmospheric Environment*, **29**, 2041-2048.
- HOSIOKANGAS J., RUUSKANEN J., PEKKANEN J., 1999 : Effects of soil episodes and mixed fuel sources on source apportionment of PM10 particles in Kuopio, Finland. *Atmospheric Environment*, **33**, 3821-3829.
- KHLAIFI A., IONESCU A., CANDAU Y., 2005 : Identification des sources et quantification de leur contribution aux niveaux de PM10. Etude d'un site industriel en Italie. *JESA*, **39/4**, 437-453.
- PAATERO P., TAPPER U., 1994 : Positive matrix factorization: A non-negative factor model with optimal utilization of error estimates of data values. *Environmetrics*, **5**, 111-126.
- MIRANDA (de) R.M., Fatima Andrade (de) M., Worobiec A. et Van Grieken R., 2002 : Characterisation of aerosol particles in the Sao Paulo Metropolitan Area. *Atmospheric Environment*, **36**, 345-352.
- SAPORTA G., 1990 : *Probabilités, analyse des données et statistiques*. Paris, Technip.
- QUITERIO S.L., SOUSA DA SILVA C.R., ARBILLA G., ESCALEIRA V., 2004 : Metals in airborne particulate matter in the industrial district of Santa Cruz, Rio de Janeiro, in an annual period. *Atmospheric Environment*, **38**, 321-331.
- SONG X.-H., POLISSAR A.V., HOPKE P.K., 2001 : Source of fine particle composition in the northeastern US. *Atmospheric Environment*, **35**, 5277-5286.

Réalités d'un réseau météo automatisé en Champagne

François Langellier, Dominique Moncomble, Laurent Panigai

Services Techniques du Comité Interprofessionnel du vin de Champagne
Epernay, France
francois.langellier@civc.fr,
dominique.moncomble@civc.fr, laurent.panigai@civc.fr

Résumé : Avec l'appui scientifique du laboratoire de géographie physique de l'université Paris VII (Michel Lecompte, Gérard Beltrando), un programme de zonage climatique du vignoble champenois (32000 ha) a été initié par le CIVC dès le début des années 1990. Il s'est traduit par la mise en place dès 1992 d'un réseau dense de stations météo automatisées, à savoir plus d'un poste pour 1000 ha de vignoble (38 sites). Ce projet a été mené de concert avec la mise en place des réseaux automatisés départementaux coordonnés par Météo France. Dans un premier temps, les principaux problèmes engendrés par ce type de réseau sont détaillés: choix du matériel, mise en place, coûts d'investissement, maintenance, validation des données ainsi que les solutions apportées au cours des 13 années de fonctionnement du réseau. Dans un second temps, la palette des principales applications du réseau à destination des professionnels du Champagne est développée.

Mots clés : gestion d'un réseau de station météo, climatologie opérationnelle

Introduction

Les professionnels champenois, soucieux de mieux connaître et de préserver le milieu naturel en relation avec les pratiques viticoles et oenologiques ont décidé, dès les années 1990, de mettre en place un réseau de stations météo automatisées.

Ce projet coïncidait avec l'automatisation des réseaux météo départementaux de la Marne et de l'Aube. La concertation entre les acteurs locaux que sont le Conseil Général, Météo France, le SRPV, la DDE et le CIVC a permis de disposer en quelques années d'un réseau cohérent et très dense de pratiquement 40 stations automatiques réparties sur l'ensemble des secteurs viticoles sur les 3 départements principalement concernés: la Marne, l'Aube et l'Aisne.



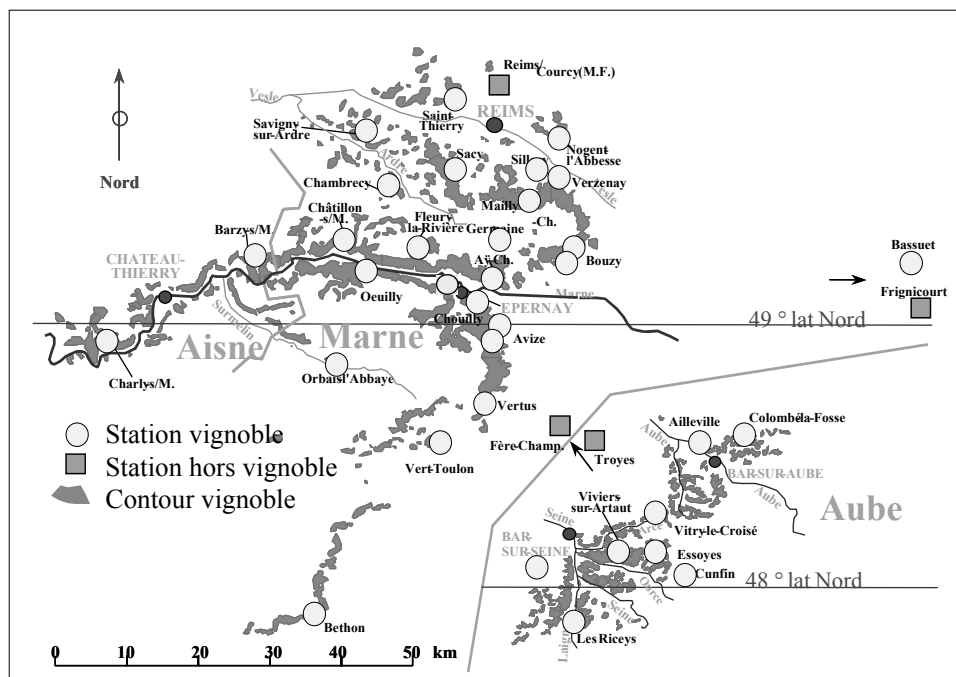
I. Le réseau

I.1. Mise en place

La première phase découle tout d'abord d'une expertise réalisée par le laboratoire de

Géographie physique de l'Université de Paris VII. Qui a établi une carte des expositions moyennes des différents coteaux viticoles (Beltrando et Sarmir, 1992). Le choix des implantations se fait ensuite en fonction de plusieurs critères: prise en compte des grandes unités viticoles "homogènes" sur le plan paysager, des orientations moyennes de ces unités, du positionnement sur le coteau (mi-coteau généralement), de la position géographique de ces unités viticoles afin de rester suffisamment exhaustif. Ce travail débouche sur un cahier des charges d'implantations se résumant à une trentaine de situations devant être instrumentées. Dans chaque cas, sont précisés les communes concernées, l'orientation du coteau au niveau du site, le positionnement le long du coteau.

Dans une seconde phase, qui s'étale de mars 1992 à avril 1995, les sites sont effectivement mis en place. Les contraintes à prendre en compte sont nombreuses : site "naturel" non remanié sur le plan topographique, proximité d'une ligne téléphonique enterrée, accessible aisément et, le plus délicat, situé au milieu des vignes. Ce dernier point a souvent été le plus difficile à gérer puisque, étant donné le prix élevé de la terre à vigne, il n'était pas toujours facile de disposer d'une surface minimale de 16 m² pour implanter la station. Quelques postes supplémentaires seront mis en place de 1996 à 1999 pour des raisons plus spécifiques : domaines expérimentaux du CIVC (2), ligne TGV Est à Verzenay (1), domaine Moët et Chandon à Germaine (1).



1.2. Description du réseau

Fin 1999, le réseau météo du vignoble se compose de 38 stations correspondant à l'assemblage de 4 réseaux : synoptique Météo France (Reims et Troyes), AGREMAM (réseau départemental de la Marne avec 8 sites viticoles), CLARA (réseau départemental de l'Aube avec 3 sites viticoles) ces deux derniers réseaux étant gérés par Météo France et le réseau appartenant et géré par le CIVC (21 sites viticoles).

Il est à noter qu'à partir de 2004, les 8 postes viticoles « AGREMAM » de la Marne sont récupérés par le CIVC tandis que les deux postes hors vignobles le sont par le Service Régional de la Protection des Végétaux.

1.3. Le financement

L'ensemble du dispositif, à savoir 36 sites installés (hors synoptiques Météo France) représente un coût d'investissement de 300 000 euros, soit 8330 euros par site. Les différents partenaires (CIVC, chambres d'agriculture, Service Régional de la Protection des Végétaux) financent la moitié du projet tandis que les conseils régionaux des différents départements en financent l'autre moitié.

2. La cohérence du projet

Dans toutes les étapes de la mise en place, il y a eu recherche de cohérence entre les différents réseaux. Ainsi, le choix du matériel de mesure s'est porté sur des stations CIMEL ENERCO 407 à 7 voies de mesures d'un commun accord entre tous les partenaires, ainsi que les paramètres météo obligatoirement pris en compte : température sous abri, humidité de l'air, indice actinothermique et pluviométrie. Ce matériel est autonome électriquement (panneaux solaires) mais nécessite un raccordement téléphonique pour l'interrogation. En complément, AGREMAM et CLARA ont positionné des sondes thermiques dans le sol et le CIVC des anémomètres et girouettes. Quelques mesures de rayonnement sont réparties sur le vignoble. De même, il a été convenu que le sol des postes viticoles serait totalement désherbé. A partir de 2004, une station du réseau RADOME est implantée dans le vignoble à Chouilly.

Département	Réseau	Hors vignoble	Synoptiques	Vignoble
Aisne	CIVC			25
	Météo France		1	
	SRPV	2		
Aube	CIVC			2
	CIVC			4
Aube	CLARA			3
	Météo France		1	
Total réseau		2	2	34

Tableau I – Le réseau fin 2002 (nombre de stations)

3. La validation

L'ensemble des données météo sont concentrées par le CIVC par une interrogation quotidienne des 38 postes. Chaque station fournit pour chacun des capteurs, des données à 6 minutes (pluies), semi-horaires, horaires et quotidiennes. Les données sont récupérées sous un format « résident » nommé « Bluesky » du nom du logiciel d'interrogation. Ces données sont ensuite transférées sur une base de données (ACCESS 2000) en vue de leur validation.

La validation porte sur les données horaires et quotidiennes, les données semi-horaires ou à 6 minutes sont simplement archivées. La validation comporte deux volets: contrôle de la qualité des données et estimation des données manquantes.

La qualité des données est vérifiée à la fois pour les données horaires et les données quotidiennes. L'objectif est de mettre en évidence des données « aberrantes » à travers des tests d'intervalles de confiance. Pour chaque paramètre, les données d'une station sont comparées à celles de stations dites « homologues » pour ce paramètre. Le choix de ces stations homologues résulte de l'expérience.

Le programme sort à la demande, la liste des données horaires ou quotidiennes qui s'écartent trop des valeurs « homologues ». Ensuite, une analyse de ces données sous forme de graphiques en données horaires (tous paramètres) ou de cartes (pluies) permet de dégager le caractère anormal ou non de ces données. Si c'est le cas les données sont corrigées. De plus,

cette analyse peut ne pas suffire, et un déplacement sur site est parfois nécessaire (pluviomètres par exemple).

L'estimation des données manquantes est un apport important, surtout pour les données horaires. Elle se fait en deux temps. Tout d'abord, on estime les données horaires toujours suivant le principe des stations « homologues ». Les fichiers de données horaires sont alors complétés. Ensuite, les données quotidiennes manquantes sont estimées à partir des données horaires.

4. La maintenance et les coûts

La validation et la maintenance sont deux opérations indissociables. La validation permet de détecter rapidement les capteurs défaillants et d'intervenir à bon escient. On estime à 1,5, le nombre annuel d'intervention ponctuelle par station suite à la détection d'une anomalie. Parallèlement, dans ce domaine de la maintenance, il est important de « prévenir » plutôt que de « guérir ». C'est pourquoi une visite de routine de l'ensemble du réseau est réalisée avant le démarrage de la campagne viticole (mars /avril) de façon à contrôler sur place l'état du matériel et les éventuelles pannes à venir. Indépendamment d'un nécessaire « coup de chiffon » et d'un nettoyage des augets du pluviomètre, cette visite est mise à profit pour contrôler la rotation des girouettes, l'état des pyranomètres, des connexions (corrosions), l'horloge de l'unité centrale, l'état d'entretien du sol. Des contrôles de l'humidité de l'air et du volume de basculement du pluviomètre sont effectués à cette occasion.

Le tableau 2 reprend les principales rubriques en intégrant les heures de techniciens / ingénieur pour la validation et la maintenance, le prix des pièces détachés et l'amortissement du matériel (10 ans). Il ressort un coût moyen hors amortissement d'environ 1 500 euros par an et par station. Avec amortissement, le coût se monte à un peu plus de 2 300 euros.

Rubrique	s/rubrique	Coût par station et par an ()
Maintenance	Visite de routine	203
	Désherbage des sites	66
	Dépannages	275
	Pièces détachées	273
Téléphone	Abonnement	216
	Communications	23
Validation	Contrôle/ corrections	428
Amortissement	(sur 10 ans)	840
Coût total sans amortissement		1483
Coût total avec amortissement		2323

Tableau 2 – Le coût du réseau

5. Les applications

5.1. Aides aux préconisations techniques (traitements anti-parasitaires)

La première utilisation des données météo a été la validation et le développement de modèles épidémiologiques en tant qu'aide à la décision (modèles POTENTIEL SYSTEME créés par la SESMA) appliqués aux maladies de la vigne (mildiou, oïdium, botrytis et à ses ravageurs comme les vers de la grappe). Ces modèles étaient déjà testés auparavant mais n'utilisaient que les données de Reims et Troyes. Ils ne tenaient ainsi pas compte de toute la variabilité

climatique du vignoble Depuis, ces modèles simulent le développement des différentes maladies au niveau de chaque poste météo, et renseignent les techniciens sur les risques à courir dans les 10 jours à venir. Ils améliorent la lisibilité et permettent de mieux conseiller les viticulteurs pour les traitements phytosanitaires. Ces modèles participent à la mise en place d'une « Viticulture raisonnée ».

La forte incidence des pluies pour ces modèles et la nécessité de connaître au plus fin les pluviosités enregistrées dans le vignoble a débouché sur la mise en place d'un réseau de mesures pluviométriques de 35 postes complémentaires. Il s'agit d'un réseau d'observateurs bénévoles. Il est géré de manière conventionnelle par des relevés manuels quotidiens. Cependant, en cas d'événements pluvieux exceptionnels, une procédure d'urgence permet de rapatrier les données en un temps relativement court (2 jours).

5.2 La prévision de récolte

La SESMA a également mis au point des modèles simulant le comportement physiologique de la vigne. Ceux-ci décrivent la phénologie mais également le potentiel de développement des grappes, élément déterminant dans l'estimation du rendement moyen et de la qualité Champagne. Ces modèles ont un intérêt stratégique notoire pour les professionnels car ils permettent d'estimer avec une certaine fiabilité les volumes de récolte probables dès la fin juillet (fin août avec la méthode traditionnelle). Et contribuent aux orientations qualitatives.

5.3 La prévision du gel

Le risque de gel de printemps est réel dans le vignoble champenois, puisqu'on enregistre en moyenne une gelée par an avec dégâts. L'exemple des gelées de 2003 avec 90% du vignoble touché et 45% de pertes est là pour le rappeler. De ce fait, la lutte contre les gelées reste une tradition en Champagne. Pour répondre à une attente des professionnels utilisateurs de tels systèmes, une procédure de prévision du gel a été mise au point en collaboration avec Météo France et l'Université de Paris 7 (Madelin, 2004). La technique consiste à prédire à 17h00, la température minimale au niveau des bourgeons de vigne le lendemain matin, pour chacun des sites instrumentés. Sur un plan opérationnel, la prévision est d'abord réalisée par Météo France sur le site de Reims. Ensuite, une extrapolation est effectuée pour chacun des postes, en fonction de la prévision régionale de direction, force du vent et nébulosité. Les valeurs prédites sont diffusées sur l'extranet du CIVC (accès réservé aux professionnels du Champagne) sous la forme d'un tableau et d'une carte. L'extrapolation n'est possible qu'en compilant les données thermiques printanières du vignoble sur des séries les plus longues possibles : de 1994 à 2005 à ce jour.

5.4. La connaissance du milieu naturel (programme « Terroir »)

Le premier objectif du réseau était d'aboutir à une meilleure connaissance des terroirs viticoles sur le plan climatique. Le réseau a permis jusqu'ici d'alimenter certaines études aboutissant à mieux appréhender des phénomènes climatiques particuliers comme le gel de printemps. On citera par exemple l'étude des « Calendriers de probabilité de gel » réalisée en collaboration avec le LAMA de Grenoble (de Saintignon) mais aussi les nombreuses études ayant abouti à la mise en place d'une prévision du gel. Pour l'instant, nous sommes dans une phase d'acquisition de données, avec une antériorité moyenne pour l'ensemble du réseau de 11 ans. Le réseau permet de déceler les différentiels de comportements climatiques et météorologiques (accidents de gel, grêle) d'un secteur par rapport à d'autres. Il est un appui intéressant dans la compréhension de certains phénomènes agronomiques observés d'une année sur l'autre. Pour l'instant, l'utilisation de ces données dans le cadre d'une approche « terroir » se heurte à la spatialisation des données. L'avenir de cette approche passera nécessairement par la mise en place de cartographies thématiques.

5.5. Aide directe dans les projets viticoles

Les problèmes d'érosion sur les coteaux viticoles incitent les viticulteurs à se regrouper afin de mettre en place des aménagements hydrauliques concertés. L'élaboration des projets nécessitent fréquemment une connaissance fine des rythmes de pluie, notamment au pas de temps de 6 minutes. Le réseau météo est à même de fournir ces informations à l'adresse de bureaux d'études pour le compte du vignoble. Ces données au pas de 6 minutes sont également très utiles pour qualifier le niveau de développement des maladies.

5.6. Diffusion d'informations brutes (Extranet CIVC)

Non prévue au début du projet, la mise à disposition aux professionnels de données brutes en temps réel s'est rapidement développée avec l'avènement d'internet. Ainsi, le site Extranet du CIVC diffuse-t-il quotidiennement les données thermiques et de pluviosité pour chacun des sites. Il répond en fait à une attente des viticulteurs qui sont de plus en plus nombreux à consulter ces informations pendant la période de végétation de la vigne, dans le cadre des traitements phytosanitaires. Cette rubrique est la plus consultée du site internet CIVC avec en moyenne 680 interrogations par mois d'avril à juillet 2005.

Conclusion

Le réseau météo du vignoble apporte aux professionnels du Champagne une aide importante qui ne se démentit pas et s'amplifie même au fur et à mesure des années. La preuve en est qu'un réseau complémentaire de 37 postes d'observation de la pluviosité vient compléter les données du réseau automatisé. Une nouvelle étape sera franchie dès lors que nous pourrons mieux appréhender la climatologie sur un plan spatial mais aussi les événements climatiques en temps réel grâce à la mise à disposition prochaine des lames d'eau radar par Météo France. Tout ceci souligne l'intérêt porté aux données climatiques par les professionnels. Le maintien d'un réseau dense représente un coût financier et humain non négligeable mais cet effort semble bien accepté par ceux-ci en raison de l'implication énorme du climat sur la conduite de la vigne et de toutes les activités annexes. Le contexte de changement climatique et le souci de limiter l'impact environnemental de la filière sur le milieu naturel accentuent cet engouement.

Bibliographie

- BELTRANDO G., 1998. « Températures minimales du printemps en Champagne viticoles : quelques résultats à partir d'un nouveau réseau de stations automatiques », *La Météorologie*, vol. 8, n°21, p. 30-44.
- CHOISNEL E, JOURDAIN S., CAMBLAN M., KLIS-LILIENTHAL I. ET MC VEIGH J.P., 1993. « Un système de prévision des gelées de printemps à une échelle fine dans le vignoble champenois », *La Météorologie*, vol. 8, n°2, p. 8-18.
- LANGELLIER F., PANIGAI L., 2005. Météo du vignoble: un réseau pluviométrique complémentaire“, *Le Vigneron Champenois* n°5, p. 36 à 46.
- MADÉLIN M., 2004. « L'aléa gélif printanier dans le vignoble marnais en Champagne, modélisation spatiale à une échelle fine des écoulements de l'air et des températures minimales, Thèse de doctorat, Université Paris 7, 347 p. + annexes.
- MONCOMBLE D., PANIGAI L., 1990, « Vers le zonage de la Champagne » *Le Vigneron Champenois*, n°3, p 18-26
- PANIGAI L., LANGELLIER F., 1992. « Climatologie au vignoble. Mise en place d'un nouveau réseau de stations automatiques », *Le Vigneron Champenois* n°6 p. 26 à 41.

Validation d'un modèle climatique dans le Sud-Est de la France

Etude comparative des températures moyennes
des simulations climatiques et des observations (1971-2000)

Mireille Lauffenburger¹, Annick Douguédroit², Claude Kergomard³

1 Université de Provence – Aix-Marseille1, Laboratoire de Météorologie Dynamique
CNRS/IPSL/UPMC Paris, France

Mireille.Lauffenburger@lmd.jussieu.fr

2 Université de Provence – Aix-Marseille1, UMR 6012 ESPACE, France

annickd@up.univ-aix.fr

3 Ecole Normale Supérieure, Département de Géographie, Paris, France

Claude.Kergomard@ens.fr

Résumé: L'étude réalisée consiste à valider les données de température de sorties de la simulation « XX^e siècle » du modèle climatique LMDz en vue d'une simulation du climat futur en région de topographie contrastée, le sud-est de la France.

Mots-clés : Changement climatique, Simulation régionale, Température, Sud-est de la France.

Abstract: The study consists in the validation of temperatures proposed by the simulation « XX^e siècle » of the LMDz GCM for a simulation of the future climate in the South-east of France which is an area with strong topographic and climatic contrasts.

Key Words: Climate change, Regional simulation, Temperature, South-east of France.

Introduction

L'étude des variations climatiques d'origine anthropique repose sur les simulations de modèles numériques dont la résolution spatiale est large. Notre travail se place dans la perspective d'une approche réaliste des impacts de ces variations en travaillant à une échelle régionale, qui seule permet une prise en compte de la diversité topographique et géographique. Cette étude se propose de valider les résultats d'un modèle climatique dont la résolution spatiale est de 2,5° de latitude et longitude sur un espace régional (le sud-est de la France), marqué par des contrastes topographiques importants. Notre validation a porté sur la comparaison entre les températures moyennes mensuelles simulées par le modèle numérique du climat LMDz et les températures moyennes mensuelles de 60 postes climatiques pour la série temporelle de 30 ans 1971-2000.

I. Les données et la méthode

I.1. Les données climatiques

Le sud-est de la France possède un réseau relativement dense de postes climatologiques. Pour notre étude sur la variabilité climatique, le paramètre climatique retenu est la température de l'air. Les variables explicatives sont les caractéristiques des postes de mesure telles que les coordonnées géographiques et l'altitude. Toutes les séries de données complètes pour la période 1971-2000 appartiennent au réseau synoptique de Météo-France.

La zone d'étude recouvre le sud-est de la France et plus précisément les départements des Alpes-de-Haute-Provence (04), des Hautes-Alpes (05), des Alpes Maritimes (06), des Bouches-du-Rhône (13), de la Drôme (26), du Var (83) et du Vaucluse (84). Pour cette région, 60 stations météorologiques, offrant une bonne homogénéité dans les données de température pour la période 1971-2000, ont été sélectionnées. Cette sélection se distingue

également par une distribution spatiale relativement uniforme sur l'ensemble de la zone d'étude (Moisselin *et al.*, 2002).

1.2. Les données des simulations climatiques

Nous avons comparé les données observées avec les données de « température de l'air » de sortie du modèle climatique de l'Institut Pierre Simon Laplace (IPSL) et du Laboratoire de Météorologie Dynamique de Paris (LMD). Notre choix s'est porté sur la dernière simulation disponible, celle dite du « XX^e siècle » pour la version LMDZ du GCM qui propose deux simulations du climat, la première dite de « contrôle » (atmosphère avec un taux de CO₂ correspondant à celui des années 1860, soit un taux pré-industriel), et la seconde (2 x CO₂) qui correspond au climat résultant d'un doublement du taux de gaz carbonique atmosphérique calculé par un accroissement du taux au rythme de 1% par an depuis les années 1860 (Le Treut, 2000).

La validation présentée ici repose sur la comparaison entre les données de la simulation climatique de la période de contrôle des sorties du modèle (GCM) et les données observées des postes climatologiques pour la période 1971-2000.

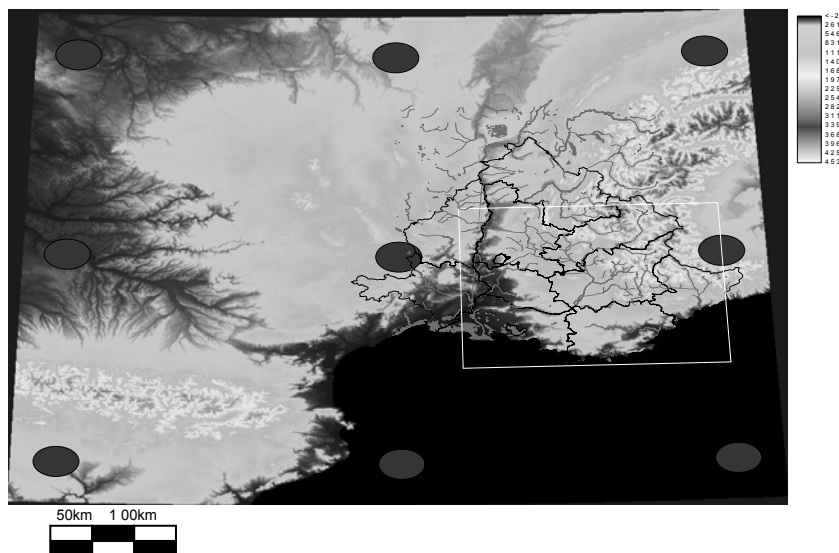


Figure 1 – La zone d'étude du sud-est de la France (définie par le rectangle blanc) et les 2 points de grille du modèle LMDZ retenus (les deux points à l'ouest et à l'est de la zone d'étude).

1.3. La méthode de l'échelle planétaire à l'échelle locale

Une limite essentielle des simulations du modèle LMDZ réside dans le fait que la température, notamment, n'est connue qu'à des points espacés les uns des autres d'environ 250 Km et localisés dans une topographie extrêmement lissée. Pour l'étude comparative entre les températures observées et celles simulées, il est nécessaire d'obtenir les températures simulées aux altitudes « réelles » des 60 postes climatologiques. A la différence de notre étude précédente (Lauffenburger, Kergomard, Journé, 2005), nous avons retenu ici pour les températures simulées non pas un plan de tendance calculé à partir de 9 points de grille mais la température moyenne (10,47°C) pour un plan de tendance entre les 2 points les plus proches du domaine d'étude (461,75 m) (Figure 1). Par ailleurs, le gradient thermique vertical du modèle LMDZ moyenné sur les deux points de grille ($\nabla T_{LMD} = -0,71^\circ \text{C}/100\text{m}$) reste bien supérieur au gradient réel moyen observé.

Notre méthode a consisté à appliquer une correction des effets de l'altitude aux températures simulées par le LMDZ. La décroissance des températures avec l'altitude dans les Alpes

françaises du Sud a fait l'objet de nombreuses recherches (Douguédroit et de Saintignon, 1981, Carréga, 1994).

De façon générale, la relation qui lie la décroissance des températures avec l'altitude est une équation du premier degré de la forme :

$$T = T_0 - \nabla t \cdot Z$$

où T est la température à l'altitude Z , T_0 la température au niveau de la mer et ∇t le gradient thermique vertical. Nous avons admis dans notre étude que cette relation pouvait être utilisée pour exprimer la décroissance de la température avec l'altitude.

Nous avons ainsi appliqué la correction suivante aux données de température du modèle LMDz afin d'obtenir les températures simulées par le LMDz ($T_{\text{LMDz/station}}$) aux altitudes des 60 postes climatologiques (Z_{station}) :

$$T_{\text{LMDz/station}} = T_{0/\text{LMDz}} - \nabla T_{\text{LMD}} \cdot Z_{\text{station}}$$

où $T_{0/\text{LMDz}}$ est la température donnée par le modèle du LMDz ramenée au niveau de la mer à partir des 2 points retenus et ∇T_{LMD} est le gradient thermique vertical du LMDz.

Cette correction apportée aux températures simulées par rapport à l'altitude réelle de chaque station d'étude nous a ainsi permis d'établir une comparaison entre les données observées pour chaque station et les données de la simulation du LMDz.

2. La synthèse des résultats

L'étude de différentes régions homogènes sur le plan thermique dans le sud-est de la France a été réalisée par de nombreux travaux (Douguédroit, 1977, Douguédroit et de Saintignon, 1981, Carréga, 1994). La limite septentrionale des Alpes du Sud se situe par rapport à celle du Nord par la ligne des grands cols séparant les deux ensembles français, impliquant l'élimination d'une partie des postes des Hautes-Alpes et de la Drôme.

Trois grands ensembles homogènes dans le domaine thermique s'individualisent dans notre zone d'étude, l'ensemble Alpes du Sud - Provence collinéenne, les plaines du Rhône à l'Ouest et les plaines littorales. L'ensemble de la vallée du Rhône se caractérise par des hivers plus froids et des étés plus chauds à altitude égale que les vallées provençales et préalpines. Le littoral méditerranéen possède un climat plus doux l'hiver avec des amplitudes saisonnières plus faibles que les Alpes du Sud - Provence collinéenne.

La comparaison des régimes thermiques simulés par le modèle LMDz avec les observations des différents postes climatologiques d'étude permet d'évaluer des limites de la modélisation numérique. Le modèle simule ainsi une température moyenne qui s'intègre assez correctement dans l'étendue de la variabilité trentenaire des températures observées sur la période 1971-2000. La correction effectuée en lien avec la décroissance des températures en fonction de l'altitude permet d'effectuer cette validation pour un grand ensemble de stations, plus ou moins éloignées de la mer, et plus ou moins en altitude.

L'analyse des écarts thermiques pour la moyenne trentenaire entre les températures annuelles observées et celles de sorties du modèle LMDz identifie les trois ensembles régionaux (figure 2). Les écarts les plus importants se situent pour les stations des Alpes du Sud à altitude élevée, Saint-Véran à 2010 mètres dont l'écart est de 5,56° C (figure 2, 1^{er} graphique), Tinée-Auron à 1605 mètres avec un écart de 4,53°C. Les stations littorales ont des écarts thermiques significativement forts, supérieurs à 2°C, Menton-Observatoire (3,63°C), Toulon (2,59°C), Marseille-Observatoire (2,25°C) (figure 2, 3^e graphique). L'ensemble des plaines du Rhône s'individualise très nettement par des écarts thermiques relativement faibles quelque soit l'altitude du poste climatologique, Montélimar (0,06°C) (figure 2, 2^e graphique), Orange

(0,77°C). Toutes les stations de la vallée du Rhône connaissent des écarts inférieurs à 1°C. Quant aux stations de moyenne altitude des collines avoisinantes des plaines du Rhône, l'écart reste faible (Saint-Christol, 834 mètres (Figure 2, 4^e graphique). L'étude comparée des écarts des moyennes mensuelles sur les 30 ans 1971-2000 montre que Saint-Véran est la station dont les écarts thermiques sont les plus élevés tout au long de l'année. Les stations de la vallée du Rhône possèdent les écarts les plus faibles quelque soit la saison.

L'amplitude thermique saisonnière moyenne sur les 30 ans entre les données observées et celles de la simulation LMDz est de 1,83° C pour l'ensemble des stations. En fait, la simulation du LMDz sous-estime l'ensemble du régime thermique saisonnier. Cette sous-estimation est principalement accentuée en automne et notamment en octobre (3,35°C), en septembre (2,63°C) et secondairement en août (2,20°C), puis en janvier (1,87°C). Le mois de juillet connaît l'écart thermique le plus faible avec 1,60°C. L'amplitude thermique saisonnière du mois d'août relativement élevée entre les deux types de données représente une contrainte dans l'évaluation du degré de sécheresse dans les régions méditerranéennes. Notons que la moyenne climatologique est un paramètre qui définit la tendance centrale d'une série ; les valeurs moyennes globales que nous avons calculées ne permettent pas de caractériser la dispersion des valeurs individuelles autour de ces valeurs centrales. La moyenne calculée a été obtenue pour les trente ans d'étude. Elle ne tient dès lors compte ni des variabilités interannuelles ni des différenciations thermiques spécifiques entre les trois ensembles régionaux.

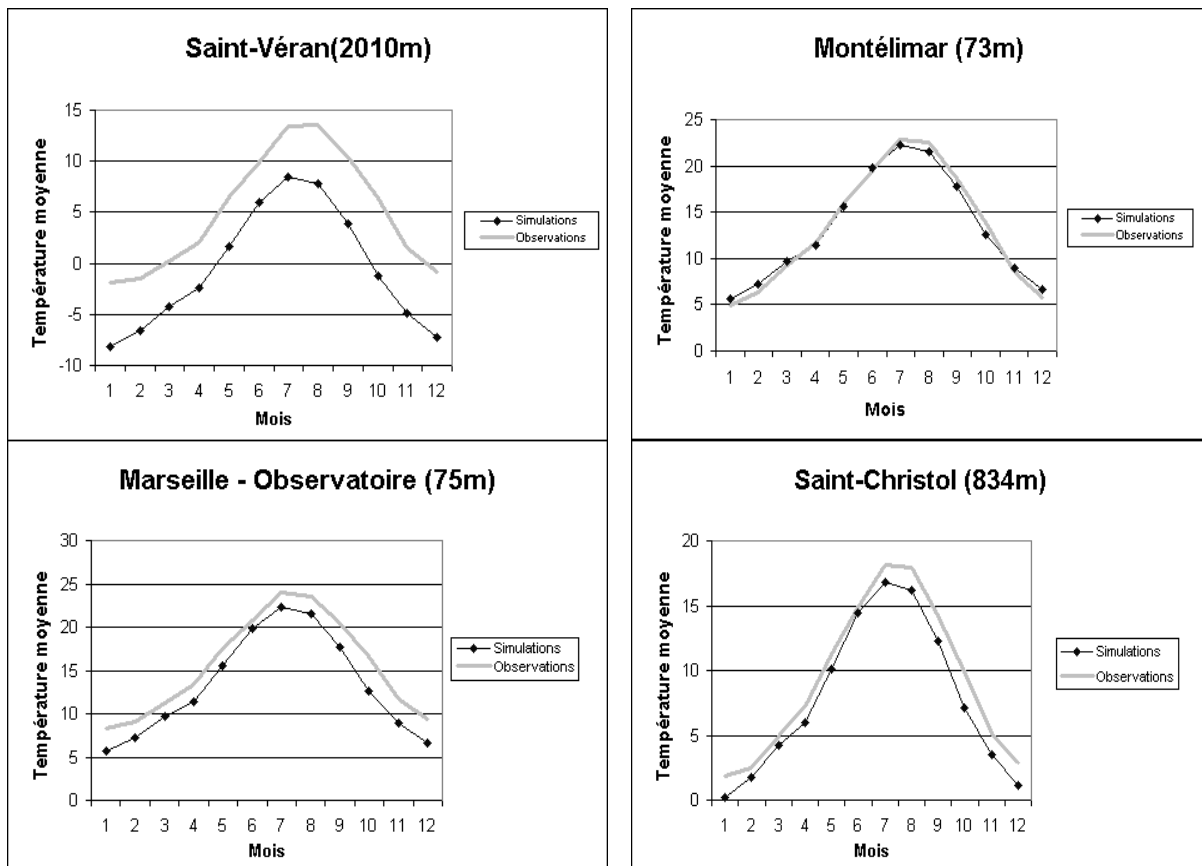


Figure 2 – Comparaison du régime thermique saisonnier pour 4 stations entre les données observées et la simulation du modèle LMDz

Conclusion

Les modèles climatiques même les plus avancés ne présentent pas à l'heure actuelle, de valeur prédictive du réchauffement climatique à une échelle géographique pertinente à l'échelle régionale. La comparaison entre les données observées issues des stations d'étude et les données issues de la simulation dite du « XX^e siècle » du modèle climatique LMDz a permis un début de validation assez correcte des résultats du modèle à l'échelle régionale du sud-est de la France. Nous allons poursuivre cette tentative de validation. La validation de la méthode de correction des effets de l'altitude permettra d'appliquer celle-ci aux données simulées par le modèle LMDz pour l'hypothèse d'un doublement de gaz carbonique.

Bibliographie

- CARREGA P, 1994 : *Analyse spatiale, quantitative et appliquée : topoclimatologie et habitat*, Thèse d'Etat, Nice, 408p.
- DOUGUEDROIT A., 1977 : L'individualisation de la région climatique du Bas-Rhône, *Méditerranée*, **1**, 73-78.
- DOUGUEDROIT A. , de SAINTIGNON M.-F., 1981 : Décroissance des températures mensuelles et annuelles avec l'altitude dans les Alpes du Sud et en Provence, *Eaux et Climats, Mélanges géographiques offerts à Ch.-P. Péguy*, Grenoble, 179-193.
- LAUFFENBURGER M., KERGOMARD C., JOURNE V., 2005 : Validation d'un modèle climatique en vue d'une simulation du climat futur dans les Alpes du Sud (France), *Actes du XVIII^e colloque de l'AIC*, Gênes, 7-11 septembre 2005, 377-380.
- LE TREUT H., 2000 : Modeling the climate of the Future : Associated Uncertainties, *ERCA*, vol. **4**, 41-50.
- MOISSELIN J.-M., SCHNEIDER M., CANELLAS C., MESTRE O., 2002 : Changements climatiques en France au 20^e siècle. Etude des longues séries de données homogénéisées françaises de précipitations et températures, *La Météorologie*, **38**, 45-56.

Interaction océan-côte-continent et perturbations dues à la pluie affectant la transmission hertzienne

Nouria Lehtihet^{1,2}, F. Youcef Ettoumi¹

¹ Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediène
Faculté d'Electronique et d'Informatique, Département Télécommunications
Laboratoire Traitement d'Images et Rayonnement
Alger, Algérie
lehtihet.nouria@caramail.com, youcefettoumi@yahoo.fr
² Autorité de Régulation de la Poste et des Télécommunications
Alger, Algérie

Résumé : *Le site d'implantation du radar de Bordeaux, interagissant l'océan atlantique et le continent, a permis un découpage en trois zones différentes afin de mettre en évidence l'interaction océan-côte-continent. De ce fait, une analyse comparative effectuée sur les surfaces journalières d'échos de pluie pour les trois zones a montré que durant une période très sèche les précipitations en mer sont réduites de moitié par rapport à celles de la côte, ceci d'une part. D'autre part, les surfaces d'échos de pluie évoluent de la même façon pour les trois zones et elles sont plus importantes sur la côte et sur le continent que sur la mer. Par ailleurs, ces résultats peuvent être validés en s'appuyant sur la recommandation UIT-R P.837-3 qui découpe la terre en 15 régions hydroclimatiques.*

Mots-clés : radar, pluie, interaction, océan-côte-continent, transmission.

Abstract: *The site of implantation of the radar of Bordeaux, interacting the Atlantic ocean and the continent, permitted a carving in three different zones in order to put in evidence the ocean-coast-continent interaction. Of this fact, a comparative analysis done on the daily surfaces of rain echoes for the three zones showed that during one very dry period the precipitations in sea are reduced of half in relation to those of the coast, this on the one hand. Of the other part, the surfaces of rain echoes evolve of the same way for the three zones and they are more important on the coast and on the continent than on the sea. Otherwise, these results can be validated while leaning on the recommendation UIT-R P.837-3 that cuts the earth in 15 hydro-climatic regions.*

Key Words: radar, rain, pluie, interaction, ocean-coast-continent, transmission.

Introduction

La pluie est un élément moteur pour le cycle hydrologique offrant l'eau douce nécessaire à la vie. Toutefois, cette variable représente aussi l'élément perturbateur qui peut affecter les transmissions hertziennes, en atténuant une partie des signaux transmis.

Cette atténuation varie suivant l'intensité de précipitation et dépend donc fortement de la zone géographique. Les régions côtières sont souvent alimentées par des nuages précipitants provenant de la mer (Aimé, Sarrailh, 1971), notamment durant les périodes de sécheresse où se produisent souvent des orages. A Bordeaux, le climat s'est asséché au cours du mois de juin de l'année 1996, à l'exception de la journée du 21 qui a connu des formations orageuses.

Dans ce papier, nous allons montrer l'influence de l'interaction océan-côte-continent sur la propagation du signal radioélectrique.

I. Données

Les surfaces occupées par les échos de précipitations, enregistrées toutes les cinq minutes de l'année 1996 par le radar de Bordeaux (Lehtihet, 2003), ont été calculées image par image pour être cumulées à l'échelle de la journée.

2. Interaction océan, côte et le continent

Pour mettre en évidence l'interaction océan-côte-continent et compte tenu des caractéristiques géographiques de la région de Bordeaux, le site étudié a été découpé en trois parties différentes dont la largeur est considérée dans la direction est-ouest et la longueur, dans la direction nord-sud (voir figure1). Les trois zones ayant toutes une longueur de 60 km et une largeur de 180 km sont :

- La mer à l'ouest du radar
- la zone côtière incluant le radar
- Le continent, situé à l'est du radar.

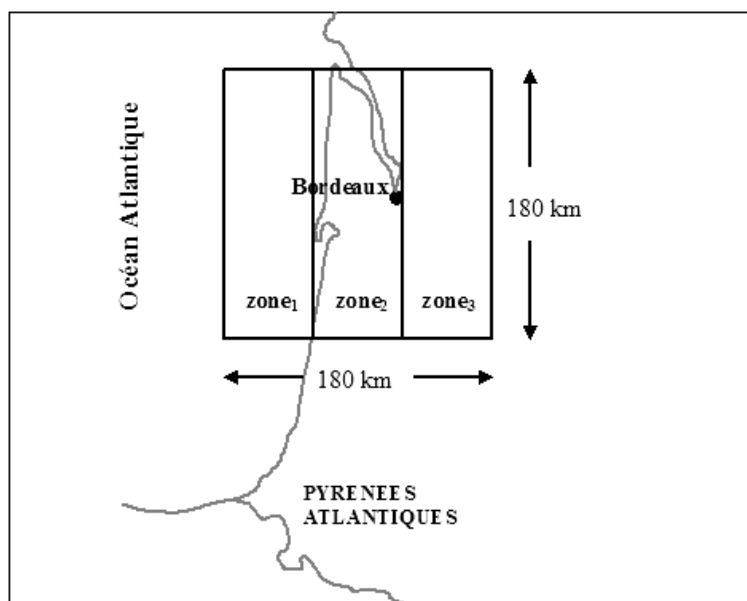


Figure 1 – Découpage du site étudié en zones (le radar se trouve dans la zone₂)

La figure 2 montre la distribution des surfaces journalières des échos de précipitations obtenue pour les trois zones formant la mer, la côte et le continent respectivement. Les surfaces d'échos de pluie enregistrées le 21 juin 1996 sont prédominantes, que ce soit pour la mer, la côte ou le continent, dont les valeurs peuvent atteindre $1,3 \cdot 10^6 \text{ km}^2$, $1,6 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ et $1,5 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ respectivement. Pour une bonne lecture du tracé de la figure 2, les valeurs de la journée du 21 juin ne sont pas prises en compte.

D'après la figure 2, les surfaces de précipitations enregistrées dans les trois zones évoluent de la même façon et elles sont plus importantes sur la côte et sur le continent que sur la mer. D'autre part, on constate que la surface totale des précipitations comptabilisée pendant le mois de juin sur la mer, représente presque la moitié (1,8) de celle trouvée dans la région côtière. La surface totale enregistrée dans le continent, situé à l'est du radar (voir fig.1), est quasiment égale à celle calculée aux alentours du radar de Bordeaux. Les surfaces d'échos apparaissant dans la journée du 21 juin sont impliquées dans ce calcul.

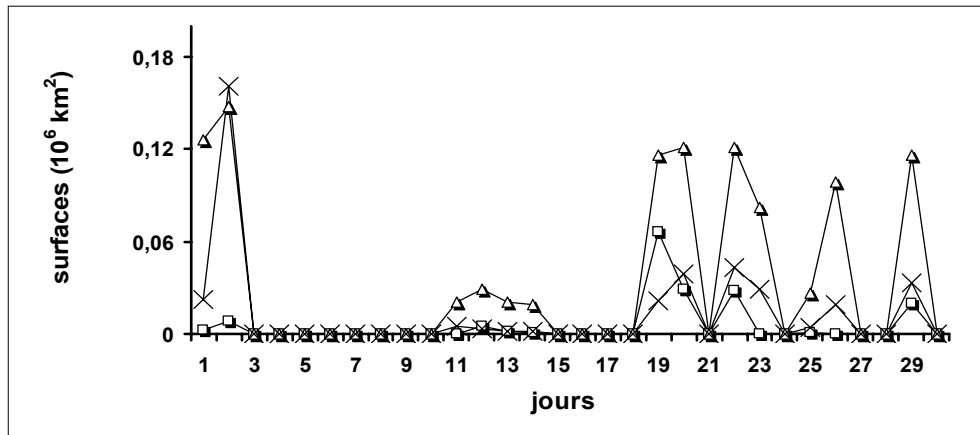


Figure 2 – Variation de la surface des précipitations sur la mer (\square), la côte (Δ) et le continent (\times) au cours du mois de juin

Quant aux surfaces d'échos de pluie couvrant les trois zones considérées, à savoir l'océan, la côte et le continent, sont quantitativement égaux pour la journée du 21 juin 1996. Ce qui reflète le type d'un climat tempéré qui caractérise la journée du 21 juin. Ce mois est en fait ordinairement asséché et ne présente que 6 % des précipitations enregistrées à Bordeaux durant l'année 1996. La figure 3 décrit l'évolution des surfaces horaires d'échos de pluie au cours de la 21^e journée du mois de juin dans les trois zones.

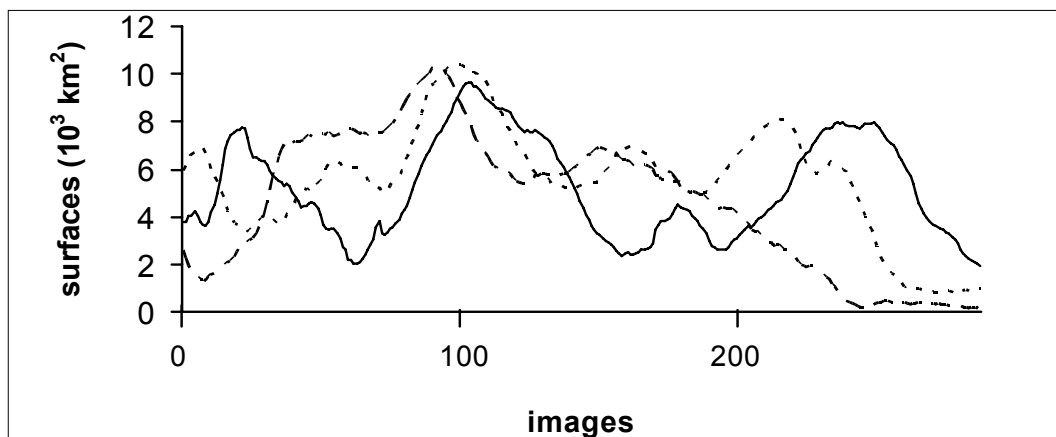


Figure 3 – Variation des surfaces de précipitations sur la mer (---), la côte (...) et le continent (—), occupant les 288 images radar enregistrées pendant la journée 21/06/1996 à Bordeaux.

3. Recommandation de l'Union Internationale des Télécommunications (UIT-R)

Le taux de pluie est exprimé en mm/h et est dépassé pendant 0.01% de l'année en moyenne (UIT-R P.837-3). Son influence est surtout observable sur des distances au delà de plusieurs centaines de mètres mais très peu sur la réception dans la zone proche de l'émetteur. L'atténuation du signal par la pluie varie en fonction de la région d'implantation du système de transmission (UIT R P.838-1).

Conclusion

La propagation des ondes hertziennes est régulièrement perturbée par les gouttes d'eau, ainsi nous avons montré l'effet de pluie sur le signal transmis qui varie suivant la zone géographique. Cette influence est plus importante sur les régions côtières que sur le continent.

Bibliographie

- LEHTIHET N., 2003 ; Modélisation des échos radar par des processus autorégressifs, Thèse de Magister, USTHB, Algérie.
- AIME, R., M. & SARRAILH, 1971 : Etude des précipitations dans la région niçoise. Bulletin de la commission météorologique des Alpes.
- RECOMMANDATION UIT R P.838-1 ; Modèle d'affaiblissement linéique dû à la pluie destiné aux méthodes de prévision, Question, UIT-R 203/3, 2003.
- RECOMMANDATION UIT-R P.837-3 ; Caractéristiques des précipitations pour la modélisation de la propagation, Question UIT-R 201/3, 2003.

Spatialisation des températures en zone de montagne alpine

Rémi Lhotellier

Institut de Géographie Alpine ou Laboratoire SEIGAD,
Grenoble, France
remi.lhotellier@laposte.net

Résumé : *Les mesures de la plupart des paramètres climatiques sont effectuées ponctuellement, dans les stations d'un réseau d'une densité souvent inégale. De nombreuses applications, dans le domaine du climat mais avec des influences économiques et sociales, nécessitent pourtant des valeurs climatiques en tout point de leur champ d'étude. Il est donc très souvent nécessaire d'interpoler ces variables. Le travail présenté ici s'intéresse particulièrement à la température de l'air, variable très fluctuante dans le temps comme dans l'espace, notamment en zone de montagne : notre terrain d'étude, constitué de quatre départements alpins français, en est une illustration parfaite. Cet article présente la méthode retenue ainsi que quelques résultats et leur applicat*

Mots-clés : température, spatialisation, systèmes d'information géographique, Alpes françaises

Abstract: *Many climatic parameters are measured at point locations, in climatological stations of an often unequal density network. However, many applications need climatic values at any point of the studied field. It is thus very often necessary to interpolate these variables. The present work is particularly interested in air temperature, a very fluctuant variable over time and space, in particular in mountainous area: our studied field, made up of four French alpine departments, is a perfect illustration. This article presents the adopted method, then some results and their application.*

Key Words: air temperature, spatialisation, GIS, French Alps

Introduction

La nécessité d'obtenir des informations climatiques continues dans l'espace est aujourd'hui forte, car nombre de domaines d'applications ne peuvent plus se contenter des seules valeurs ponctuelles offertes par les stations de mesure d'un réseau, aussi dense soit-il. En zone de montagne, le phénomène est encore plus évident, la composante topoclimatique étant fortement prépondérante dans la définition du climat. Nos quatre départements d'étude, délimités au nord par le Lac Léman, à l'est par les frontières suisse et italienne, au sud par la Durance et à l'ouest par le Rhône, ont en commun un caractère alpin, même si, à cette échelle, apparaissent déjà des oppositions climatiques, notamment entre influences méditerranéennes (vallée de la Durance) ou océaniques (Massifs Préalpins). La méthode de spatialisation de la température de l'air utilisée s'appuie sur la corrélation existant entre celle-ci et des paramètres d'ordre topographique ou environnemental. Les applications éventuelles de la méthode peuvent être prolongées à des problématiques ayant trait aux risques, d'ordre économique notamment.

I. La mesure

I.1 Les stations de mesure

Le réseau de mesure à notre disposition est composé de 168 stations réparties sur les départements de l'Isère, des Hautes-Alpes, de la Savoie et de la Haute-Savoie, soit 24 000 km² environ (190 kilomètres d'est en ouest, 250 kilomètres du nord au sud). En terme de type de station de mesure, les postes climatologiques sont très nombreux (près de 75 % des enregistrements) et assez bien répartis sur les départements (Figure 1). Malheureusement, sur la période d'étude initiale de six ans (du 1^{er} janvier 1990 au 31 décembre 1995), seulement

une station de mesure sur deux proposait des séries quotidiennes complètes (2 191 jours). Ces stations à séries complètes ont été utilisées pour la mise en place du modèle de distribution spatiale des températures, quand celles à séries incomplètes servirent à la validation.

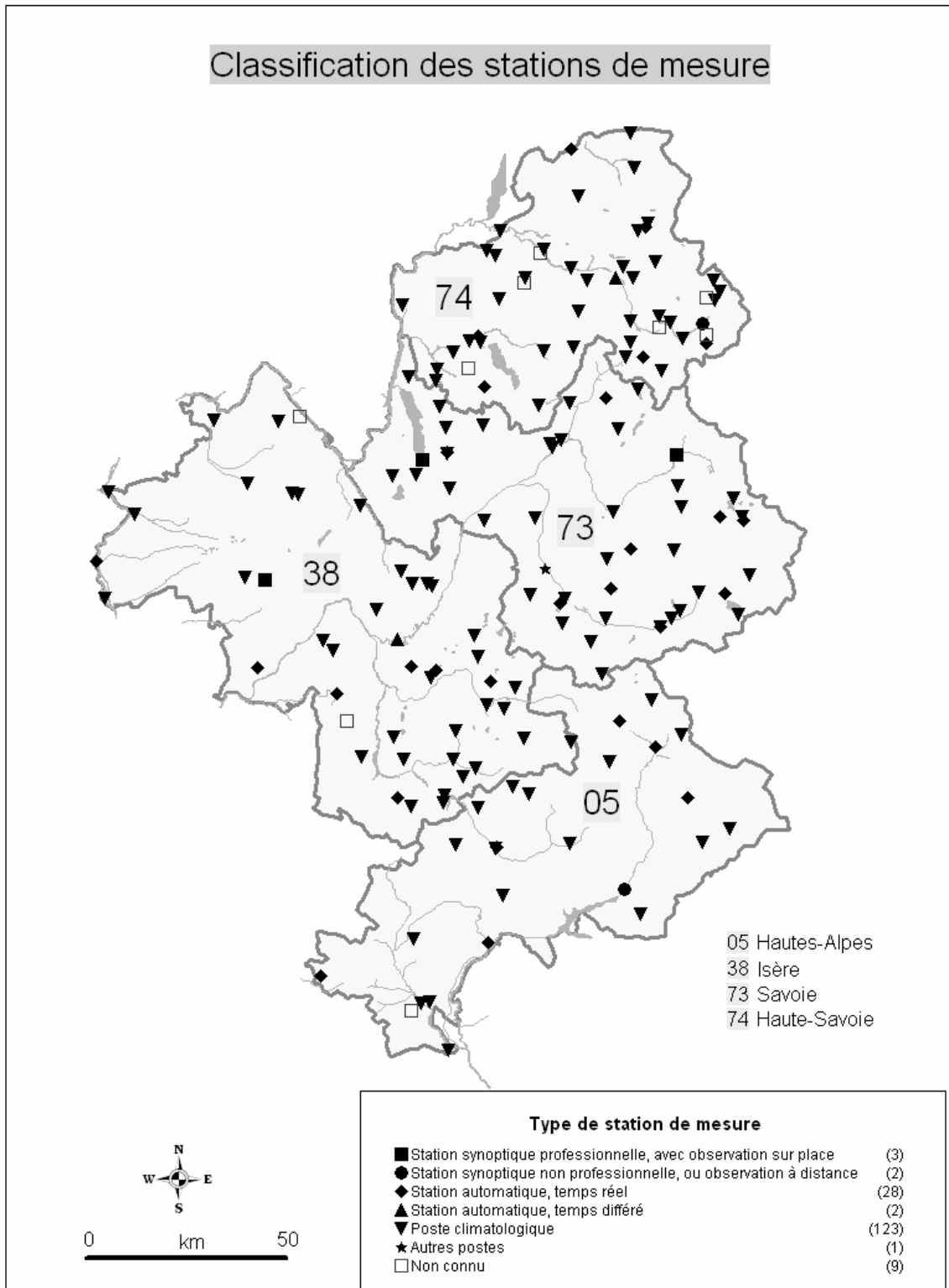


Figure 1 – Position des stations de mesure réparties sur les quatre départements d'étude

1.2 La représentativité du réseau

Lorsqu'on dispose d'un réseau de mesure, le premier travail doit consister en une analyse de la représentativité du terrain d'étude par ce réseau, pour permettre une évaluation du niveau d'incertitude de la spatialisation des températures. Les stations météorologiques sont en effet, pour des raisons humaines et techniques, principalement localisées en plaines et vallées (si seulement 40 % de la zone est située à moins de 1000 mètres d'altitude, 50 % des stations sont regroupées sous cette valeur ; plus de 90 % des stations sont établies à moins de 2000 mètres d'altitude, quand 75 % seulement des valeurs du modèle numérique sont effectivement incluses dans l'intervalle compris entre 0 et 2 000 mètres).

De telles informations peuvent être à l'origine de cartes d'incertitude. Cette mesure estimée, il nous est possible d'effectuer une étude de la répartition spatiale des températures, en connaissant les tranches d'altitude pour lesquelles notre modèle peut être *a priori* moins représentatif (figure 2). Les courbes représentent ici les fréquences simples (en ordonnée) calculées par intervalle de cent mètres des altitudes (en abscisse) observées aux stations de mesure et sur le modèle numérique de terrain. Si les profils ont tendance à se ressembler globalement, on constate néanmoins une chute des fréquences beaucoup plus rapide sur les stations, aux alentours de 1 500 mètres. Les stations sont ainsi sur-représentées aux basses altitudes (de 0 à 1 700 mètres) et sous-représentées aux hautes altitudes (1 700 mètres et plus). Le profil des stations est, par ailleurs, plus heurté du fait de leur effectif plus petit.

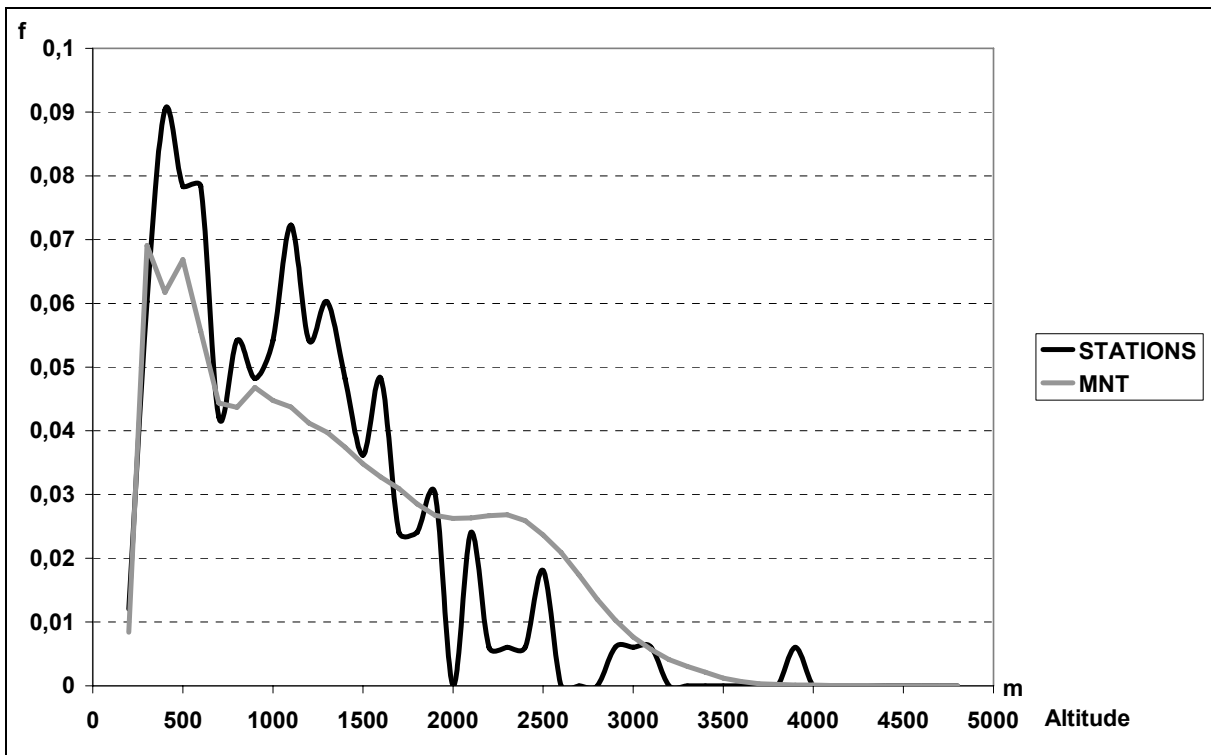


Figure 2 – Fréquences simples comparées des altitudes des stations de mesure et du modèle numérique de terrain (par tranche de 100 mètres)

2. La modélisation

La modélisation se fonde sur une régression multiple pas à pas à partir de variables explicatives topographiques ou environnementales. Ces variables sont sélectionnées en fonction de leur corrélation avec la température de l'air. Selon l'échelle temporelle d'étude (variant de la moyenne annuelle à l'extrême quotidien), les facteurs explicatifs changent : la modélisation décrivant les variations spatiales de la température n'est donc pas fondée sur des

paramètres identiques (ces derniers, intégrés ou estimés par SIG, doivent à la fois inclure les particularités globales, régionales et locales du climat). Parmi eux, on citera l'altitude, la valeur de la pente, son orientation, la radiation solaire potentielle, ou encore d'autres variables descriptives du relief à échelle locale. L'usage des systèmes d'information géographique permet ainsi la création de facteurs explicatifs liés au relief, le stockage puis le traitement des données : ils sont donc particulièrement utiles dans ce type d'approche climatologique. Les variables établies, dites indépendantes, sont incluses dans un modèle de régression multiple pas à pas ; les résidus à ce modèle sont conservés, interpolés par krigeage et superposés à la première estimation (« *residual kriging* »).

L'application des modèles précédemment déterminés permet la reconstitution de champs thermiques, présentés par cartographie. La validité des résultats estimés est ensuite discutée, à partir des cartes obtenues et des indices statistiques calculés : elle dépend de la saison, du type de situation atmosphérique ou encore de la température considérée (moyenne ou instantanée). La modélisation est d'autant plus aisée que l'on travaille à petite échelle temporelle (moyennes annuelles, par exemple) et sur des situations atmosphériques perturbées (qui entraînent un brassage de l'air et des gradients thermiques plus constants).

3. Exemples d'applications

Une cartographie locale des températures rend possible l'étude de phénomènes climatiques à échelle fine. Deux exemples d'application sont ainsi proposés, mettant en évidence les fortes fluctuations thermiques existant, en relief très contrasté, sur des distances particulièrement réduites. La première illustration (Figure 3) concerne l'évaluation et la cartographie du nombre de jours de gel à l'échelle d'un massif ou d'une vallée, la seconde présente, grâce à l'application d'un modèle de réchauffement climatique médian du GIEC (Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat), l'évolution de l'isotherme zéro degré à l'échéance 2100. La figure 3 propose le nombre de jours de gel pour le mois de décembre 1995 sur le massif de l'Oisans. La haute montagne apparaît soumise au gel sans interruption durant tout le mois (31 jours avec gel), quand les altitudes plus modérées connaissent environ un jour sur deux des températures négatives. Notons que les fonds de vallées, à toutes altitudes, connaissent un nombre de jours de gel supérieur aux versants qui leur sont juxtaposés, à cause des nombreuses inversions thermiques hivernales.

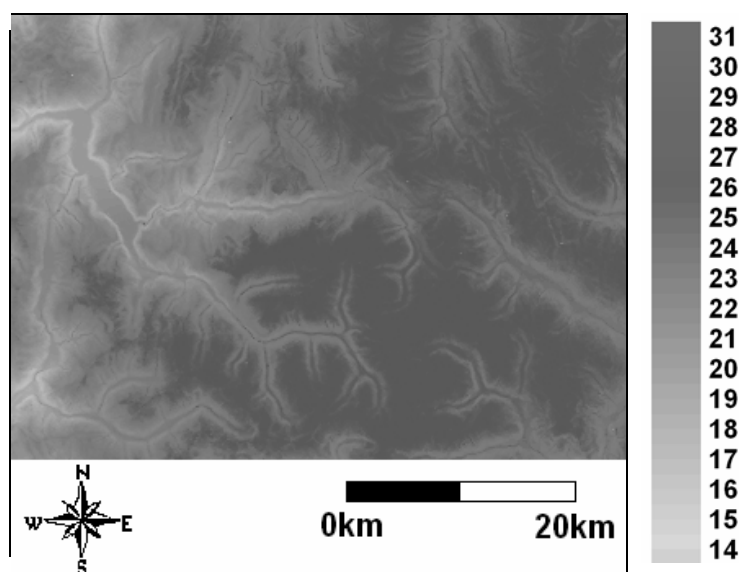


Figure 3 – Nombre de jours avec gel en décembre 1995. A l'ouest, la vallée de Bourg d'Oisans (Isère)
 Au centre-est, la Meije et la barre des Ecrins. A l'extrême sud-est, la vallée de la Durance

Second exemple, la figure 4 présente la diminution de la surface soumise à des températures négatives en décembre 2100 par rapport à la moyenne décembre 1990-1995, d'après l'estimation médiane du GIEC. La superficie connaissant des températures moyennes supérieures à 0°C s'accroît de plus de 100% entre les deux dates, les principales vallées n'étant presque plus soumises à des moyennes négatives en décembre 2100. La prudence s'impose sur le commentaire de telles données, car l'augmentation moyenne a été appliquée sur le mois de décembre, sans prise en compte des modifications possibles de situation atmosphérique à cette échéance ou autres rétroactions.

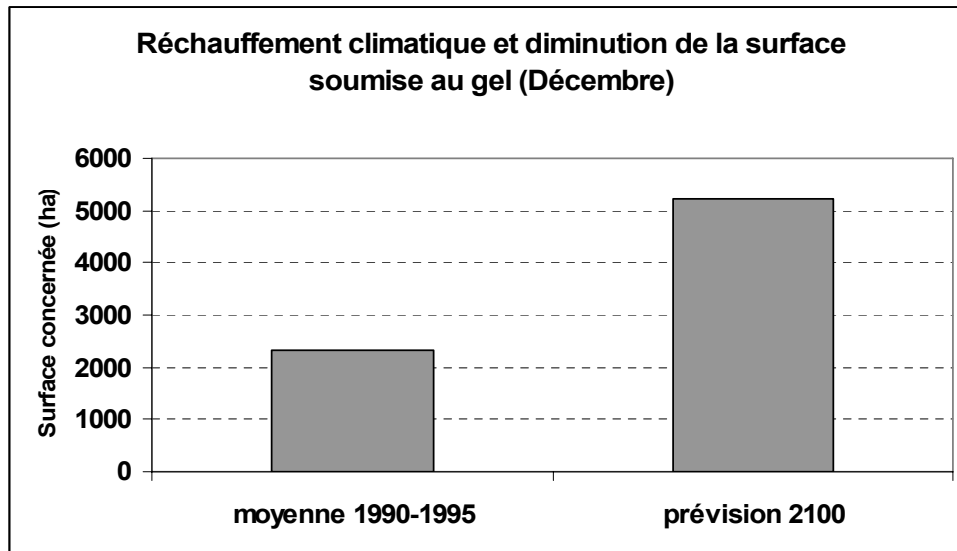


Figure 4 – Surface non soumise au gel durant le mois de décembre Moyenne 1990-1995 contre prévision 2100. Surface totale de l'aire étudiée : 24000 km²

4. Quelques applications traitant des risques liés au climat

La température de l'air, de façon générale, influe fortement sur certaines variables économiques, et le besoin d'informations spatialisées devient indispensable. Par exemple en agriculture, l'étude de l'aléa gélif (Madelin M., 2004) correspond à une véritable demande sociale, celle de la protection des cultures contre le gel printanier.

Dans le domaine alpin, le déclin agricole a considérablement réduit les risques liés au climat. Cependant, le poumon économique que représente le tourisme de masse en a introduit de nouveaux. Nous citerons le cas particulier du réchauffement climatique présent, dont les influences, économiques notamment, sont opposées en terme de risques économiques en zone de montagne.

4.1 Réchauffement climatique et pratique du ski

Le réchauffement climatique est dangereux pour la pratique du ski. A ce titre, une spatialisation précise des températures permet une meilleure répartition des canons à neige dans les lieux les plus froids (la neige de culture est aujourd'hui produite automatiquement grâce à des capteurs qui déclenchent les canons quand les conditions optimales de température et d'hygrométrie sont réunies). Une bonne connaissance de la répartition spatiale des températures peut également permettre de positionner les futures pistes dans des endroits adaptés à la conservation la plus longue possible de la neige au cours de la saison.

4.2 Réchauffement climatique et tourisme « climatique »

Le réchauffement climatique est bénéfique pour le tourisme « climatique ». Depuis quelques années, est apparu un tourisme estival composé en majorité d'urbains fuyant la chaleur des villes et de la plaine. Les stations familiales (Vercors, Chartreuse) comme les grandes stations intégrées pourraient développer une source importante de revenus avec ce nouveau public.

Une connaissance des phénomènes thermiques ainsi que de la distribution spatiale des températures à échelle fine peut procurer des réductions de coût dans le choix d'implantation puis dans le fonctionnement des infrastructures.

Conclusion

Dans un relief fortement contrasté comme l'est le massif alpin, les méthodes d'interpolation géostatistique directement appliquées aux variables climatiques sont à exclure. L'usage de modèles régressifs fondés sur des paramètres décrivant le terrain, éventuellement à plusieurs échelles, procure des cartes à la validité bien supérieure. La représentativité du réseau de mesure constitue un facteur essentiel à la qualité des estimations, elle nécessite à ce titre une attention particulière. Les résultats, satisfaisants dans la plupart des conditions météorologiques, permettent d'appliquer la méthode à d'autres échelles, d'autres variables ou encore d'étudier les conséquences de certains phénomènes thermiques, notamment en terme de risques.

Bibliographie

- CARREGA P., 1994. Topoclimatologie et habitat. *Analyse spatiale quantitative et appliquée*. Revue de Géographie du laboratoire d'analyse spatiale Raoul Blanchard, UFR Espace et Culture, Université de Nice Sophia Antipolis, n°35-36, 408 p.
- GROUPE D'EXPERTS INTERGOUVERNEMENTAL SUR L'EVOLUTION DU CLIMAT, 2001. *Bilan 2001 des changements climatiques : Les éléments scientifiques*. Rapport du Groupe de travail I du GIEC. OMM PNUE, 97 p.
- LHOTELLIER R., 2005. *Spatialisation des températures en zone de montagne alpine*. Thèse de doctorat. Université Joseph Fourier, Grenoble, 350 p.
- MADÉLIN M., 2004. *L'aléa gélif printanier dans le vignoble marnais en Champagne*. Thèse de doctorat. Université Denis Diderot – Paris 7, 347 p.
- TVEITO O.E., 2002. *Spatial distribution of winter temperatures in Norway related to topography and large-scale atmospheric circulation*. PUB Kick off meeting. Brasilia, 8 p.

Particularités thermiques et pluviométriques dans des espaces dépressionnaires du sud-ouest de la Roumanie

L'exemple du couloir de Timis-Cerna

Ribana Linc

Université d'Oradea, Faculté d'Histoire et Géographie
Département de Géographie, Tourisme et Aménagement du Territoire, Roumanie
ribanalinc@yahoo.com

Résumé : Pour caractériser certaines particularités des dépressions du Sud-Ouest de la Roumanie, on nous avons choisi de mettre l'accent sur les singularités thermiques négatives et positives et sur la fréquence des jours avec de diverses températures spécifiques. Quant aux particularités pluviométriques, on distingue les unicités pluviométriques et le phénomène de la sécheresse. Si la manifestation de ces paramètres devient trop agressive, ceux-ci peuvent devenir de facteurs du risque climatique.

Mots-clés : singularités thermiques, unicités pluviométriques, sécheresse

Abstract: For showing one of the particularities of this depression area, we take into account positive and negative temperature singularities and also the frequency of days with characteristic temperatures. As far as concern the rainfall particularities we analyzed both the singularities and droughts. If the manifestations of these climatic parameters are too aggressive they could turn into risk climatic factors with strong influences upon human society.

Key Words: temperature and rainfall singularities, drought

Introduction

La région de sud-ouest de la Roumanie est caractérisée par la présence du relief montagneux des Monts Banatului (figure 1). Généralement, les espaces intra-montagneux de cette région sont soumis aux influences sous-méditerranéennes (méditerranéennes, selon certains auteurs, Ghibedea, Isbășoiu, 1985, Ciulache, Ionac, 2004) qui se reflètent dans le paysage.

Dans ce cadre de cette étude, nous proposons de mettre l'accent sur le secteur géographique du Couloir de Timis-Cerna. En raison de sa position de transition par rapport aux unités montagneuses, cet exemple est particulièrement représentatif.

Pour conduire cette étude, nous avons analysé la base de données des trois stations météorologiques (Caransebeș à 241 m, Băile Herculane à 190 m, Drobeta Turnu Severin à 77 m) au cours de la période 1976-1996, utilisant la méthode proposée par Bogdan et Niculescu (1999).

I. Des singularités thermiques

I.1. Singularités thermiques négatives

Les singularités thermiques négatives sont provoquées par des écarts négatifs de la température sous la moyenne pluriannuelle à cause des vagues de froid qui transportent l'air polaire ou arctique. En considérant les valeurs moyennes mensuelles de la température de l'air, les plus intenses refroidissements sont ceux inférieurs ou égal à $-10,0^{\circ}\text{C}$ et, si on souligne les températures minimales, ceux sous $\leq -30,0^{\circ}\text{C}$ (Niculescu, 1999).

Les refroidissements dus aux valeurs moyennes mensuelles. Dans le Couloir de Timiș-Cerna, grâce aux bases altitudes, il n'y a pas cette catégorie de refroidissements pour la période 1976-1996. Même dans la zone montagneuse limitrophe, il faut mentionner une seule station météorologique à une altitude de 1 800 m où sont signalés cinq cas en janvier (23,8 %), six cas en février (28,5 %) et un cas en décembre (4,7 %).

Les refroidissements dus aux températures minimales absolues (refroidissements massifs). Cette catégorie des refroidissements absents dans le Couloir de Timiș-Cerna se retrouve uniquement dans un seul cas de la zone montagneuse (-34,4°C, à 4 janvier 1979, à la station Țarcu à 1800 m).

1.2. Singularités thermiques positives

Les advections d'air tropical provoquent des singularités thermiques positives. En situation anticyclonique, les processus locaux de l'insolation sont intensifiés et ils participent à l'augmentation des températures, en soulignant les valeurs des singularités thermiques positives (Bogdan, 1999).

Des réchauffements dus à la température moyenne des mois les plus chauds (la température moyenne $\geq 25,0^{\circ}\text{C}$). Dans le Couloir de Timiș-Cerna, cette catégorie des réchauffements est apparue seulement à la station météorologique de Drobeta Turnu Severin, pendant le juillet (25,8°C en 1987 et 25,9°C en 1992).

Des réchauffements dus aux températures maximales absolues. Si on prend en considération les jours tropicaux où la température a dépassé la barre des 30,0°C, dans le Couloir de Timiș-Cerna, ceux-ci apparaissent clairement en mai (six cas ou 0,9 % à Caransebeș, 20 cas ou 3,0 % à Băile Herculane, 25 cas ou 3,8 % à Drobeta Turnu Severin). Les derniers jours de cette catégorie se manifestent en octobre (un cas à Caransebeș en 1991, 10 cas à Băile Herculane en 1983, 1990, 1992 et un cas à Drobeta Turnu Severin en 1991). Les plus nombreux cas sont recensés en juillet (20,7 % à Caransebeș, 36,4 % à Băile Herculane, 47,7 % à Drobeta Turnu Severin). Ainsi, Caransebeș compte en moyenne 7,1 jours tropicaux en juillet au cours de la période 1976-1996 ; les plus nombreux (plus de 10 jours) sont comptabilisés en 1987 (18 jours), 1988 (15 jours), 1993 (12 jours). En août, ces jours sont plus nombreux qu'en juillet, leur moyenne étant de 10 jours. Il y a eu 13 jours en 1985, 12 jours en 1986, 16 jours en 1988, 13 jours en 1990, 26 jours en 1992, 13 jours en 1993 et 15 jours en 1995. A Băile Herculane, on comptabilise en moyenne 11,2 jours tropicaux en juillet et 12,4 jours en août. Pendant 10 ans, il y a eu plus de 10 jours tropicaux pour chacun des deux mois. A Drobeta Turnu Severin, la moyenne des jours tropicaux est très proche, en étant de 14,6 jours en juillet et de 14,8 jours en août. Le record appartient au 1992 quand, pendant tout le mois d'août, la température a dépassé 30,0°C. Il faut remarquer que c'est en 1992 qu'on dénombre le plus de jours tropicaux au mois d'août (26 jours à Caransebeș, 30 jours à Băile Herculane, 31 jours à Drobeta Turnu Severin).

En plus, il faut insister sur les cas extrêmes où les températures dépassent les 30,0°C à Caransebeș (11 cas ou 52,3 % en septembre et 1 cas en octobre), à Băile Herculane (13 cas ou 61,9 % en septembre et 3 cas en octobre), à Drobeta Turnu Severin (17 cas ou 80,9 % en septembre et 2 cas en octobre). Il s'avère que la plupart des réchauffements sont enregistrés en août lorsqu'il y a la persistance du temps anticyclonique le plus élevée et que l'insolation et l'aridité de l'air sont plus intenses.

Des réchauffements en considérant la température minimale nocturne ou les nuits tropicales ($\geq 20,0^{\circ}\text{C}$). Dans le Couloir de Timiș-Cerna, les nuits tropicales sont évidentes dès mai à Caransebeș où deux cas se sont signalés (1996) et à Drobeta Turnu Severin (un cas

enregistré). Le nombre des ces nuits augmente continuellement jusqu'en juillet et en août (3,9 % à Caransebeș, 1,6 % à Băile Herculane, 8,6 % à Drobeta Turnu Severin), et en septembre, il reste encore supérieur au total du mois de mai (cinq cas à Caransebeș, trois cas à Băile Herculane, six cas à Drobeta Turnu Severin).

Des jours caniculaires, où la température dépasse 40,0°C, sont concentrés en juillet à Drobeta Turnu Severin pendant les années 1985, 1988 et 1989. La valeur absolue est enregistrée à Băile Herculane (42,0°C en 1952) et à Drobeta Turnu Severin (40,9°C en 1952). Pendant les années 1990, une vague de chaleur a envahi le territoire de la Roumanie. Cette canicule avait été provoquée par une masse d'air excessivement sèche d'origine nord-africaine qui a fait senti son action sur le sud et le centre de l'Europe.

1.3. La fréquence des jours avec des températures spécifiques

Une autre particularité du régime thermique, conséquence directe des variations non-périodiques de la température de l'air qui peut dépasser certains seuils empiriques est représentée par la fréquence des jours avec de températures caractéristiques (tableaux 1, figure 2).

	Nuits glaciales min. $\leq -10,0^{\circ}\text{C}$	Jours d'hiver max. $\leq 0^{\circ}\text{C}$	Jours de gel min. $\leq 0^{\circ}\text{C}$	Jours d'été max. $\geq 25,0^{\circ}\text{C}$	Jours tropicaux max. $\geq 30,0^{\circ}\text{C}$	Nuits tropicales min. $\geq 20,0^{\circ}\text{C}$
Caransebeș	10	14,9	93,6	70,7	19,5	4,0
B. Herculane	12,9	14,2	80,9	90,7	32,5	2,3
Drobeta	6,9	15,1	83,7	108,4	42,3	6,0
Couloir de Timiș-Cerna	9,9	14,7	86,0	89,9	31,4	4,1

Tableau 1 – Le nombre moyen des jours avec des températures qui dépassent certains seuils empiriques

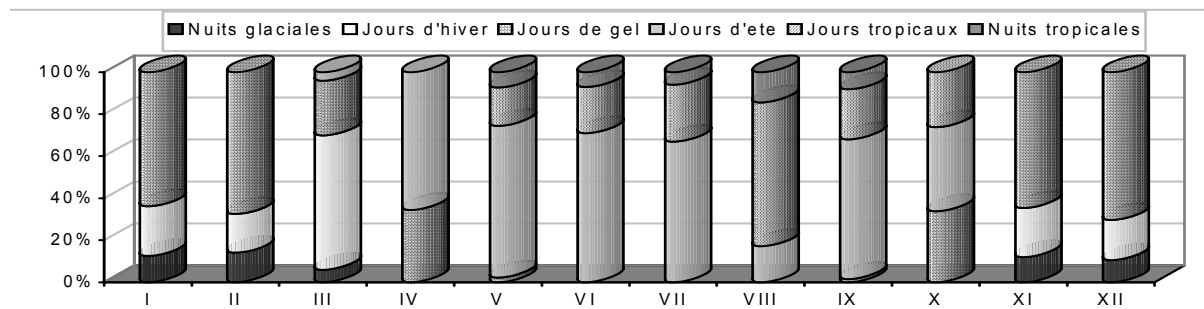


Figure 1 – Le Couloir de Timiș-Cerna.

La fréquence des jours avec des températures spécifiques

Pendant la saison froide, le refroidissement nocturne est maximal, de sorte que la température peut descendre sous le seuil de $-10,0^{\circ}\text{C}$, provoquant des nuits glaciales. Leur fréquence est déterminée par la position géographique et par les conditions locales du relief. Les plus nombreuses nuits glaciales apparaissent à Băile Herculane (12,9 nuits) où l'air froid descend les versants abrupts. Le nombre moyen *de jours de gel* est variable : 93,6 jours à Caransebeș, 80,9 jours à Băile Herculane et 83,7 jours à Drobeta Turnu Severin. Ces jours sont essentiellement concentrés au mois de janvier et quelques uns se retrouvent en automne (octobre et novembre) et printemps (mars et avril). *Les jours d'hiver* augmentent du nord du couloir (14,9 jours à Caransebeș) vers le sud du couloir (15,1 jours à Drobeta Turnu Severin). Leur plus grande fréquence se fait en janvier. *Les jours d'été* (température maximales $\geq 25,0^{\circ}\text{C}$) sont plus nombreux que les jours d'hiver et leur apparition se rencontre dès mars

(trois cas à Caransebeș, six cas à Băile Herculane, 11 cas à Drobeta Turnu Severin) et elles apparaissent encore en octobre avec une fréquence de 7,6 % à Caransebeș, 7,0 % à Băile Herculane et 13,7 à Drobeta Turnu Severin.

Suivant la fréquence des jours avec des températures caractéristiques, on peut constater que du point de vue thermique, les mois les plus contrastants sont: *mars* lorsque se succèdent les nuits glaciales, les jours de gel, *le mois de mai* quand se succèdent jours de gel, jours d'été, jours tropicaux et nuits tropicaux et *le mois d'octobre* avec des jours de gel, jours d'été et jours tropicaux. Sur la figure 1, on peut aussi remarquer que les automnes sont plus doux que les printemps.

2. Des unicités pluviométriques

La moyenne pluriannuelle de précipitations dans le Couloir de Timiș-Cerna est différente d'une station à l'autre: à Caransebeș est de 767,1 mm, à Băile Herculane est 689,3 mm et à Drobeta Turnu Severin est de 686,3 mm. La position géographique et le caractère de la topographie locale déterminent ces différenciations. Les unicités pluviométriques sont définies par l'apparition des années ou des semestres isolés, déficitaires ou excédentaires du point de vue pluviométrique.

2.1. Des années isolées déficitaires du point de vue pluviométriques

Celles-ci sont représentées par les années où les déviations négatives dépassent 100 mm et dans le Couloir de Timiș-Cerna cette catégorie a une fréquence assez élevée (40 % du total). Les plus élevés déviations sont retrouvées dans les années 1977 (-327,8 mm) et 1992 (-333,6 mm). La connaissance des ces années, leur regroupement ou l'isolement total est importante dans l'étude des sécheresses et de leurs intensités. Au sud-ouest du pays, avec des influences sous-méditerranéennes et continentales, mais aussi avec des advections fréquentes de l'air tropical, se produisent des phénomènes d'aridité et de sécheresse d'inégale durée (Niculescu, 1999).

2.2. Des années avec excès d'humidité

Celles-ci sont mises en évidence par les déviations pluviométriques positives. L'apparition de cette catégorie dans le Couloir de Timiș-Cerna réside dans sa position à la périphérie des aires cycloniques et anticycloniques et notamment dans la grande influence des perturbations méditerranéennes. Dans le Couloir de Timiș-Cerna, les déviations positives qui dépassent 100 mm représentent 45 %. Les quantités de précipitations plus élevées reflètent les déviations les plus importantes; elles sont enregistrées à Băile Herculane en 1994 (1188,3 mm) et à Drobeta Turnu Severin en 1996 (1 138,0 mm). Du point de vue du regroupement temporelle, les excès d'humidité se remarquent au cours des périodes 1976 ... 1981 pour le secteur nord du couloir, 1976 ...1981 et 1992 ...1994 pour sa partie centrale et 1979 ... 1982 pour sa partie méridionale. Il semble que les périodes excédentaires entre dans la catégorie de longues périodes (4 à 6 ans consécutifs).

2.3. Des phénomènes d'aridité et de sécheresse

Parmi les diverses méthodes d'étudier ces phénomènes, les climogrammes permettent de souligner soit les caractères pluvio-thermiques des mois (le cas des climogrammes Péguy ou ombro-thermiques) soit l'intervalle des années où sont présentes l'aridité et la sécheresse (le cas de Walther-Lieth).

En analysant la simple corrélation des précipitations et de la température, il est évident que les mois d'été se distinguent par la quantité minimale des précipitations pour l'espace du couloir alors qu'en hiver, notamment en décembre ces précipitations s'amplifient.

A partir des climogrammes Péguy (figure 3), se remarque la situation suivante: à Drobeta Turnu Severin où le graphique est allongé perpendiculairement sur la bissectrice, les plus grandes sommes des précipitations sont associées avec des températures réduites. Ce fait signifie que l'extrémité méridionale du couloir appartient au climat continental avec des précipitations d'hiver et qu'on y retrouve des influences sous-méditerranéennes. Pour les autres stations, l'allongement du graphique se fait après la bissectrice, ce qui signifie que le mois le plus froid est aussi le plus sec. Ainsi, le reste de cet espace dépressionnaire est intégré au climat avec des précipitations d'été.

Les climogrammes Walter-Lieth (figure 2) sont plus expressives et mettent bien en évidence les périodes déficitaires du point de vue pluviométriques, respectivement, les périodes d'aridité et de sécheresse qui couvrent des intervalles différents (durée et intensité) conformément aux conditions géographiques locales. La différence entre la courbe de la sécheresse et la courbe d'aridité, qui exprime le caractère déficitaire des précipitations, consiste dans le fait que le phénomène d'aridité représente le "prélude" de la sécheresse. L'aridité y devance la sécheresse et elle persiste encore après l'extinction de celle-ci. Pour le Couloir de Timiș-Cerna, on peut noter que l'extrémité méridionale qui présente une période de sécheresse plus accentuée avec une intensité maximale en juillet et en août. De même, l'intensité de sa période de pluviosité s'affiche nettement en décembre. Pour le nord du couloir, ce climogramme souligne une période plus humide au cours d'une année, et pour la partie centrale sont mises en évidence une période de la sécheresse d'été et de pluviosité d'hiver.

Discussions et conclusion

Pour l'intervalle suivant (1976-1996), dans le Couloir de Timiș-Cerna, c'est la faiblesse des altitudes (environ 300 mètres) qui explique l'absence des singularités thermiques négatives. Les singularités thermiques positives sont réelles pour toutes les situations. Les unicités pluviométriques sont représentées par les années isolées déficitaires du point de vue pluviométriques qui ont une fréquence élevée (40 %) et par les années avec excès d'humidité qui s'encadrent dans la catégorie de longues périodes (4-6 ans consécutifs). Pour les phénomènes d'aridité et de sécheresse, dans cet espace dépressionnaire, l'extrémité méridionale se distingue par une période accentuée de sécheresse en juillet et en août. Mais la période considérée est courte et il est nécessaire d'élargir l'étude, même si pour l'instant une partie des phénomènes qui peuvent représenter des risques climatiques sont peu marqués pendant les mois d'été et d'hiver.

Bibliographie

- BOGDAN O., NICULESCU E., 1999, *Les risques climatiques de Roumanie*, Comp. Sega Internațional, București, 280 p.
- CIULACHE, ST, IONAC, N., 2004, Considerații asupra existenței climatului submediteranean pe teritoriul României, *Analele Universității din Oradea*, T XIV, seria Geografie, Oradea, 89-96
- GHIUDEA, V, ISBĂȘOIU, C., 1985, Există climat submediteranean în sud-vestul României ? *Terra*, 2, București, 18-23.
- LINC R., GACEU O., 1998, Le Couloir de Timiș-Cerna. La fonction de discontinuité climatique, *Analele Universității din Oradea*, T VIII, seria Geografie, Oradea, 82-86
- LINC R., 2002, *Le Couloir de Timiș-Cerna. Etude de géographie physique*, Ed. Univ. din Oradea, 239 p.

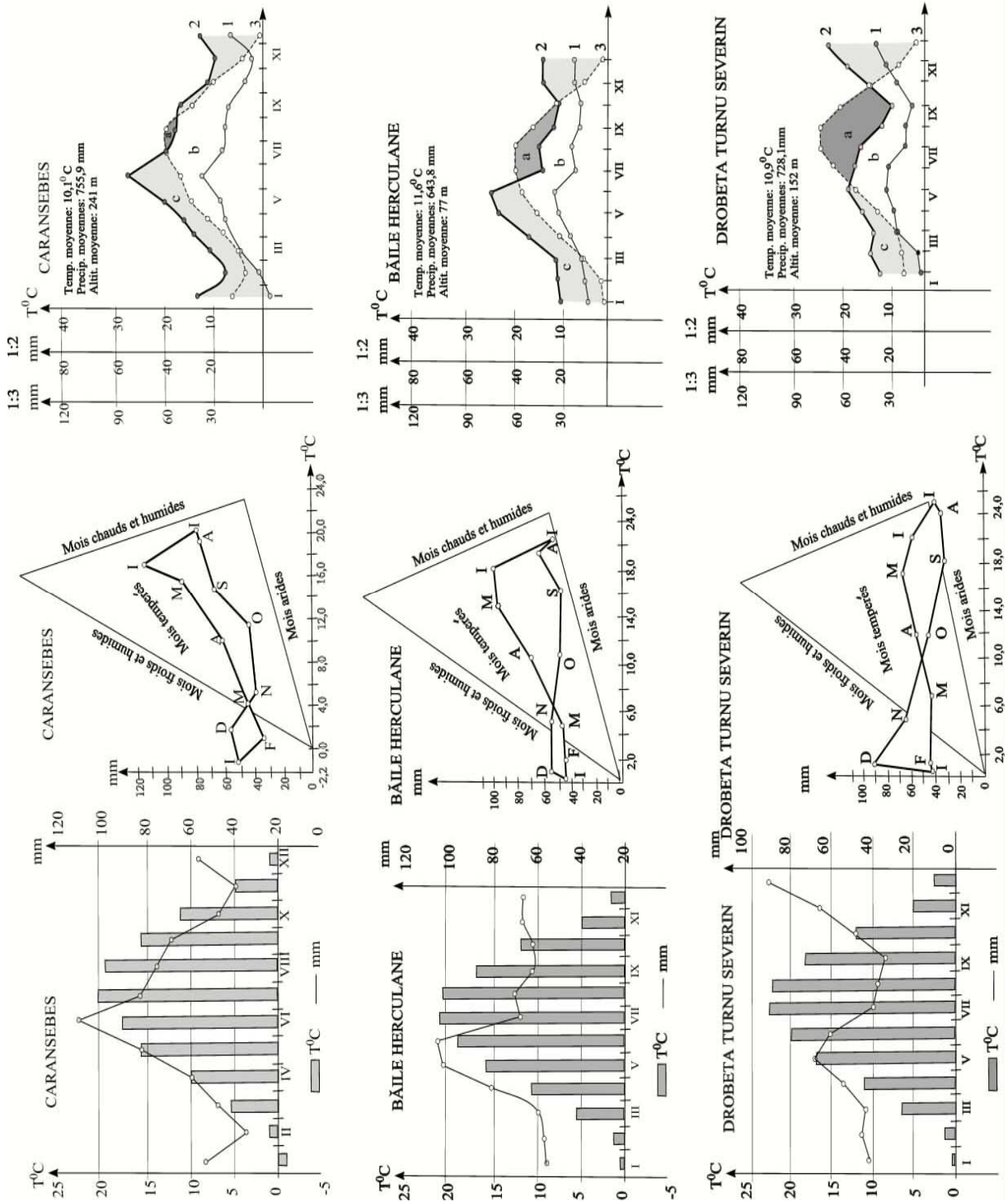


Figure 2 – Le Couloir de Timis-Cerna. La corrélation précipitations-température ; La climogramme Péguy ; La climogramme Walther-Lieth : 1. la courbe des précipitations moyennes pluriannuelles à l'échelle 1:2 ; 2. la courbe des précipitations moyennes pluriannuelles à l'échelle 1:3 ; 3. la courbe de la température (a : période de sécheresse, b. période d'aridité ; c. période humide)

Variabilité spatio-temporelle des températures maximales et ses conséquences dans le vignoble de vinho verde (Portugal)

Angela Maciel¹, Ana Monteiro¹, Hervé Quénol²

¹ Faculdade de Letras da Universidade do Porto, Portugal
angela@fe.up.pt; anamt@letras.up.pt

² Laboratoire COSTEL, UMR6554 LETG, Université Rennes, France
herve.quenol@uhb.fr

Résumé : La température, élément important pour obtenir une production viticole de qualité, est encore mal connue dans plusieurs aspects (par exemple, la variabilité spatio-temporelle des données maximales et les conséquences pour la vigne à l'échelle du terroir viticole). Des mesures de la température ont été réalisées aux échelles fines dans un vignoble de la région de Entre Douro e Minho (nord du Portugal) entre février et septembre, période allant du débourrement de la vigne jusqu'à la récolte, ce qui correspond à la période vulnérable aux extrêmes thermiques. Les températures maximales extrêmes, susceptibles de causer des dégâts, sont fréquentes et présentent une forte variabilité spatiale (échelle de la parcelle, voir même quelques mètres) due à l'action de facteurs comme la topographie, la pente, l'occupation du sol, ... Des observations agronomiques réalisées en parallèle montrent une relation entre le comportement de la température et celui de la vigne, notamment au niveau de la croissance de la vigne, de la variation spatiale des taux de sucre et des dommages (stress hydrique, ...). L'intérêt de ce type d'études adaptées aux échelles fines est nécessaire pour la prévention des risques climatiques et de manière à définir des pratiques agricoles raisonnées.

Mots-clés : microclimatologie, vigne, extrêmes thermiques, vulnérabilité

Abstract: The temperature, fundamental element for a quality wine production, still is, in many aspects, almost unknown. We can see this, for example, in the time and space variability of extreme temperature values and its consequences for the vine at the vineyards. Having the last statement in mind, there was a monitoring at microclimatic level in a vineyard of Entre Douro e Minho (northern Portugal). This study was developed between February and September, since the first state of development to the wine-harvest (period of more vulnerability to the thermal extremes). Besides the frequent occurrence of extreme maximal temperatures (which can cause damages), there was also a strong spatial variability (oscillating from a lot scale to only a few meters) caused by some factors like topography, slope, soil occupation, etc. A simultaneous agronomic observation has shown also a clear relation between the thermal behaviour and the vine. The last one suffered changes in its normal development and registered spatial variations of sugar rates and damages. The interest of microclimatic studies for climatic risk prevention is unquestionable because of its contribution for a better understanding of vineyards and implementation of pro-active attitudes.

Key Words: micro-climatology, vine, thermal extremes, vulnerability

Introduction

Dans la région Do Entre Douro e Minho (Nord Portugal), une étude agroclimatique a été réalisée dans un vignoble de *vinho verde* dont les caractéristiques topographiques et les types de cépage sont hétérogènes sur des espaces relativement restreints (surface du vignoble expérimental inférieure à 25 ha). Vingt postes expérimentaux munis de capteurs de températures (type Tiny Talk) ont été répartis suivant les caractéristiques topographiques et environnementales du site (pente, proximité de la rivière...). L'objectif de ce travail est d'étudier la variabilité spatiale des températures en relation avec la croissance de la vigne et de la qualité du vin afin de fournir des indications permettant de mieux définir les types d'espace où, vis à vis des températures, la vigne peut être plantée de manière optimale (Gerbiere et Rémois, 1977). Pour cela, une étude climatique aux échelles fines a permis de comprendre l'influence locale des caractéristiques de la surface (relief, occupation du sol) sur les paramètres météorologiques. Les premières mesures de températures et l'analyse de l'état physiologique de

la vigne ont été effectuées entre février et avril 2003, elles ont mis en évidence une forte variabilité spatio-temporelle du risque gélif printanier (Quénol *et al.*, 2004). Ici, nous présentons l'analyse des températures maximales extrêmes entre juillet et septembre 2003 et 2004 en relation avec des relevés de taux de sucre sur différentes parcelles. Les températures maximales sont un facteur essentiel notamment pour la bonne maturité du raisin.

I. Site d'étude, données et méthode

Le terrain expérimental se situe dans la région démarquée de *Entre Douro e Minho* (nord-ouest du Portugal), plus précisément dans la station viticole d'Amândio Galhano (EVAG), sur la marge nord du fleuve Lima. A proximité de l'océan Atlantique et dans une vallée d'orientation ENE-OSO, l'influence des entrées maritimes est limitée par la présence de reliefs assez contrastés à l'ouest du vignoble expérimental (figure 1). Ces conditions topographiques marquées engendrent de fortes variations topo- et micro- climatiques ainsi que des températures minimales et maximales relativement élevées.

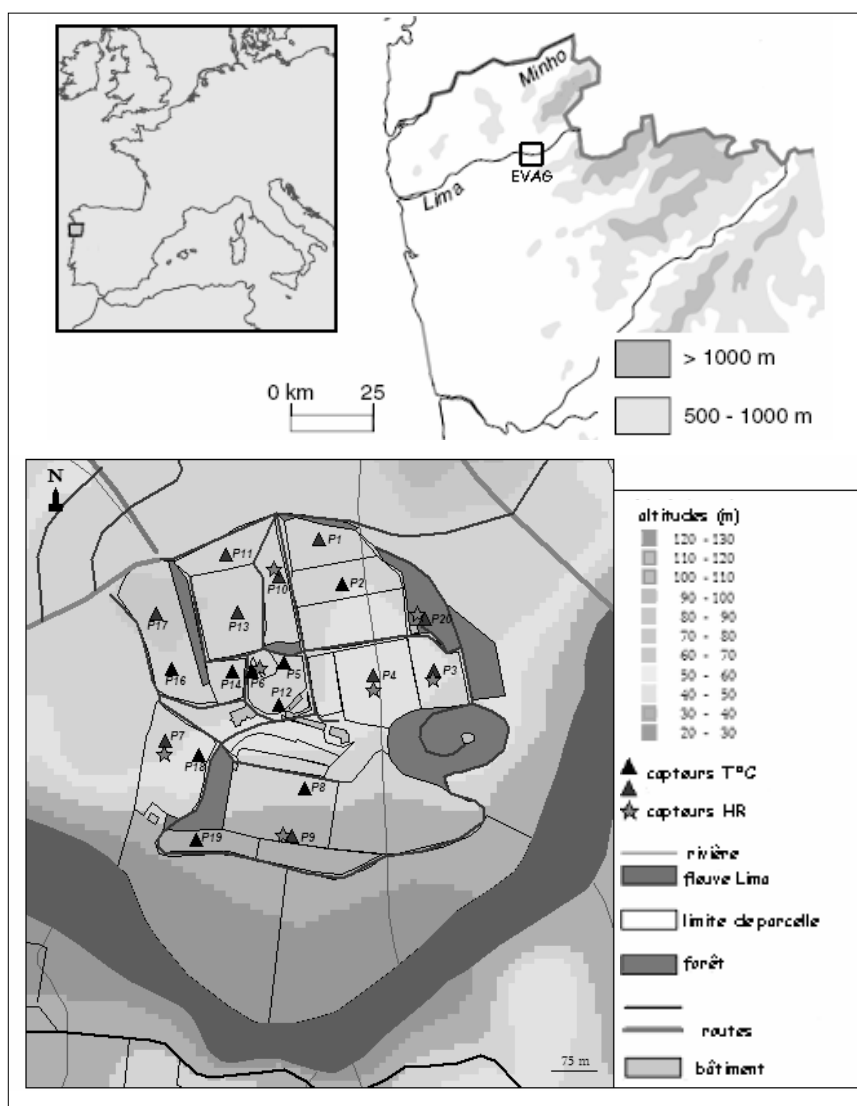


Figure 1 – Localisation et caractéristiques du terrain expérimental

La topographie du site se caractérise par une succession de replats subhorizontaux (terrasses) d'orientation Nord-Sud s'élevant à 50-60 m, bordées de mamelons d'altitude maximale de

80 m et aboutissant dans la vallée du Lima (orientation Ouest-Est ; altitude 30 m). La pente générale d'orientation Nord-Sud est d'environ 3° (figure 1).

Plusieurs cépages de vinho verde y sont cultivés :

- des cépages blancs : *loureiro*, *pedernã*, *azal branco* et *trajadura*.
- des cépages rouges (moins vulnérables aux extrêmes thermiques) sont présents sur trois parcelles : *vinhão* et *azal tinto*.

Le Loureiro et le Vinhão sont principalement cultivés. Le Loureiro produit des vins de qualité et est cultivé dans l'ensemble de la région, s'adaptant très bien aux conditions littorales. Ce cépage blanc a un débourrement assez précoce – donc sensible au gel printanier – et une maturation moyenne. Le Vinhão est une variété de cépage rouge qui produit le « tinto ». Il présente un débourrement tardif et une maturation moyenne. Cette variété a une croissance vigoureuse et génère une production régulière.

Cette étude s'appuie sur les données thermiques relevées par vingt capteurs sous abri disposés sur le site et enregistrant la température toutes les quinze minutes entre juillet et septembre 2003 et 2004. Les capteurs ont été installés à 1m50, hauteur moyenne des bourgeons de la vigne. Les températures obtenues sur les postes fixes ont été analysées pour ces périodes en fonction des types de temps (anticyclonique, dépression, état du ciel, force et direction du vent dominant).

Parallèlement, pour mettre en évidence les relations entre les températures maximales et ses conséquences pour la vigne, l'analyse des taux de sucre a été effectuée sur chaque parcelle expérimentale.

2. Variabilité des températures maximales extrêmes

Cette variabilité est abordée dans l'espace puis dans le temps

2.1. Distribution spatiale des températures

L'analyse des températures maximales extrêmes met en évidence une forte variabilité spatiale en relation avec les paramètres topographiques et environnementaux (pente, exposition, proximité de la rivière, de la forêt, etc).

Les températures maximales les plus élevées ont été enregistrées sur les postes où la pente est supérieure à 5° et sur les points les plus hauts des collines (P7, P10 et P17). Sur ces postes, l'exposition sud, sud-est et la pente favorisent l'interception du rayonnement solaire (figure 2). Les parcelles, où les températures maximales sont les moins élevées, se situent dans les secteurs à faible pente, voire subhorizontaux (terrasses). La faible inclinaison par rapport au rayonnement du soleil combinée, pour certains points, à la proximité de la rivière limite le réchauffement diurne. Le poste 20 disposé sous des arbres enregistre les températures les moins élevées. Le feuillage des arbres réduit l'apport énergétique solaire direct.

Pour les journées du 8 août 2003 et du 25 juillet 2004, les écarts thermiques entre les postes les plus chauds et les plus froids (hors poste sous la forêt) sont supérieurs à 6°C. La répartition des températures maximales se confirme pour la majorité des journées ensoleillées entre juillet et septembre. Cette importante variabilité spatiale a forcément une incidence sur la capacité de la vigne à s'adapter (ex : problème de stress hydrique présent sur certaines parcelles) et par conséquent sur la qualité du raisin.

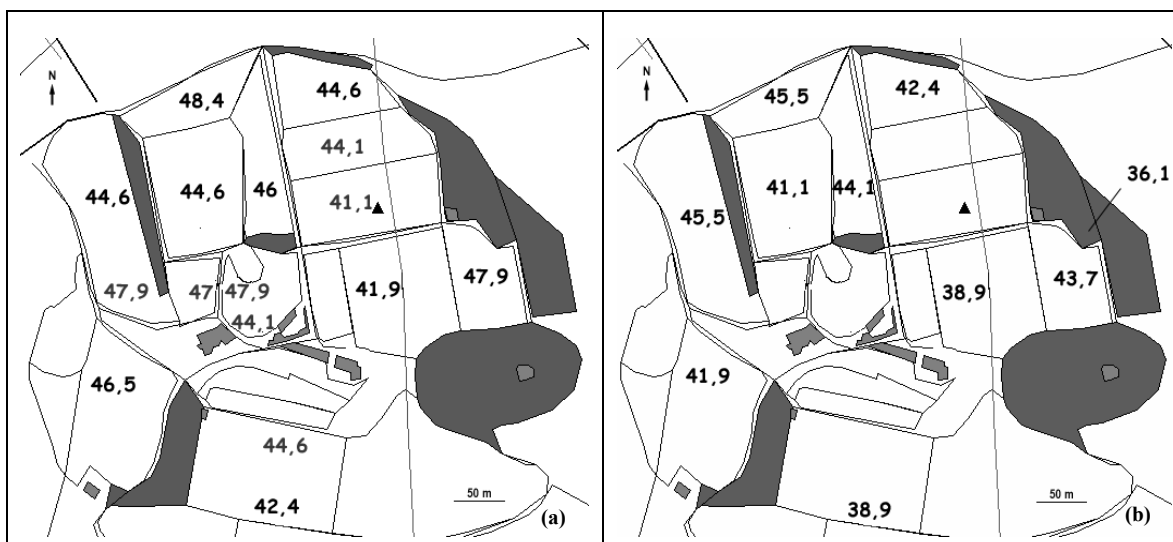


Figure 2 – Températures maximales extrêmes sous abri du 8 août 2003 (a) et du 25 juillet 2004 (b)

2.2. Variations temporelles des températures maximales extrêmes

Au cours des deux années de mesures, la distribution temporelle des températures maximales extrêmes a été différente. L'année 2003 a été beaucoup plus chaude que 2004, en présentant la plupart des valeurs thermiques supérieures à 38°C, 2004 a enregistré des températures inférieures à 36°C. Par exemple, en août 2003, 26,7 % des jours ont eu une température maximale d'au moins 40°C. En 2004, seulement juin et juillet ont eu quelques jours avec des températures très élevées (35% des journées avec 35°C et près de 14 % des températures supérieures à 39°C) (figure 3).

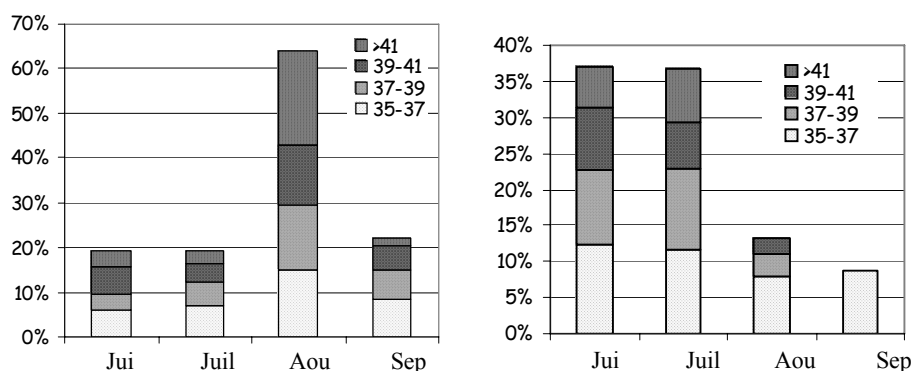


Figure 3 – Fréquences d'occurrence des températures maximales extrêmes en 2003 et 2004 (%)

La probabilité de dégâts pour la vigne est aussi rapportée avec la durée d'exposition aux valeurs extrêmes. Ces dernières ont été assez élevées (figure 4), une fois que les températures au dessus de 35°C ont une durée moyenne entre 175 et 250 minutes par jour (2,9 à 4,1 heure) pendant les mois les plus chauds (août 2003 et juin/juillet 2004). Cela a causé plusieurs types de dommages (stress hydrique, brunissure, ...).

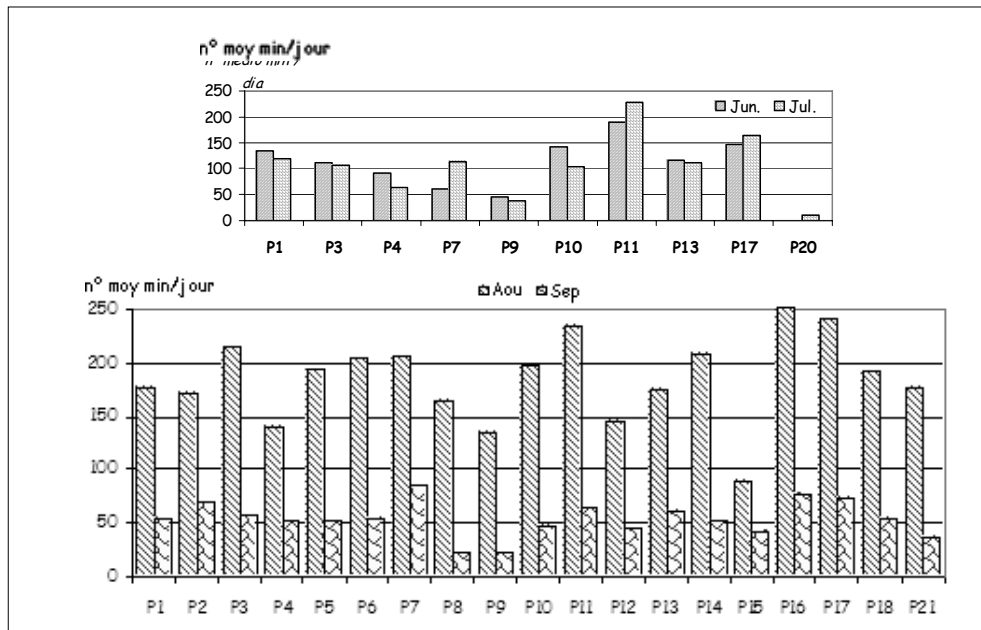


Figure 4 – Durée moyenne journalière (minutes) des températures supérieures à 35°C sous abri (août/sep. 2003)

Intensifiant cette variabilité, les températures maximales ont clairement été plus élevées pendant les journées où le ciel était clair, le vent faible ou inexistant et par situation anticyclonique (figure 5).

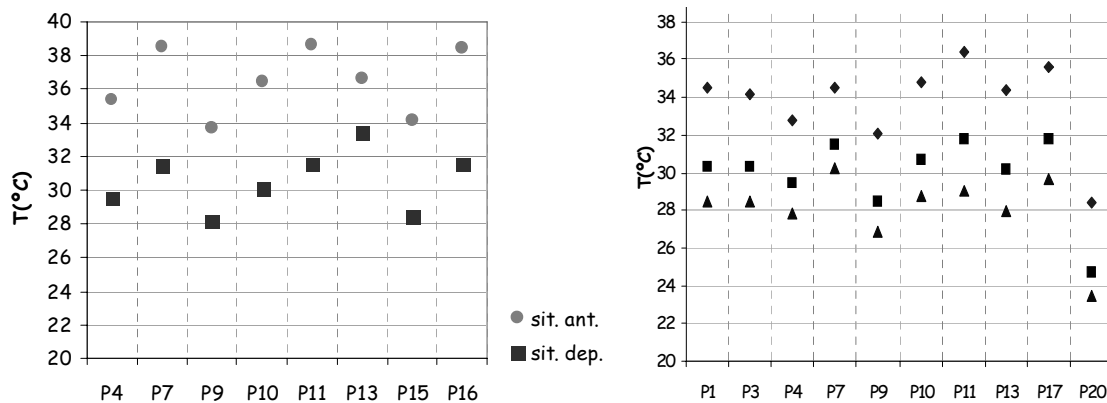


Figure 5 – Moyennes des températures maximales journalières sous abri selon la situation synoptique et la nébulosité (a- août/sep. 2003 ; b- été 2004)

3. Observations agronomiques

Les variables agronomiques (par exemple les taux de sucre) et la qualité du futur vin présentent une forte relation avec le climat spécifique à chaque parcelle viticole, surtout pendant la maturation du fruit. Les taux de sucre les plus élevés ont été observés dans les secteurs où les températures maximales enregistrées étaient les plus chaudes (pentes et sommets des collines) alors que les taux les plus bas correspondent aux parcelles les plus froides. La relation entre le paramètre thermique et le végétal est clairement mise en évidence sur des parcelles composées de cépages identiques plantés la même année. Par exemple, sur les parcelles de P8 et P13, les taux de sucre relevés sur le raisin de *Loureiro* sont très hétérogènes. Ici, cette importante variabilité est fortement influencée par les conditions thermiques locales (figure 6).

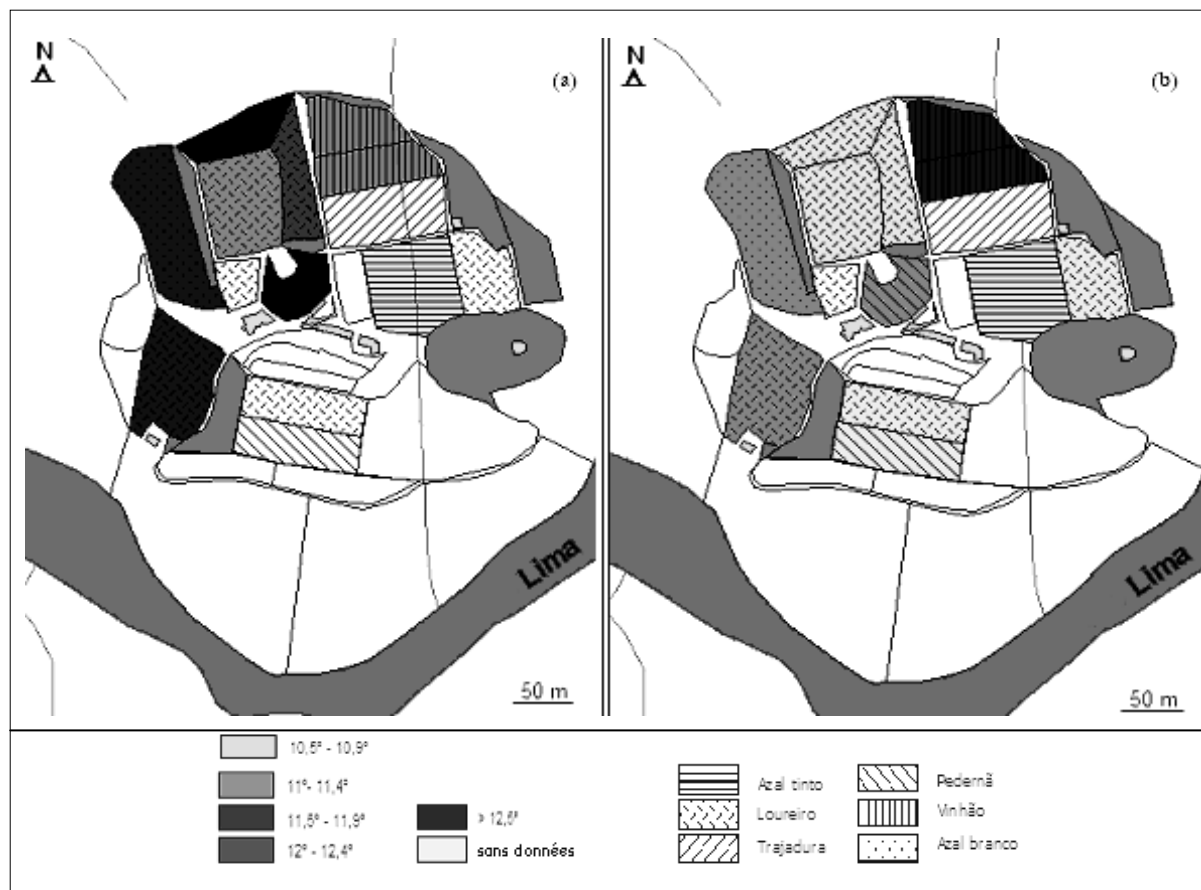


Figure 6 – Distribution spatiale des taux de sucre et des variétés de vin par parcelle en 2003 (a) et 2004 (b)

Conclusion

Les mesures thermiques, réalisées dans le vignoble de la station EVAG en 2003 et 2004, ont mis en évidence une forte variabilité spatiale sur des espaces relativement restreints et ont montré que la température et ses valeurs extrêmes avaient une influence sur le développement de la vigne et des conséquences sur les caractéristiques du vin. Sur quelques mètres et à l'intérieur d'une exploration viticole, il existe des différences climatiques significatives. Les études microclimatiques aux échelles fines sont ainsi incontournables pour comprendre la forte variabilité spatio-temporelle présente dans tous les terroirs viticoles afin d'une part, de connaître les caractéristiques climatiques locales du terroir et d'autre part, de pouvoir s'adapter à ces caractéristiques et mettre en place un mode de culture raisonné (ex : plantation de cépages peu sensibles aux fortes températures dans les secteurs les plus exposés).

Remerciements

Les auteurs remercient tout particulièrement J. Garido, Ingénieur agronome à la station EVAG pour sa disponibilité et son aide pour l'analyse des taux de sucre du raisin ainsi que G. Beltrando (UMR8586 PRODIG, Université Denis Diderot Paris 7) pour le prêt de capteurs électroniques de température.

Bibliographie

- GERBIER, N., REMOIS, P., 1977 : *Influence au climat sur la qualité et la production du vin de Champagne*. Direction de la Météorologie, 45 p.
- MACIEL, A., 2005 : *Pertinência dos estudos de Microclimatologia para a prevenção de riscos climáticos num vinhedo do Entre Douro e Minho*. Dissertação de mestrado em Gestão de Riscos Naturais, apresentada na Faculdade de Letras da Universidade do Porto, 202p.
- QUÉNOL H., MACIEL A., MONTEIRO A., BELTRANDO G., 2004 : Mesures climatiques aux échelles fines (météorologiques et agronomiques) et variabilité spatiale du gel printanier dans le vignoble de Vinho Verde. *Noréis*, **193**, 117-132.

Les recherches des géographes-climatologues sur les gelées printanières dans le vignoble de Champagne

Malika Madelin¹, Gérard Beltrando²

¹ UMR Centre de Recherche de Climatologie,
Université de Bourgogne, Dijon, France
malika.madelin@u-bourgogne.fr

² UMR 8586 PRODIG, Université Denis Diderot, Paris, France
beltrando@jussieu.fr

Résumé : *En raison des enjeux économiques autour de l'activité viticole en Champagne et d'un aléa gélif non négligeable au printemps, de nombreuses recherches ont été entreprises sur le sujet, en particulier depuis 15 ans. Elles visent, le plus souvent, à définir et à comprendre le phénomène des gelées de printemps et à améliorer la prévision, à court terme, de l'aléa gélif, afin d'aider les vignerons disposant de moyens de lutte à se protéger. Cette communication dresse un panorama assez exhaustif des recherches réalisées par les géographes-climatologues sur le sujet.*

Mots-clés : vignoble de Champagne, gelées printanières

Abstract: *Due to the high economical stakes of the wine growing industry in Champagne, a region sensitive to spring frosts, many researches have been undertaken in the last 15 years. The aim of these researches was a better definition and understanding of the spring frost phenomenon in order to improve the short term estimates of the frost risk and help wine growers protecting their vineyards. This paper reviews the recent researches of the climatologist – geographers on the subject.*

Key Words: Champagne vineyard, spring frost

Introduction

Localisé au nord-est de la France, le vignoble champenois a une situation géographique très septentrionale par rapport à l'ensemble des vignobles mondiaux. S'étendant sur une surface relativement limitée (près de 30 000 ha, soit 5.7% de la superficie viticole française en appellation), il est pourtant connu dans le monde entier et possède une forte valeur symbolique (le luxe et la richesse, mais aussi la fête). De plus, la production viticole, ainsi que les revenus dérivés, sont considérables et pèsent fortement dans l'économie de la région et plus particulièrement du département de la Marne.

La région est soumise à un climat océanique de transition, avec une tendance continentale sensible sur le sud et l'est. Au printemps, il n'est pas rare que les températures journalières descendent en dessous de 0°C, ce qui peut conduire au gel des bourgeons de la vigne. La date de la dernière gelée à Reims-Courcy est, en moyenne, le 27 avril, mais certaines années, l'aléa gélif persiste jusqu'à la fin du mois de mai (date la plus tardive : 1^{er} juin 1962) (Météo France Reims, communication privée). Ainsi, dans le vignoble de Champagne, la principale contrainte climatique est celle des gelées tardives au printemps, entre le débourrement (reprise de la croissance végétative) et la floraison. Les dégâts, qui apparaissent lorsque les températures sous abri atteignent -2.5°C (AVC, 1991), préoccupent depuis longtemps les viticulteurs, car, certaines années, les répercussions économiques peuvent être considérables. S'il s'avère que, par expérience, les viticulteurs ont une certaine connaissance des zones plus ou moins gélives (par exemple, les bas de coteau), tout point du vignoble peut *a priori* être touché, comme l'ont révélé les gelées importantes d'avril 2003.

C'est dans ce contexte que de nombreux travaux ont été réalisés sur le phénomène des gelées printanières par plusieurs chercheurs, en particulier des agronomes (INRA), des pharmaciens et

des géographes-climatologues (Université de Paris 7¹ et CNRS Grenoble 1²), en collaboration avec le CIVC (Comité Interprofessionnel du Vin de Champagne), Météo-France et Mumm-Perrier Jouët – Vignobles et Recherche. Ces recherches se sont appuyées sur des campagnes de mesures sur le terrain (Beltrando *et al.*, 1992 ; Bridier, 2001 ; Sarmir, 1995), mais aussi sur un réseau relativement dense de stations automatiques installé à partir du milieu des années 1990 (Beltrando, 1998 ; Madelin, 2004). Ce réseau a été l'une des manifestations de la démarche de zonage du vignoble mise en place par le CIVC en 1991, dont l'objectif affiché est d'observer les variations du vignoble champenois (sol, climat, etc.) et de recenser des unités-type afin d'aider les vignerons dans leurs pratiques (conduite agronomique, protection phytosanitaire, entretien des sols, etc.). Au total, 37 stations sont situées installées sur les coteaux viticoles ou à proximité, soit une station pour moins de 1 000 ha.

L'objet de cet article est de dresser un panorama des recherches réalisées sur le phénomène des gelées printanières dans le vignoble champenois. Même si les aspects agronomiques ont toute leur importance quant à l'étude de ce phénomène, nous développerons ici plus spécifiquement les travaux des climatologues. Ces derniers portent principalement sur une meilleure connaissance et quantification des variations des températures minimales dans le temps et dans l'espace, sur la compréhension des facteurs influençant cette variabilité et enfin sur la modélisation spatiale de la répartition de l'aléa gélif dans une approche prévisionnelle.

I. Variabilités spatiale et temporelle de l'aléa gélif

Avant d'affiner la compréhension et la prévision des épisodes gélifs dans le vignoble champenois, une première étape consistait à décrire leurs modalités dans le temps et dans l'espace.

En 1988, V. Vazart a réalisé une étude historique des gelées de printemps dans le vignoble champenois, sur la période 1875-1986, et a estimé leurs conséquences sur la production de raisin (volume de récolte). Retenons que 88 % des années étudiées ont eu des températures printanières négatives (gel météorologique) et les trois quarts avec des dommages pour la vigne. Une autre enquête, réalisée en 1991 par les services techniques du CIVC, a répertorié les grandes années de gel depuis 1951 et montre également que, en moyenne, une fois par an, une gelée provoque des dégâts importants sur les vignes. Entre 1928 et 1990, une moyenne des surfaces détruites a été estimée à 800 ha par an (52 200 ha en 63 ans ; AVC, 1991). Au niveau des rendements, O. Brun et P. Cellier (1993) évaluent les pertes moyennes liées aux gelées printanières à 1 697 kg/ha par année de gel, soit 595 kg/ha par an. Compte tenu de la forte valeur ajoutée du vin de Champagne, G. Vesselle (1993) précise que cela représente environ 64 millions d'euros de perte annuelle en moyenne, sans compter les effets indirects.

La période à risque commence début avril, au moment de la reprise de la croissance végétative, et se termine généralement avec le mois de mai. Cependant, s'il y a gel en mai, les dommages sont bien plus importants. La Figure 1 représente l'évolution des températures minimales sous abri pour le vignoble marnais (moyennes sur 23 stations) au cours du printemps. De mi-mars à fin mai, les températures minimales augmentent de manière importante, d'environ 7°. Cependant, de façon contre-intuitive, les minima de ces températures minimales n'ont pas lieu fin mars, mais lors de la deuxième semaine d'avril, juste après des températures sensiblement plus chaudes. Cette diminution des températures minimales en avril s'observe assez souvent en Europe de l'Ouest et apparaît également sur les calendriers de probabilités de plusieurs stations marnaises réalisés par M.-F. de Saintignon (1998-1999). Elle serait liée à des conditions plutôt anticycloniques avec un fond de l'air frais

¹ Citons G. Beltrando, S. Bridier, M. Lecompte, M. Madelin, Ph. Misrahi, H. Quenol et I. Sarmir.

² Citons M.-F. de Saintignon.

(retour d'hiver). Afin de mieux replacer l'aléa gélif face à une vulnérabilité agronomique, nous avons ajouté, sur la Figure 1, les dates moyennes du débourrement pour les trois cépages plantés en Champagne : le Chardonnay (le 6 avril), le Pinot Meunier (le 8) et le Pinot Noir (le 13) (période 1954-1990 ; AVC, 1991). Il apparaît très clairement que cette reprise de la croissance végétative coïncide avec la période relativement froide de début avril. Cette période est donc très critique pour le gel des bourgeons.

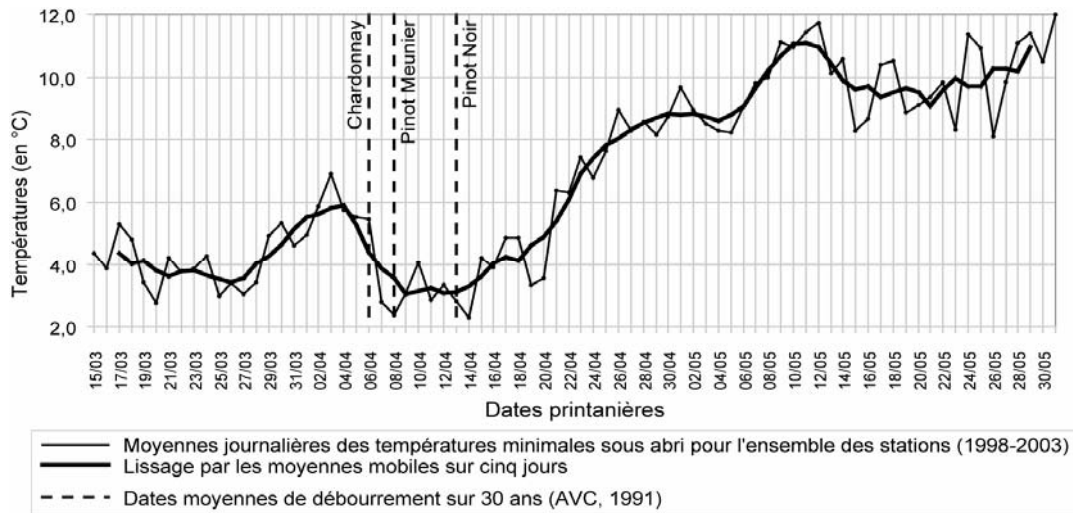


Figure 1 – Évolution printanière des moyennes journalières des températures minimales sous abri pour 23 stations marnaises (15/03-31/05 1998-2003 ; CIVC, Météo France)

Cela étant, ces conclusions reflètent seulement une image moyenne et chaque printemps est unique (forte variabilité temporelle). Pour peu que les conditions de mars fussent plutôt défavorables (températures froides, faible ensoleillement), la vigne, alors en retard végétatif, sera épargnée des gelées météorologiques pouvant survenir début avril (et inversement). Ainsi, dans les études statistiques sur l'occurrence et l'intensité des gelées (Madelin, 2004), il apparaît très nettement une forte variabilité du gel entre les années, tant en intensité que dans le temps. Même si les températures inférieures à 0°C sont plus fréquentes, en toute logique, dans la première moitié du printemps, les dates diffèrent d'une année à l'autre. En outre, ces dates gélives sont consécutives et représentent alors des épisodes de froids matinaux.

L'enquête de l'AVC (1991) a permis également de préciser spatialement le phénomène des gelées des bourgeons à l'échelle communale dans le vignoble champenois. Elle montre très clairement que le département de l'Aube est plus exposé au risque gélif que la Marne ou que l'Aisne, ce qui est corroboré par l'analyse des données météorologiques des stations automatiques (Beltrando, 1998). Dans la Marne, les stations situées sur la Côte des Blancs et au sud de la Montagne de Reims sont relativement plus chaudes que les stations au nord (Madelin, 2004). Par ailleurs, les mesures sur le terrain, ainsi que les données des stations, ont montré que les secteurs viticoles situés en bas de coteaux sont beaucoup plus gélifs.

2. Les facteurs influençant cette variabilité

Au-delà de l'observation et de la quantification des variabilités spatiale et temporelle des températures minimales négatives, les recherches sur les gelées en Champagne ont cherché à comprendre les conditions atmosphériques associées à ces événements gélifs et les interactions avec les paramètres locaux (tels la topographie ou encore l'état du sol).

Lorsque les conditions atmosphériques nocturnes sont caractérisées par un ciel dégagé et par un vent calme, conditions dites « radiatives », la variabilité spatiale des températures est alors très marquée et le refroidissement généralement plus important que par ciel couvert. Par

exemple, une étude statistique réalisée à partir des données météorologiques du réseau (Madelin, 2004) a mis en évidence que 65% des nuits de gel³ correspondaient à un ciel clair⁴. De plus, ces nuits de gel connaissent des vents relativement faibles : 63% avec des vitesses moyennes nocturnes inférieures à 2 m/s. S'il s'avère que les conditions atmosphériques de ciel clair et de vent calme expliquent statistiquement l'occurrence de températures négatives, le lien avec l'intensité des gelées est beaucoup plus difficile à mettre en évidence (Sarmir, 1995 ; Madelin, 2004), notamment parce que les fortes gelées sont plus imputables à des refroidissements advectifs (d'origine nord à est).

Le rôle de la topographie sur la variabilité spatiale des températures minimales a également été mis en évidence en particulier par des mesures sur le terrain (Beltrando *et al.*, 1992 ; Bridier, 2001 ; Sarmir, 1995), mais aussi, dans une moindre mesure, par le réseau de stations automatiques. Déjà, en 1956, Geslin montrait le phénomène d'inversion thermique et l'accumulation de l'air froid en bas de coteau lors de nuits de gel, à partir de mesures des indices actinothermiques⁵. Lors de ces nuits de ciel clair et de vent calme, l'air à proximité du sol se refroidit fortement par convection. Il devient alors plus dense et s'affaisse par subsidence. Si le terrain n'est pas plat, cet air froid tend à s'écouler, par gravité, vers des parties plus basses (vallées, bas de coteaux), où cette arrivée froide s'ajoute au refroidissement radiatif. Cette brise thermique s'établit dès la tombée de la nuit et s'écoule par saccades en fonction des frictions locales. En Champagne, en raison du relief peu accidenté, la vitesse de ces écoulements a été mesurée entre 0.5 et 2.5 m/s par des capteurs situés à 1-2 m du sol (Beltrando, 1997). L'air froid accumulé en bas de coteau ou en fond de vallée forme un lac d'air froid, dont le plan est légèrement incliné dans le sens de la pente. Cette accumulation d'air froid se produit également en amont de chaque obstacle à l'écoulement catabatique (replat, haie dense, route surélevée, remblai TGV⁶). Dès le lever du soleil, la brise de pente change de direction et remonte la pente : c'est la renverse. Sous des conditions atmosphériques stables, il existe donc un système cyclique journalier de brises thermiques, descendantes et ascendantes. Celui-ci a été observé sur le terrain lors des conditions anticycloniques (Bridier, 2001), mais aussi pour la plupart des stations (en ne prenant que les vents de vitesse comprise entre 1 et 2 m/s) (Madelin, 2004).

Par ailleurs, des études sur les relations entre le vent synoptique, les brises de pente et la topographie ont été réalisées à partir de plusieurs campagnes de mesures (Beltrando *et al.*, 1992 ; Bridier *et al.*, 1995). Lorsque les vents régionaux sont puissants, ils « effacent » les vents catabatiques (dispersion de l'air froid). Par contre, par vent faible ou modéré, les masses d'air froid qui glissent à la surface des coteaux sont bloquées quand le versant est *quasi* parallèle au flux ou évacuées vers la plaine ou la vallée de la Marne quand le vent est oblique par rapport au flux. De plus, le vent opposé à la pente entraîne une remontée du lac d'air froid, ce qui peut provoquer des dégâts gélifs (Beltrando *et al.*, 1995). Ce phénomène d'interactions entre le vent synoptique, les brises de pente et la topographie, observé *in situ*, apparaît également dans les sorties de la simulation de l'atmosphère faite par le modèle Meso NH (16-17/03/2003) (Madelin, 2004). Par exemple, sur la Figure 2 représentant la Montagne de Reims, au nord-est, les brises de pente rencontrent le flux général d'origine nord-est en bas de coteau, ce qui bloque l'écoulement de l'air froid. Par contre, à l'est, le champ de vent simulé ne montre qu'un vent de nord assez fort, qui semble gommer l'accumulation à cet endroit.

³ Sur un échantillon de 46 dates avec au moins une température minimale inférieure à -2°C.

⁴ Au moins trois des observations de la nuit à Reims-Courcy inférieures à 2 octats.

⁵ Les indices actinothermiques sont mesurés par des capteurs situés à quelques dizaines de centimètres du sol et à l'air libre.

⁶ La construction de la future Ligne à Grande Vitesse du TGV Est européen, qui traversera le vignoble AOC de Champagne en contrebas des coteaux de la Montagne de Reims, a suscité des travaux d'évaluation de son influence et de son impact sur les températures minimales : Bridier *et al.*, 1995 ; Bridier *et al.*, 2004.

Enfin, au sud, nous pouvons remarquer un secteur très froid lié, semble-t-il, aux écoulements d'air froid du coteau d'Avize bloqués par ce flux de nord.

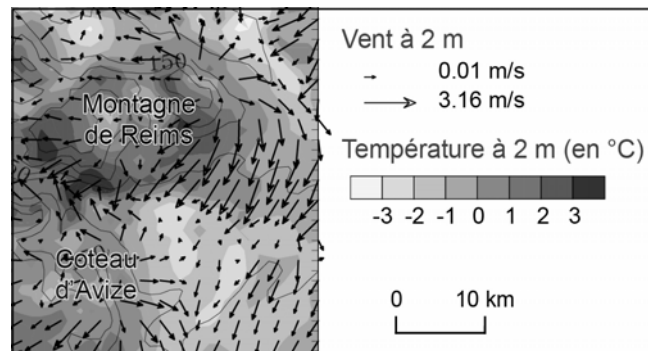


Figure 2 – Simulation Meso NH des champs de vent et de température à 2 m, le 17 mars 2003 à 6 UTC (Meso NH - Météo France, résolution 1 km)

3. Spatialisation de la prévision de l'aléa

Les dégâts des gelées printanières sur les bourgeons de la vigne ont également suscité des travaux visant à affiner la prévision du risque de gel printanier. Ainsi, sous l'impulsion du Cive, des Vignobles et Recherches Mumm-Perrier Jouët et de Météo France (Marne), un système de prévision des gelées de printemps dans le vignoble de la Marne est opérationnel depuis 1990 (Choisnel *et al.*, 1993) : chaque soir, une estimation de la température minimale en indice actinothermique, pour la nuit suivante, est donnée pour quatre points du vignoble. Il repose sur une adaptation statistique permettant d'intégrer partiellement les effets locaux, soit sur des écarts moyens entre les stations et Reims-Courcy (la référence) selon différents types de masse d'air. Étant données les différences thermiques parfois importantes entre deux sites distants de quelques kilomètres, voire entre deux relevés sur un même coteau, ce système de prévision est amélioré chaque année par la prise en compte des nouvelles données du réseau de stations automatiques (Madelin *et al.*, 2002).

Même si le système permet une estimation de l'aléa gélif pour plus de secteurs viticoles, il reste ponctuel. Aussi des recherches ont-elles été entreprises dans le but de spatialiser l'aléa. En premier lieu, dans le cadre de l'étude sur l'impact de la future ligne du TGV Est européen (Beltrando *et al.*, 1995 ; Bridier *et al.*, 2004), une carte des zones affectées par des gelées automnales dans les Fonds de Sillery avait été dressée à partir de l'observation de la couleur des feuilles de vigne. Les auteurs avaient ensuite extrapolé leurs résultats pour présenter l'extension du lac d'air froid selon la direction du vent régional (faible) et donc les zones les plus gélives. Plus tard, nous avons proposé une spatialisation des températures minimales basée sur les données du réseau de stations automatiques et sur une régression multiple (en fonction de la localisation géographique et du contexte topographique). Cette modélisation a été appliquée à différentes échelles temporelles (printanière, journalière) et a montré parfois des résultats contrastés, tant sur les qualités que sur les descripteurs significatifs. Si nous avons pu relever certaines récurrences liées aux conditions atmosphériques, reconstruire le champ thermique s'est avéré complexe et nécessite, très certainement, la prise en compte d'autres facteurs, notamment le vent, la nébulosité ou encore l'état hydrique des sols.

Cette meilleure prise en compte des interactions entre des paramètres atmosphériques et des états de surface a été possible grâce à l'utilisation du modèle numérique de la dynamique de l'atmosphère, Meso NH. Des simulations de ce modèle réalisées pour une date représentative des conditions radiatives, ont donné des résultats encourageants et, qualitativement, proches des mesures des stations. La mise en place des brises de pente et leurs interactions avec le vent général apparaissent très clairement, comme nous l'avons souligné précédemment. Ceci

étant, les résultats ne reposant que sur une seule date, il est difficile d'extrapoler la répartition spatiale de l'aléa gélif et de proposer une carte opérationnelle.

Conclusion

À travers cet exposé succinct de plusieurs travaux de climatologie sur les gelées printanières dans le vignoble de Champagne, nous pouvons constater une amélioration des connaissances sur le sujet, en particulier sur la quantification des phénomènes et sur les relations entre les températures minimales, le vent synoptique, les brises de pente et la topographie. Plusieurs tentatives de spatialisation de l'aléa gélif ont été proposées mais se révèlent encore trop peu pertinentes dans une approche prévisionnelle. Cette thématique de recherche sur le vignoble de Champagne est donc loin d'être close. Elle pourrait s'enrichir, par exemple, par l'utilisation de données de télédétection. Enfin, il sera intéressant d'étudier les répercussions du changement climatique global sur le risque de gel printanier des bourgeons et plus généralement sur la viticulture. Ainsi, la hausse des températures pourra, paradoxalement, accroître le risque de gel printanier, en raison d'un avancement de la date de débourrement lié à des températures légèrement plus chaudes au mois de mars.

Bibliographie

- AVC (Association Viticole Champenoise), 1991 : Les gelées de printemps. *Le vigneron Champenois*, HS, 63 p.
- BELTRANDO G., 1997 : *La climatologie, une science géographique : réflexion à partir d'expériences à des échelles spatiales et temporelles différentes*. Thèse d'habilitation à diriger des recherches, Université Paris 7, 193p.
- BELTRANDO G., 1998 : Températures minimales du printemps en Champagne viticole : quelques résultats à partir d'un nouveau réseau de stations automatiques. *La Météorologie*, 8, 21, 30-44
- BELTRANDO G., LECOMPTE M., SARMIR I., 1992 : Le gel dans le vignoble champenois : itinéraires topoclimatiques pour la mesure de l'infra-rouge thermique. *Publications de l'AIC*, 5, 335-342
- BRIDIER S., 2001 : *Modélisation de la répartition des brises et des températures en situation radiative*. Thèse de doctorat de Géographie, Université Paris 7, 189 p.
- BRIDIER S., QUENOL H., BELTRANDO G., 1995 : Evaluation de l'influence d'un ouvrage linéaire en remblai - le TGV Est - sur l'écoulement de l'air froid dans le vignoble champenois. *Publications de l'AIC*, 8, 233-240
- BRIDIER S., QUENOL H., BELTRANDO G., 2004 : Cartographie du potentiel de refroidissement en situation radiative : application aux terroirs des Fonds de Sillery dans le vignoble de Champagne. *Revue Internationale de Géomatique*, 14, 1, 119-132
- BRUN O., CELLIER P., 1993 : Gélivité des bourgeons. *Le Vigneron Champenois*, 3, 49-60
- CHOISNEL E., JOURDAIN S., CAMBLAN M., KLIS-LILIENTHAL I., McVEIGH J.-P., 1993 : Un système de prévision des gelées de printemps à une échelle fine dans le vignoble champenois. *La Météorologie*, 8, 2, 8-18
- DE SAINTIGNON M.-F., 1998-1999 : *Probabilité de gel thermique dans le vignoble champenois*. Laboratoire de la Montagne Alpine (Université Joseph Fourier), Grenoble, 3 volumes.
- GESLIN H., 1956 : Les variations microclimatiques de température et le problème des gelées de printemps. *Annales de la Société d'horticulture et de botanique de l'Hérault*, 6, 1-11
- MADELIN M., BELTRANDO G., CAMBLAN M., LANGELLIER F., 2002: Amélioration de la prévision des gelées printanières dans le vignoble de la Marne en Champagne. *Hommes et Terres du Nord*, 1, 53-62
- MISRAHI P., LECOMPTE M., RONCHAIL J., 1990 : Essai d'interprétation aérologique du gel en champagne : utilisation de l'analyse canonique des correspondances. *Publications de l'AIC*, 3, 353-362
- SARMIR I., 1995 : *Variabilité spatio-temporelle des températures minimales et dégâts du gel printanier dans le vignoble champenois*. Thèse de doctorat de Géographie, Université Paris 7, 285 p.
- SARMIR I., LECOMPTE M., 2000 : Influence du vent sur la distribution des gelées radiatives sur les reliefs champenois. *La Météorologie*, 29
- VAZART V., 1988 : *Les gelées de printemps de 1875 à 1986 dans le vignoble champenois : historique et conséquences, relation avec la production de raisin*. Thèse de Pharmacie, Université de Reims, 213 p.
- VESSELLE G., 1993 : Incidence économique des gelées en viticulture. in *Actes de séminaires de la Com. d'agrométéo. de l'INRA "Le gel en agriculture"*, INRA, Paris, 45-50.

Anomalies positives des précipitations dans la plaine de l'Ouest de la Roumanie et ses conséquences

G. Mahara¹, E. Serban²

1 Université d'Oradea, Faculté d'Histoire-Géographie
Oradea, Roumanie
gheorghemahara@yahoo.com

2 Université d'Oradea, Faculté de la Protection Environnementale,
Oradea, Roumanie
eugeniaserban@yahoo.com

Résumé : Pour souligner les anomalies pluviométriques positives, la méthode de l'Anomalie Standardisée des Précipitations (ASP) a été utilisée. Le but du travail est d'identifier les anomalies pluviométriques annuelles, saisonnières et mensuelles positives et surtout d'identifier les phénomènes climatiques de risque générés par les précipitations excédentaires. Le territoire de la Plaine de l'Ouest situé au nord de la rivière de Mures est analysé à partir des données de précipitations pour une période de 40 années (1961-2000). On a étudié les conséquences d'ordre social et économique que les précipitations excédentaires ont générées sur le territoire analysé et on a spécifié l'ampleur des dégâts.

Mots-clés : Anomalie Standardisée de Précipitations, extrême pluviométrique, risque climatique

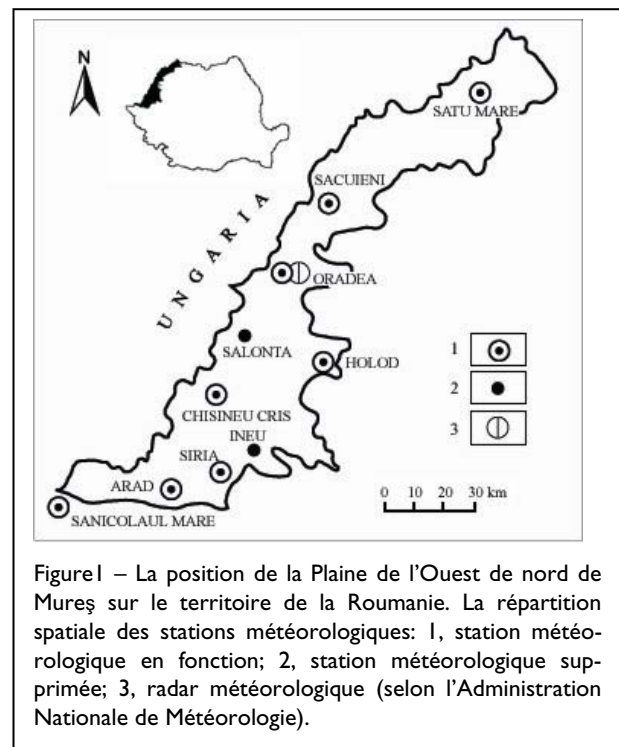
Abstract: In order to spotlight the positive rainfall anomalies we have used the Standardized Precipitation Anomaly method (SPA). The purpose of this paper is to identify the annual, seasonal and monthly positive rainfall anomalies and mainly to identify the climatic risk phenomena generated by exceeding precipitation. We have analyzed the territory covered by the West Plain of Romania situated north of the Mures River and we have used the rainfall data for a period of 40 years (1961-2000). We have also studied the social and economic consequences which the exceeding precipitation has generated on the analyzed territory and we made reference to the damage caused.

Key Words: Standardized Precipitation Anomaly, rainfall extreme, climatic risk

Introduction

La Plaine de l'Ouest de la Roumanie représente une bande étroite de relief délimitée par les parallèles de 45° et 48° latitude nord. Le relief relativement uniforme de la plaine détermine une répartition approximativement homogène des précipitations sur le territoire de la Plaine de l'Ouest. Toutefois, on ressent une différenciation altitudinale, de l'ouest vers l'est dans les Collines de l'Ouest, et une autre latitudinale, du sud vers le nord: les précipitations augmentent vers le nord, mais surtout de l'ouest vers les collines (Măhăra, 1977).

Dans la Plaine de l'Ouest, au nord de Mures, les quantités moyennes annuelles de précipitations sont d'environ 525-550 mm vers la frontière de l'ouest du pays et elles augmentent vers l'est à 630-650 mm, la limite



des collines étant marquée par la isohyète de 700 mm. Les masses d'air passent au-dessus des collines et ce mouvement ascendant génère des précipitations abondantes. Par rapport à ces valeurs moyennes, pendant ces années pluvieuses, les quantités annuelles de précipitations se sont élevées autour de 740-880 mm, tandis que celles mensuelles ont dépassé 100 mm (quelques fois même 200 mm) et se sont produits surtout dans l'intervalle mai-juillet.

1. Données et méthodes

Pour souligner les anomalies positives de précipitations de la Plaine de l'Ouest, nous avons utilisé comme méthode d'analyse l'Anomalie Standardisé de Précipitations (ASP). Le but de ce travail consiste à identifier des anomalies annuelles, saisonnières et mensuelles positives des précipitations et surtout à repérer les phénomènes climatiques à risque générés par les précipitations excédentaires. On a analysé le territoire de la Plaine de l'Ouest situé au nord de la rivière de Mures et on a utilisé les données de précipitations moyennes mensuelles et annuelles provenant de l'archive de l'Administration Nationale de Météorologie sur une période de 40 ans (1961-2000). Les données des stations météorologiques utilisables sur une période d'observation commune sont : Sânnicolau Mare, Arad, Oradea, Săcueni et Satu Mare (figure 1).

Pour chaque station, les anomalies standardisées de précipitations mensuelles ont été calculées conforme à l'équation :

$$ASP = (x - \bar{x}) / \sigma$$

où \bar{x} c'est la quantité moyenne mensuelle pluriannuelle de précipitations, x c'est la quantité de précipitations d'un mois particulier et σ représente la déviation standard.

Cette méthode d'analyse a été choisie parce qu'elle offre la possibilité de l'homogénéisation spatio-temporelle des valeurs de précipitations (Busuioc, 1992) et parce que la méthode n'a plus été appliquée jusqu'au présent au territoire de la Plaine de l'Ouest.

2. Résultats

Pour souligner les phénomènes de risque climatique générés par les précipitations excédentaires on a choisi les extrêmes pluviométriques positifs, c'est à dire ceux qui dépassent de 10% du total des valeurs de l'ASP annuelles, saisonnières et mensuelles. Ceux-ci représentent les années, saisons et les mois « extrêmement pluvieux ».

Les plus grandes **anomalies annuelles positives** de précipitations sont compris entre +1,3...+2,4. Les années *extrêmement pluvieuses* avec des précipitations tombées sur toute la Plaine de l'Ouest sont (tableau 1) : **1974** – avec des précipitations très intenses dans la partie de nord de la plaine (+2,4 la valeur de l'anomalie à la station Satu Mare, qui a représenté 840 mm de précipitations) et légèrement plus réduites vers des latitudes plus basses ; **1996** et **1999** – avec des précipitations très intenses au centre et au sud (maximum à Oradea: +2,24 en 1996 et +2,12 en 1999) et plus basses dans le nord; **1966** – avec des précipitations intenses surtout au nord, qui décroissent légèrement vers le sud; **1998**, **1980**, etc.

En vue de leur homogénéisation spatiale, une moyenne des valeurs annuelles de l'ASP a été réalisée pour les 5 stations sur la période 1961-2000, en obtenant une seule valeur ASP annuelles moyenne au niveau de toute la Plaine de l'Ouest. Ces valeurs sont représentées graphiquement dans la figure 2. Sur cette figure, on peut

Tableau 1 – Les années "extrêmement pluvieuses" enregistrées dans la Plaine de l'Ouest (1961-2000)

Années	Sânic Mare	Arad	Oradea	Săcueni	Satu Mare
Extrêmement pluvieuses	1969	1970	1996	1974	1974
	1999	1999	1999	1996	1980
	1981	1996	1974	1980	1998
	1996	1974	1978	1966	1966

remarquer les années avec des anomalies positives de précipitations et celles avec des anomalies négatives, produits sur toute la plaine. Ainsi, les plus longues périodes d'années excédentaires consécutives ont été de 5 ans (1995-1999 et 1977-1981), par rapport aux plus longues périodes d'années déficitaires consécutives, qui ont duré pour 7 ans (1982-1988). On observe que les périodes pluvieuses ont une intensité plus grande, mais une fréquence plus réduite par rapport à celles de sécheresse.

En suivant la tendance polynomiale des valeurs annuelles de l'ASP (figure 2) on peut remarquer parmi les périodes excédentaires, les périodes 1963-1970 et 1974-1981 avec une durée de 8 ans et une période très pluvieuse 1995-1999 de 5 ans. Entre les deux existe deux périodes déficitaires respectivement de 3 et 13 ans (1982-1994). Toute la période analysée a commencé et a fini par des grandes sécheresses dans les années 1961 et 2000, la dernière a culminé par son intensité. En ce qui concerne la tendance linéaire des valeurs moyennes annuelles de l'ASP, celle-ci est constante. Celle-ci ne présente pas des augmentations ou des diminutions sur la période analysée.

ASP a été analysé aussi pour les quatre saisons dans la période 1962-2000. Les plus grandes valeurs des **anomalies saisonnières positives** de précipitations sont d'environ +3,0...+3,3 ; elles sont enregistrées pendant l'hiver. Les plus grandes anomalies, aussi bien positives que négatives sont enregistrées aux stations du sud de Sânnicolau Mare et Arad et indiquent une plus grande variabilité des précipitations dans le sud du territoire analysé, due à l'influence méditerranéenne du climat qui détermine des grandes fluctuations des précipitations d'une saison à l'autre.

En ce qui concerne la fréquence des anomalies positives de précipitations, on constate que celles-ci ont une plus grande fréquence en l'hiver à Sânnicolau Mare, ce qui est dû à l'effet de l'influence méditerranéenne, et au printemps à Oradea et Satu Mare (soit 51,3-53,8%).

Saisons	Sânc. Mare	Arad	Oradea	Săcueni	Satu Mare
Hiver	1970	1970	1966	1963	1979
	1982	1966	1979	1962	1968
	1966	1977	1970	1970	1986
	1977	1982	1977	1967	1995
Printemps	1987	1987	1987	1962	1970
	1991	1970	1985	1987	1980
	1980	1991	1970	1985	1989
	1970	1980	1962	1970	1962
Été	1975	1970	1978	1979	1974
	1969	1999	1974	1974	1998
	1972	1982	1997	1997	1980
	1976	1991	1998	1998	1982
Automne	1991	1974	1998	1996	1974
	1974	1998	1996	1976	1998
	1996	1996	1974	1974	1980
	1998	1964	1992	1998	1996

Tableau 2 – Les saisons "extrêmement pluvieuses" de la Plaine de l'Ouest (1962-2000)

Dans le 2^e tableau on a présenté les saisons 'extrêmement pluvieuses' de toutes les stations. Parmi les saisons „extrêmement pluvieuses" on remarque : *l'hiver et le printemps de l'année*

1970 – avec des valeurs de l’ASP très grandes surtout aux stations du sud (+3,3 à Sânnicolau Mare pendant l’hiver). Pendant ces deux saisons, les précipitations ont été très abondantes dans tout le pays, étant générées aussi par la persistance des cyclones nord-atlantiques que par ceux méditerranéens. Ces situations ont provoqué des inondations ce qui les inclut dans la catégorie des phénomènes extrêmes; *le printemps de 1987* – avec des valeurs très grandes de l’ASP dans toute la plaine, surtout dans la partie du sud; *l’été* et surtout *l’automne de 1974 et 1998* – avec des pluies sur toute la plaine mais surtout dans le nord; *l’automne de 1996* – de nouveau avec des pluies signalées sur tout le territoire de la plaine et surtout dans la partie centrale.

Il semble que les plus intenses phénomènes de risque générés par l’excédent pluviométrique se produisent pendant l’hiver et le printemps dans la partie du sud de l’aire analysé et pendant que l’automne et l’été dans la moitié du nord de celle-ci. La cause pourrait être due aux influences méditerranéennes au sud (pluies abondantes en hiver et quelques fois au printemps) et océaniques dans le reste de l’aire. On ajoute à cela la grande importance que les types prédominants de circulation atmosphérique la présente, spécifique à chaque saison.

La figure 3 met en relief la tendance linéaire des valeurs moyennes saisonnières de l’ASP (seul le graphique correspondant à la saison qui présente une tendance croissante est montré). Sur le territoire analysé, la tendance croissante peut être remarquée dans le cas de la saison d’automne, les autres saisons se présentent de la manière suivante : une tendance rapide de décroissance pour la saison d’hiver, avec une diminution modérée pour la saison de printemps et une tendance constante pour l’été. En conclusion, dans la Plaine de l’Ouest situé au nord de Mureş, pendant les dernières années la saison d’automne est devenue pluvieuse, tandis que les hivers et les printemps sont devenus plus secs.

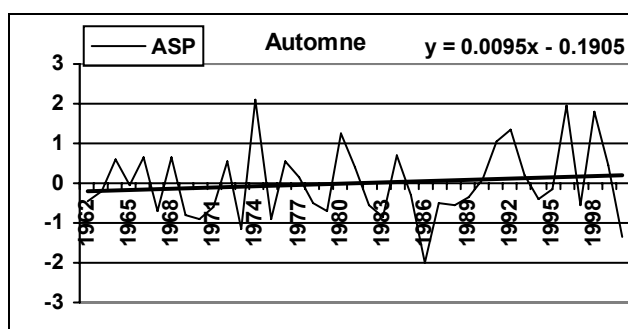


Figure 3 – La tendance linéaire des valeurs moyennes saisonnières ASP dans la Plaine de l’Ouest (1962-2000)

Les plus grandes **anomalies mensuelles positives** dépassent +2, +3 et quelques fois même +4 (+4,5 à Săcueni en mars de 1962, ce qui signifie 159 mm de précipitations; +4,1 à Arad en octobre de 1974, ce qui représente 178 mm de précipitations – toutes les deux étant en général des mois pauvres en précipitations). Mais, les plus réduites déviations négatives ne dépassent pas les valeurs de -2. Cela démontre que dans la Plaine de l’Ouest, située au nord de Mureş, les anomalies pluviométriques positives sont beaucoup plus intenses que celles négatives. Alors, les risques générés par l’excédent de précipitations sont beaucoup plus intenses que celles générés par le déficit de précipitations, grâce au climat avec des influences océaniques prédominantes, spécifique pour la partie nord-ouest de la Roumanie. Les risques générés par l’excès de précipitations peuvent se produire dans chaque mois de l’an, ayant l’intensité la plus grande dans les mois d’octobre, février et mars. L’excès de précipitations du mois de février et du mars peut être associé avec la fonte de la neige, ce qui produit fréquemment des inondations.

Mois	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Extrêmement Pluvieux	1979	1999	1962	1989	1974	1974	1998	1996	1996	1974	1980	1981
	1963	1969	1988	1994	1991	1969	1980	1989	1998	1991	1965	1999

Tableau 3 – Les mois “extrêmement pluvieux” de la Plaine de l’Ouest (1961-2000)

Dans le 3^e tableau on a présenté les mois les plus pluvieux qui se sont enregistrés sur le territoire de la Plaine de l’Ouest situé au nord de Mureş.

Sur la figure 4 on peut remarquer la tendance linéaire des valeurs moyennes mensuelles de l'ASP. Dans ce travail on a exposé seulement les graphiques qui présentent une tendance croissante, respectivement les mois avec une évolution vers de types plus humides du climat.

Les valeurs ASP moyennes mensuelles présentent une tendance de croissance dans le cas des mois d'avril, de juillet, de septembre, d'octobre et une autre constante dans le cas de mois de mai, juin et décembre. Par conséquent, dans la Plaine de l'Ouest situé au nord de Mureș, les mois du début et du milieu de l'automne, ainsi que les mois de plein l'été sont devenus pluvieux pendant les dernières années.

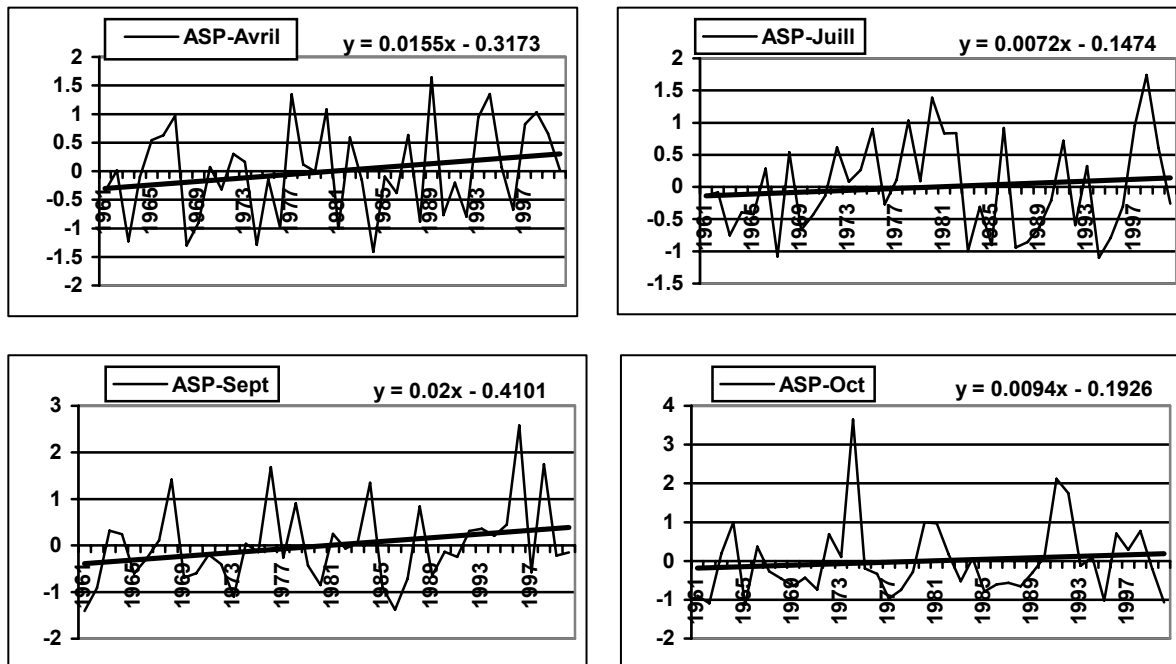


Figure 4 – La tendance linéaire des valeurs moyennes mensuelles de l'ASP dans la Plaine de l'Ouest (1961-2000).

3. Les conséquences socio-économiques des précipitations excédentaires

Les grandes quantités de précipitations enregistrées sur le territoire de la Plaine de l'Ouest ont constitué des risques climatiques par les effets d'ordre hydrologique qu'elles ont impliqués, provoquant des inondations, détruisant les terrains agricoles, les maisons et détériorant les voies de communication etc.

Ainsi dans le Rapport du Ministre de l'Environnement et de la Gestion des Eaux concernant la situation des dégâts produits par les inondations et par des phénomènes météorologiques dangereux de l'année 2004, on peut préciser que dans les départements qui appartiennent à la Plaine de l'Ouest situés au nord de Mures, le coût des dégâts s'est élevée à 2,3 millions d'euro. Les inondations se sont produites dans la période mars-avril 2004. Celles-ci ont affecté 38 localités grâce aux déversements des rivières de Mureș, Crișul Alb, Crișul Negru, Barcău, Someș, Crasna, Tur et d'autres ruisseaux locaux, dont on ajoute les déversements des versants. Par conséquent, 692 ha de terrain agricole ont été affectés, 1 maison, 27 ponts et petits ponts, 23,3 km de routes communales et 17 bâtiments hydrotechniques. Les plus importants dégâts se sont signalés au nord de la plaine, dans le département de Satu Mare et ont comptabilisé 1,5 millions euro.

Pendant le printemps de 2005, suite de la chute des précipitations abondantes à caractère torrentiel dans les départements d'Arad et Bihor, se sont formés des crues rapides dans les bassins hydrographiques des rivières de Crișul Alb, Crișul Negru, Crișul Repede et Barcău. A

la suite des inondations produites, 73 maisons et jardins, 22 ponts et petits ponts, 35,7 km de voies nationales, départementales et communales, 200 m de voie ferrée, environ 2000 ha de terrain agricole, 100 ha de prairie et 19 bâtiments hydrotechniques ont été affectés. Les coûts des dégâts se sont élevés à environ 4,6 millions euro. Seulement le coût des dégâts des bâtiments hydrotechniques a été estimé à 600 mille euro.

Les plus grandes inondations se sont produites pendant l'année 2005 dans le sud de la Plaine de l'Ouest, dans le département de Timiș, dans la période avril-mai 2005. Elles sont dues à la quantité des chutes des précipitations particulières sur laquelle s'est superposée la fonte brusque de la neige des régions montagneuses. Par conséquent les valeurs de l'écoulement ont été cinq fois plus grandes que le débit moyen pluriannuel, ayant comme effet le déversement des digues et leur rupture sur les rivières de Timiș et de Bârzava. Le département de Timiș a été grièvement affecté, un bilan fait à la fin du mois d'avril 2005 indique : 94 localités affectées, 3300 personnes évacuées, 64500 ha terrain agricole compromis, plus de 2000 immeubles affectés par les inondations, 406 maisons détruites complètement. Seulement dans le cas des bâtiments hydrotechniques, les dégâts ont été évalués à 12,7 millions euro (conformément à Ministre de l'Environnement et de la Gestion des Eaux).

Pour prévenir les effets négatifs des phénomènes climatiques de risque générés par les précipitations excédentaires il est nécessaire de connaître ces phénomènes et de les prévenir.

Conclusion

Les plus fortes anomalies positives de la pluviométrie se sont produites pendant les saisons d'hiver-printemps dans la partie du sud de la Plaine de l'Ouest, et en automne-été dans la partie du nord de ce territoire. Dans les dernières années de la période analysée dans la Plaine de l'Ouest située au nord de Mureș, la saison d'automne est devenu pluvieux tandis que les hivers et les printemps sont devenus plus secs. Les risques générés par l'excédent des précipitations sont plus intenses que ceux générés par le déficit de précipitations et peuvent se produire chaque mois de l'année, avec la plus grande intensité aux mois d'octobre, février et mars.

Dans les cas des précipitations excédentaires tombées dans la saison de printemps, qui se superposent à la fonte brusque de la neige, les dégâts produits sur les territoires de l'ouest du pays peuvent être considérables, s'élevant à quelques millions d'euro.

Bibliographie

- BOGDAN OCTAVIA, NICULESCU ELENA, 1999: *Riscurile climatice din România*. Ed. Segă-Internat., București, 280 p.
- BUSUIOC ARISTITA, 1992: Synthetic description method for regional climate anomalies. *Meteorologia și Hidrologia*, INMH, vol.22, 2, București, 23-27
- BUSUIOC ARISTITA, VON STORCH H., 1996: Changes in the winter precipitation in Romania and its relation to the large-scale circulation. *Tellus*, 48 A, Munksgaard, UK, 538-552
- MĂHĂRA Gh., 1977: *Câmpia Crișurilor*, în vol. *Câmpia Crișurilor, Crișul Repede, Țara Beiușului*. Ed. Științ. și Encicl., București, 366p.

* * * Informations de l'Administration Nationale 'Eaux de la Roumanie', le Départ. des Eaux 'Crișuri' d'Oradea

<http://www.mmediu.ro>

<http://www.romanialibera.ro>

Comparaison de deux scénarios (statistique et dynamique) concernant les précipitations en Grèce

P. Maheras¹, K. Tolika¹, M. Vafiadis², Chr. Anagnostopoulou¹

¹ Département de Météorologie et de Climatologie
Université de Thessaloniki, Grèce
maheras@geo.auth.gr

² Division Hydraulique, Faculté de Technologie
Université de Thessaloniki, Grèce

Résumé : Dans ce travail on a utilisé le principe des réseaux de neurones artificiels (RNA) afin de développer la méthode statistique de « désagrégation d'échelles » et de simuler les précipitations hivernales en Grèce. La comparaison des résultats obtenus par les deux techniques : (statistique et dynamique) a été faite en comparant les valeurs des pluies de chaque station simulées par la méthode statistique avec les valeurs moyennes (précipitations simulées par le modèle HadRM3P) de quatre points de grille entourant la station. Résultat final : Les deux méthodes s'avèrent efficaces pour la simulation des précipitations hivernales en Grèce, dont les totaux semblent être en réduction jusqu' à la fin du siècle.

Mots-clés : Neurones artificiels, scénario statistique et dynamique, précipitations, Grèce, désagrégation d'échelle

Abstract: The present study focuses on the evaluation of a statistical and a dynamical downscaling technique for the simulation of winter precipitation totals in the Greek area. The statistical method is based on an artificial neural network technique and the dynamical downscaling data are derived from a regional climate model (RCM). The simulated results are compared to the observational time-series of rainfall for each station under study. Especially in the case of the dynamical downscaling, four grid points are selected, the ones closest to each station. The analysis showed that both methods are quite efficient in simulating winter rainfall in Greece. The future scenario results present a decrease of the precipitation totals at the end of the 21st century.

Key Words: neural networks, statistical and dynamical scenarios, precipitation, Greece, downscaling

Introduction

Il est reconnu que les valeurs ainsi que les champs pluviométriques produits par les modèles de circulation générale les plus récents (MCG) apparaissent insuffisants pour des applications directes parce que la représentation des facteurs géographiques régionaux et locaux (orographie, orientation des pentes, etc) est limitée par l'échelle de MCG. C'est la raison pour laquelle des méthodes de « désagréations d'échelles » ont été développées pour fournir à partir des MCGs des produits à l'échelle régionale et locale. A ce point de vue deux approches différentes sont le plus souvent utilisées : a) Les méthodes dites dynamiques lesquelles utilisent les modèles climatiques régionaux (RCMs) pour faire la désagrégation d'échelle de produits de MCG à travers des processus physiques valables à des résolutions plus fines (Giorgi *et al.*, 2001; Schmidli *et al.*, 2006) et b) des méthodes statistiques basées sur les relations empiriques entre les éléments du climat (précipitations, températures) et les éléments de la circulation régionale ou locale sélectionnés avec très attention et dites prédicteurs (Goodess *et al.*, 2005; Maheras *et al.*, 2004). Ces dernières méthodes procèdent soit par régression multiple linéaire ou non linéaire (neurones artificiels) soit par analyse canonique, soit enfin par classification de types de circulation à échelle régionale.

I. Données et Méthodes

On a utilisé les données des précipitations hivernales de 22 stations helléniques distribuées de façon uniforme sur la période 1958-2000 (figure 1). On a utilisé également les données hivernales des géopotentiels au niveau de 500hPa en points de grille (résolution spatiale $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$) de NCEP/NCAR Reanalysis project couvrant l'Europe et la Méditerranée sur la même période que les précipitations (1958-2000). De même on utilise les géopotentiels hivernaux du modèle HadAM3P (1961-1990 et 2071-2100) au même niveau, la même fenêtre et la même résolution que les données NCEP/NCAR. Enfin, on a utilisé les données des précipitations hivernales d'un certain nombre de points de grille (quatre par station) concernant la Grèce, simulées par le modèle HadRM3P (résolution de 50 km).

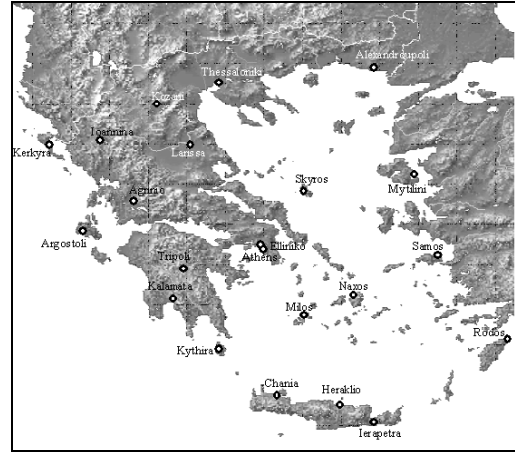


Figure 1 – Les 22 stations helléniques

Dans cette étude on a utilisé le principe des réseaux des neurones artificiels (RNA) afin de développer la méthode statistique d'agrégation d'échelle dans le but de simuler les précipitations hivernales en Grèce.

Le modèle des réseaux des neurones artificiels utilisé dans cette étude se base sur un algorithme développé par Scottie Fahlman (1988). D'après l'architecture de cet algorithme, le modèle est constitué d'un réseau auto-constructif avec une couche cachée et 12 neurones dont l'apprentissage se fait selon la méthode de rétropropagation des fonctions d'erreur dérivables.

L'apprentissage du modèle a été faite 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. La première période de calibration se caractérise comme humide tandis que la seconde période comme sèche. C'est ainsi que l'utilisation de deux périodes différentes et de caractéristiques différentes fournit la possibilité au modèle de faire le meilleur apprentissage.

Les résultats d'application du modèle pour la période de validation sont comparés avec les données d'observation de la même période (1979-1993). On a utilisé trois paramètres différents pour faire cette comparaison : le coefficient de corrélation de Spearman-rank, l'écart entre les précipitations moyennes saisonnières simulées et observées et l'écart des écarts types de mêmes valeurs. D'après les tests appliqués la technique des neurones artificiels s'avère très efficace pour la simulation des précipitations hivernales en Grèce et les résultats obtenus sont tout à fait satisfaisants, excepté ceux concernant la variabilité des séries simulées. En effet, le modèle est en partie incapable de reproduire la variabilité observée (sous-estimation) des précipitations hivernales.

Dès que le modèle a été établi on l'a 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 (2070-2100, scénario A2 IPCC). Ensuite, pour estimer le changement futur des hauteurs des précipitations hivernales on a calculé les écarts entre les résultats du scénario avec ceux du control run (scénario – control run). Enfin, on a comparé les valeurs des pluies de chaque station simulées par la méthode statistique avec les valeurs moyennes des pluies simulées par le modèle HadRM3P de quatre points de grille entourant la station.

2. Résultats

Sur le tableau 1 on voit les résultats de deux simulations (statistique et dynamique) concernant la période du contrôle des modèles (1961-1990). Ces résultats sont comparés avec les données d'observations des précipitations pour les 22 stations utilisées. Il est à noter que les chiffres obtenus par la désagrégation d'échelle dynamique sont le fruit de quatre valeurs des points de grille entourant les stations de référence. Il en résulte que tant le modèle des neurones artificiels que le modèle RCM, en règle général, sous-estiment les précipitations hivernales, à l'exception des simulations de l'approche dynamique de six stations (Alexandroupoli, Athènes, Elliniko, Kozani, Larissa et Milos) où les hauteurs des précipitations apparaissent surestimées par le modèle régional.

On constate que les pourcentages des sous-estimations ou des surestimations apparaissent nettement inférieurs dans les chiffres du modèle statistique dont le maximum s'élève à 27.1% (Skyros). Au contraire, dans le cas du modèle dynamique les pourcentages apparaissent nettement plus élevés, le maximum est égal à 77.5% (surestimation, station de Larissa).

Stations	Précipitations observées	Précipitations simulées		Pourcentage des écarts des précipitations simulées et observées (%)	
		(méthode statistique)	(méthode dynamique)	(méthode statistique)	(méthode dynamique)
Agrinio	387.2	323.4	224.1	-16.5	-42.1
Alexandr.	208.8	169.3	242.0	-18.9	15.9
Argostoli	423.0	334.1	221.3	-21.0	-47.7
Athènes	160.7	138.0	181.8	-14.1	13.1
Chania	322.7	295.2	125.8	-8.5	-61.0
Elliniko	160.7	138.6	181.8	-13.8	13.1
Heraklio	247.0	239.6	106.5	-3.0	-56.9
Ierapetra	295.5	238.7	107.3	-19.2	-63.7
Ioannina	417.3	343.1	416.3	-17.8	-0.2
Kalamata	361.8	335.6	146.1	-7.2	-59.6
Kerkyra	449.5	365.3	208.5	-18.7	-53.6
Kozani	121.8	102.2	200.0	-16.1	64.2
Kythira	287.3	265.3	183.5	-7.6	-36.1
Larissa	124.2	105.4	220.6	-15.2	77.5
Milos	216.1	213.1	214.2	-1.4	-0.9
Mytilini	366.6	314.1	196.1	-14.3	-46.5
Naxos	198.4	169.5	223.5	-14.6	12.6
Rodos	421.7	359.5	219.7	-14.8	-47.9
Samos	461.8	372.5	177.4	-19.3	-61.6
Skyros	218.7	159.4	191.1	-27.1	-12.6
Thessaloniki	125.5	107.1	102.0	-14.7	-18.7
Tripoli	365.6	288.4	305.2	-21.1	-16.5

Tableau 1 – Précipitations hivernales observées et simulées (méthode statistique et dynamique) en Grèce (période 1961-1990) et pourcentages des écarts estimés par les modèles statistique et dynamique

La figure 2 (a,b) fournit la distribution géographique des écarts entre les hauteurs des précipitations hivernales observées et les hauteurs simulées pour la période du contrôle (statistique/dynamique – observé). Dans le cas du modèle statistique les écarts négatifs les plus forts apparaissent dans la Grèce occidentale ainsi que dans la mer Egée orientale. Il s'agit des régions helléniques qui reçoivent le maximum des précipitations hivernales. Au contraire, les écarts négatifs les moins forts apparaissent dans les stations de Thessalie et de Macédoine. La sous-estimation des précipitations hivernales peut-être liée aux valeurs plus élevées des géopotentiels à 500hPa du modèle HadAM3P par rapport aux valeurs correspond de NCEP/NCAR, valeurs utilisées comme « prédicteur » pour faire la simulation des précipitations (Tolika, 2006).

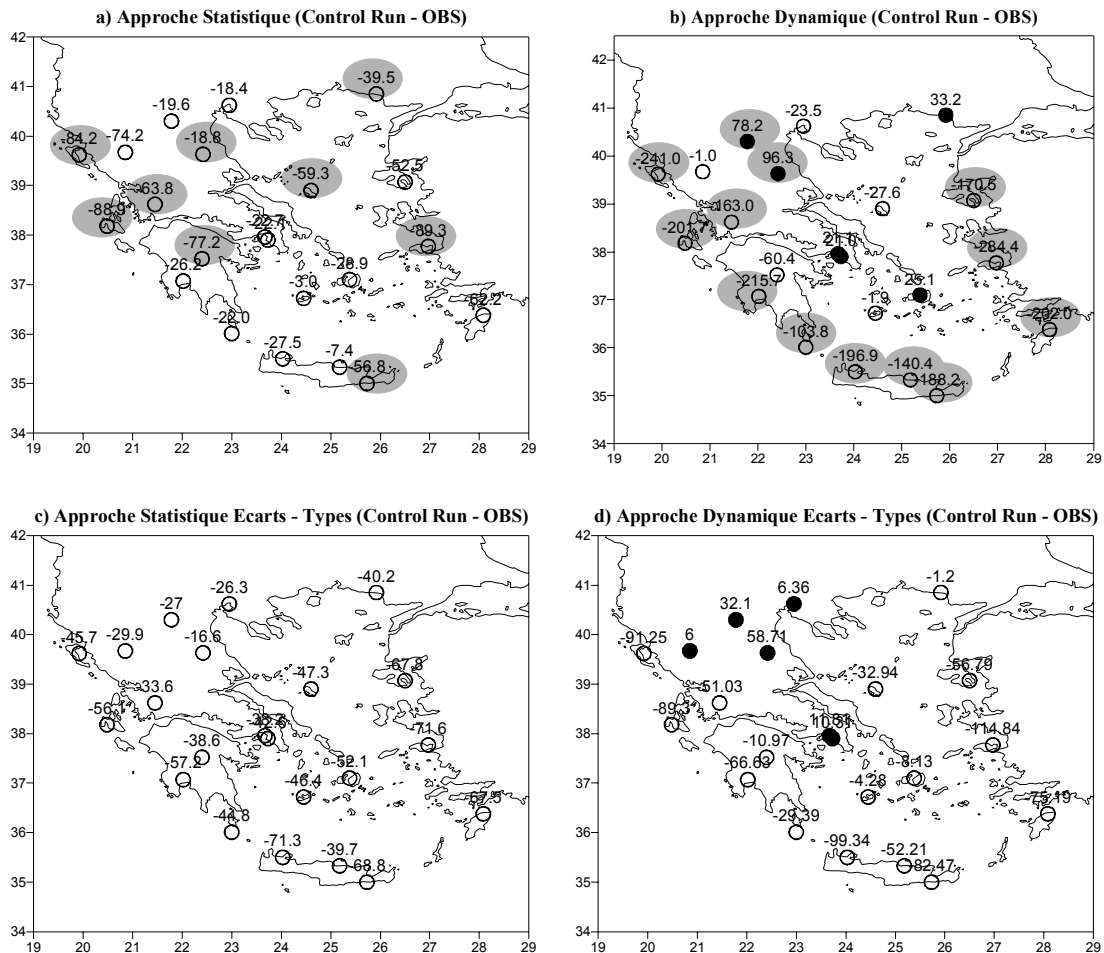


Figure 2 – Distribution géographique des écarts des hauteurs (a,b) et des écarts des écarts – types (c,d) des précipitations hivernales en Grèce simulées par le modèle statistique et dynamique et les précipitations observées (statistique / dynamique – observées), pour la période de control run (1961-1990). Les écarts significatifs d'après le t-test au seuil de 0.05 figurent en gris foncé.

La distribution géographique des écarts concernant les simulations dynamiques montre de nouveau que les écarts les plus forts apparaissent à l'ouest et à l'est de Grèce. A savoir que, malgré sa résolution spatiale plus élevée, le modèle est incapable d'intégrer d'une façon satisfaisante les facteurs géographiques régionaux et locaux responsables, en grande partie, de la détermination du régime pluviométrique. On doit remarquer que la station de Milos, située au centre de la Mer Egée méridionale présente les meilleures simulations pour les deux modèles par rapport aux autres stations (écarts très faibles).

La figure 2 (c, d) nous montre la distribution géographique des écarts des écarts types entre les précipitations hivernales observées et les précipitations simulées par les deux modèles. Dans le cas du modèle statistique (approche des neurones artificiels) il est évident que les données des géopotentiels du modèle utilisées comme « prédicteurs » ne peuvent pas reproduire d'une façon satisfaisante la variabilité naturelle des séries chronologiques des précipitations. C'est ainsi que les écarts les plus forts apparaissent dans les stations insulaires de la mer Egée est et sud. On doit rappeler ici le fait que le modèle de désagrégation d'échelle, durant le processus de sa construction a présenté, lui même, une sous-estimation de la variabilité des précipitations. Donc, il est possible que les écarts négatifs des écarts – types soient en partie liés au degré faible de capacité des neurones artificiels de simuler ce paramètre (écart type). Les résultats concernant la variabilité du modèle dynamique ne sont

pas meilleurs. Presque partout les écarts des écarts – types sont négatifs, excepté les stations d'Attique et de Grèce continentale centrale, où le modèle régional surestime la variabilité naturelle des précipitations (écarts positifs).

Dans la dernière partie de ce travail on fait un essai pour estimer les changements futurs des précipitations hivernales pour la période 2071-2100, tant par le modèle statistique que par le modèle dynamique. Les écarts ont été calculés entre les chiffres du scénario disponible et les chiffres correspondant à la période du contrôle (1961-1990) en utilisant les deux approches.

D'après les résultats des simulations faites par le modèle statistique, les précipitations hivernales présentent un affaiblissement presque partout en Grèce. La diminution la plus importante apparaît au sud et surtout en Crète. Au contraire, on prévoit un faible accroissement des précipitations hivernales dans le Nord Ouest de la Grèce.

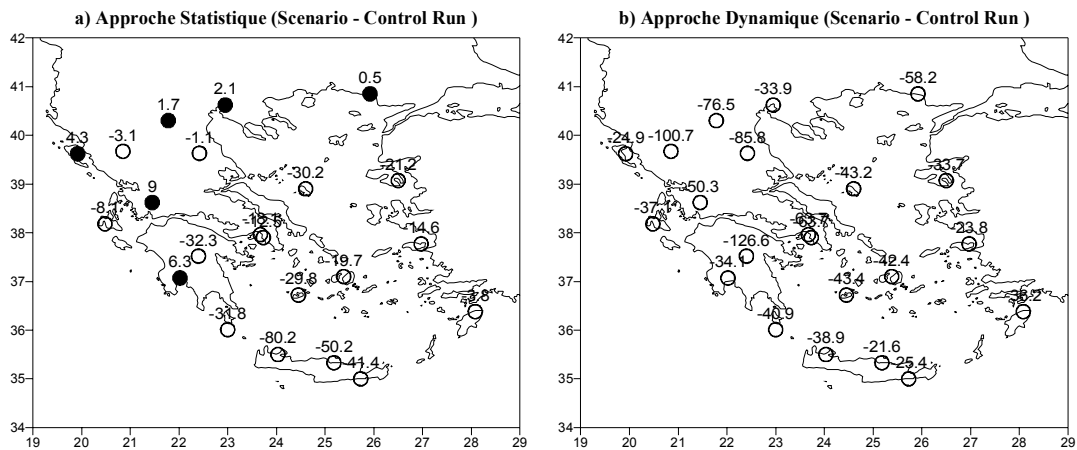


Figure 3 – Distribution géographique des écarts entre les précipitations hivernales en Grèce simulées par le modèle statistique (a) et dynamique (b) (scénario, période 2071-2100) et les précipitations simulées pour la période du control run (1961-1990).

Les résultats des simulations dynamiques présentent partout en Grèce une diminution importante des précipitations hivernales. La diminution la plus importante, cette fois, apparaît sur la Grèce continentale d'ouest et sur le Péloponnèse. Des changements négatifs moins importants apparaissent le long de deux mers Ionienne et Egée. On remarque que les changements simulés par le modèle dynamique (diminution des précipitations) sont nettement supérieurs à ceux simulés par le modèle statistique, surtout dans les stations de Grèce continentale.

Conclusion

Au terme de ce travail quelques conclusions s'imposent :

Deux approches différentes de « désagrégations » au niveau régional des modèles globaux ont été appliquées : approche statistique et approche dynamique. D'après les résultats obtenus, les deux techniques s'avèrent efficaces pour la simulation des précipitations hivernales en Grèce.

Dans l'ensemble les deux méthodes s'accordent puisque les totaux pluviométriques en Grèce, semblent être en réduction jusqu'à la fin du siècle. Mais dans le détail les résultats de deux méthodes apparaissent contradictoires et très incertains. C'est ainsi que, par exemple, le modèle dynamique prévoit un risque de diminution important des précipitations sur la Grèce continentale, alors que le modèle statistique y prévoit une légère augmentation. Il semble que

la complexité de la topographie en Grèce, de ses déterminants climatiques et les interférences nombreuses avec les activités humaines conduisent aux résultats précédents.

A notre avis les modèles régionaux peuvent contribuer à augmenter la confiance des scénarios concernant les changements climatiques mais ils nécessitent encore beaucoup de travaux de recherche pour avoir des résultats plus satisfaisants.

Bibliographie

- FAHLMAN S. 1988: Faster Learning Variations on Back-propagation. An Empirical Study. *Proceedings of (1988) Connectionist Models Summer School*, published by Morgan Kaufmann.
- GIORGI F, HEWITSON B, CHRISTENSEN J, FU C, JONES R, HULME M, MEARN, VON STORCH H, WHETTON P. 2001 : Regional climate information – Evaluation and projections, *In Climate Change 2001 : The Scientific Basis*, Houghton JT, Ding Y, Griggs DJ, Noguer M van der Linden PJ, Xiaosu D (eds). Cambridge University Press: Cambridge; 583-638
- GOODESS CM, ANAGNOSTOPOULOU C, BARDOSSY A, FREI C, HARPHAM C, HAYLOCK MR, HUNDECHA Y, MAHERAS P, RIBALAYGUE J, SCHMIDLI J, SCHMITH T, TOLIKA K, TOMOZEIU R, WILBY RL. 2000: An intercomparison of statistical downscaling methods for Europe and European regions- assessing their performance with respect to extreme temperature and precipitation events. Accepted for publication in *Climatic Change*
- MAHERAS P, TOLIKA K, ANAGNOSTOPOULOU CHR, VAFIADIS M, PATRIKAS I, FLOCAS H. 2004: On the Relationships between circulation types and changes in Rainfall in Greece. *International Journal of Climatology*, 24, 1695-1712
- SCHMIDLI J, FREI C, VIDALE PL. 2006: Downscaling from GCM precipitation: A benchmark for dynamical and statistical downscaling methods. *International Journal of Climatology*. On line
- TOLIKA K. 2006: *Changements climatiques estimés en Grèce durant le 21^e siècle par l'application des modèles climatiques*. Thèse. Université de Thessaloniki, Thessaloniki 2006, p. 305 (en grec).

Épaisseurs des couches entre niveaux isobariques standard et prévision immédiate

Application à la zone de Cluj-Napoca

N. Maier¹, I. Haidu²

1 Centre Météorologique Régionale Transylvanie
de Cluj-Napoca, Roumanie
mcis73@yahoo.com

2 Université « Babeş-Bolyai » de Cluj-Napoca,
ionel_haidu@geografie.ubbcluj.ro

Résumé : Utilisant des données de sondage aérologique et des observations journalières à quatre stations météorologiques, une hiérarchie des phénomènes météorologiques a été défini en fonction de l'épaisseur de la couche de géopotential 500-1000 hPa, 700-1000 hPa et 850-1000 hPa. La présente étude montre que les phénomènes météorologiques investigués (air brumeux, brouillard, neige, précipitations mixtes, pluie, averses de pluie, averses avec orage, orage sec) sont induits par des épaisseurs préférentielles de la couche de géopotential. La représentation des données à l'échelle décennale indique que la dimension des couches de géopotential autant que leur positionnement vertical a un caractère saisonnier. Les résultats obtenus suggèrent que la spécificité des couches de géopotential (épaisseur, position) à côté des autres données météorologiques pourrait améliorer la qualité des prévisions immédiates.

Mots-clés : la prévision immédiate, niveaux isobariques standard, étalonnage, phénomènes convectifs

Abstract: Using aerial sampling data along with daily measurements from four meteorological stations, a hierarchy of meteorological phenomena –according to their geopotential layers' thickness- was established. Three different layer thicknesses were used: 500-1000 hPa, 700-1000 hPa and 850-1000 hPa. The present work outlines that the investigated meteorological phenomena (misty air, fog, snow, sleet, rain, showers, showers with storm, thunderstorm) are induced by preferential thicknesses of the geopotential layer. The representation of data on a decadal scale points to the fact that the size of the geopotential layers as well as their vertical positioning has a seasonal behavior. The obtained results suggest that the specificity of the geopotential layers (thickness, positioning), combined with other meteorological data may enhance the quality of nowcasting.

Key Words: nowcasting, standard baric levels, sampling, convective phenomena

Introduction

Les épaisseurs des couches (TR) sont des indicateurs utiles et nécessaires pour la prévision immédiate des phénomènes et paramètres météorologiques tels que le brouillard, les précipitations (pluie ou neige), les températures minimales et maximales etc. Les épaisseurs des couches de niveaux isobariques standard (500-1000 hPa, 700-1000 hPa, 850-1000 hPa) ont des valeurs et des interprétations distinctes pour des zones géographiques diverses; ainsi, elles devraient être calculées et étalonnées pour chaque zone particulière. L'objectif de l'étude est de vérifier la possibilité d'utilisation des épaisseurs des couches entre deux niveaux géopotential pour améliorer la qualité des prévisions à court terme.

I. Données

Pour l'étalonnage, on a utilisé des données météorologiques, pluviométriques et aérologiques de la station météorologique de Cluj-Napoca, l'Aéroport de Cluj-Napoca, la Station pluviométrique Feleacu et la Station pluviométrique Gilău situées sur la vallée de Someşul Mic, à la sortie de celui-ci de la zone montagneuse des Monts Apuseni. Le choix de ces stations tient compte de leur position spatiale et altitudinale. On a utilisé des données journalières (hauteur des niveaux isobariques, température, température du point de rosée aux niveaux isobariques standard de 1000 hPa, 850 hPa, 700 hPa et 500 hPa) du sondage aérologique de Cluj-Napoca, les températures maximales et minimales, les précipitations et les phénomènes météorologiques de la station aérologique de Cluj-Napoca et de

l'Aéroport International de Cluj-Napoca, les précipitations des stations pluviométriques Feleacu et Gilău sur une période de 10 ans (1990-1999).

2. Méthodologie

Dans la première étape du travail, les deux catégories des données (radiosondage et enregistrements météorologiques des stations) ont été re-classifiées pour mettre en évidence la liaison entre l'épaisseur des couches *géopotentielle* et le type de phénomène enregistré au sol dans la zone de la ville de Cluj-Napoca.

Les valeurs ont été interprétées pour chaque mois individuellement afin d'obtenir des indicateurs utiles dans la prévision météorologique de courte et moyenne durée. Dans les tables 1 - 3 on présente les intervalles caractéristiques pour chaque mois, par les trois catégories de géopotential.

Mois/ phénomène	Brouillard	Neige	Précipitations mixtes	Pluie	Averses avec orage et orage sec
Janvier	5173m - 5508m	<5381 m	5352m - 5390m	>5370 m	-
Février	5245m - 5509m	<5384 m	5303m - 5401m	>5358 m	-
Mars	5282m - 5477m	<5295 m	5226m - 5426m	>5262 m	-
Avril	-	<5311 m	5265m - 5330m	>5280 m	> 5422 m
Mai	5557m - 5629m	-	-	-	> 5372 m
Juin	-	-	-	-	> 5409 m
Juillet	5632m - 5726m	-	-	-	> 5401 m
Août	-	-	-	-	> 5402 m
Septembre	5431m - 5672m	-	-	-	> 5363 m
Octobre	5355m - 5654m	< 5212 m	-	> 5281 m	-
Novembre	5289m - 5583m	< 5416 m	5326m - 5432m	> 5346 m	-
Décembre	5189m - 5456m	< 5400 m	5370m - 5448m	> 5375 m	-

Tableau 1 – Répartition des phénomènes météorologiques mensuelles en fonction de l'épaisseur de la couche de géopotential entre 500 et 1000 hP

Mois/ phénomène	Brouillard	Neige	Précipitations mixtes	Pluie	Averses avec orage et orage sec
Janvier	2730m - 2875m	<2849 m	2803m - 2896m	> 2811 m	-
Février	2741m - 2887m	<2831 m	2818m - 2841m	> 2839 m	-
Mars	2440m - 2896m	<2805 m	2777m - 2822m	> 2793 m	-
Avril	-	<2812 m	2801m - 2822m	> 2802 m	> 2912 m
Mai	2949m - 2986m	-	-	> 2832 m	> 2922 m
Juin	2948m - 2989m	-	-	> 2871 m	> 2948 m
Juillet	2955m - 3038m	-	-	> 2888 m	> 2999 m
Août	2938m - 3064m	-	-	> 2887 m	> 2980 m
Septembre	2923m - 3000m	-	-	> 2834 m	> 3007 m
Octobre	2824m - 3007m	-	-	> 2815 m	> 2938 m
Novembre	2802m - 2958m	< 2844 m	2827m - 2869m	> 2804 m	-
Décembre	2738m - 2901m	< 2824 m	2832m - 2856m	> 2831 m	-

Tableau 2 – Répartition des phénomènes météorologiques mensuelles en fonction de l'épaisseur de la couche de géopotential entre 700 et 1000 hPa

Les espaces vides dans les tableaux sont dus à l'absence des phénomènes hivernaux dans la saison estivale et vice-versa. Dans la colonne « brouillard » des tableaux 1 et 2 ces espaces vides s'expliquent par l'écart trop grand entre les valeurs et ont été ignorées par la suite. Plus les intervalles ou intersections des intervalles sont étroits, mieux ils servent d'indicateurs pour préciser la vraie nature des phénomènes. Pour faciliter l'utilisation des valeurs obtenues, on a préféré une caractérisation distincte pour chaque couche. Pour mettre en évidence la distribution des phénomènes étudiés en fonction de l'épaisseur des niveaux isobariques standards, ceux-ci ont été numérotés de la manière suivante : 1 – air brumeux, 2 – brouillard, 3 – neige, 4 – précipitations mixtes, 5 – pluie, 6 – averses de pluie, 7 - averses avec orage, 8 – orage sec.

Pour la période des observations 1990-1999, presque continue, 2302 phénomènes ont subi, représentées par les 8 catégories : 1 – 190 cases, 2 – 353 cases, 3 – 285 cases, 4 – 54 cases, 5 – 560 cases, 6 – 501 cases, 7 – 325 cases, 8 – 34 cases.

Mois/ phénomène	Brouillard	Neige	Précipitations mixtes	Pluie	Averses avec orage et orage sec
Janvier	1256m - 1333m	<1313 m	1289m - 1337m	>1298 m	-
Février	1260m - 1339m	<1350 m	1257m - 1325m	>1292 m	
Mars	1265m - 1339m	<1301 m	1223m - 1348m	>1297 m	
Avril	1313m - 1348m	<1307 m	1288m - 1310m	>1296 m	> 1310 m
Mai	1359m - 1387m	-	-	> 1306 m	> 1333 m
Juin	1368m - 1391m	-	-	> 1335 m	> 1346 m
Juillet	1373m - 1414m	-	-	> 1338 m	> 1347 m
Août	1364m - 1420m	-	-	> 1339 m	> 1352 m
Septembre	1344m - 1387m	-	-	> 1328 m	> 1363 m
Octobre	1303m - 1389m	< 1284 m	-	> 1303 m	-
Novembre	1261m - 1368m	< 1309 m	1309m - 1319m	> 1295 m	-
Décembre	1237m - 1340m	< 1308 m	1290m - 1330m	> 1312 m	-

Tableau 3 – Répartition des phénomènes météorologiques mensuelles en fonction de l'épaisseur de la couche de géopotential entre 850 et 1000 hPa

La sélection des phénomènes météorologiques pour chaque journée a été fait en tenant compte de leur importance. Par exemple, pour un jour avec brouillard et pluie, on a choisi la pluie ; si on a eu des précipitations mixtes (neige pluie) dans une ou deux des stations – et neige en reste on a choisi la neige ; si on a eu de la pluie à une ou deux des stations et des averses de pluie en reste on a choisi l'averse de pluie etc.

Les valeurs qui sortent de l'écart peuvent être causées par : la modalité de sélection du phénomène, une possible erreur des calculs ou par le traitement ultérieur. Une autre cause possible des valeurs qui dépassent l'écart peut être déterminée par le déphasage entre l'heure 00 UTC du radiosondage et l'apparition ultérieure des processus qui ne sont pas détectables à cette heure (une brusque advection froide ou chauffage diurne rapide par exemple).

Par cette codification on facilite l'interprétation des représentations graphiques de la répartition annuelle des phénomènes météorologiques respectives, en fonction de l'épaisseur de la couche de géopotential (figures 1- 3).

Pour la couche de 500-1000 hPa (figure 1) les intervalles de répartition des intervalles des phénomènes météorologiques sont : brouillard = [5181 m - 5747 m]; neige < 5476 m; précipitations mixtes = [5226 m - 5448 m]; pluie > 5262 m ; averses avec orage et orage sec > 5333 m.

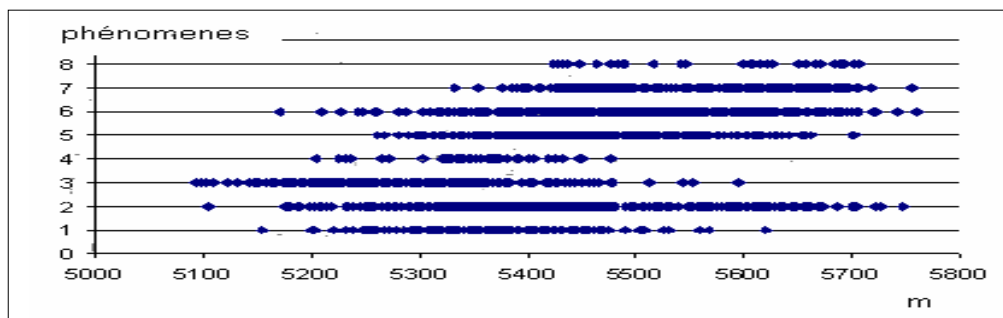


Figure 1 – Répartition annuelle des phénomènes météorologiques en fonction de l'épaisseur de la couche de géopotential entre 500 - 1000 hPa

Pour la couche de 700-1000 hPa (figure 2) les intervalles de répartition des intervalles des phénomènes météorologiques sont : brouillard = [2721m - 3064m]; neige < 2856 m; précipitations mixtes = [2760m - 2896m]; pluie > 2793 m ; averses avec orage et orage sec > 2815 m.

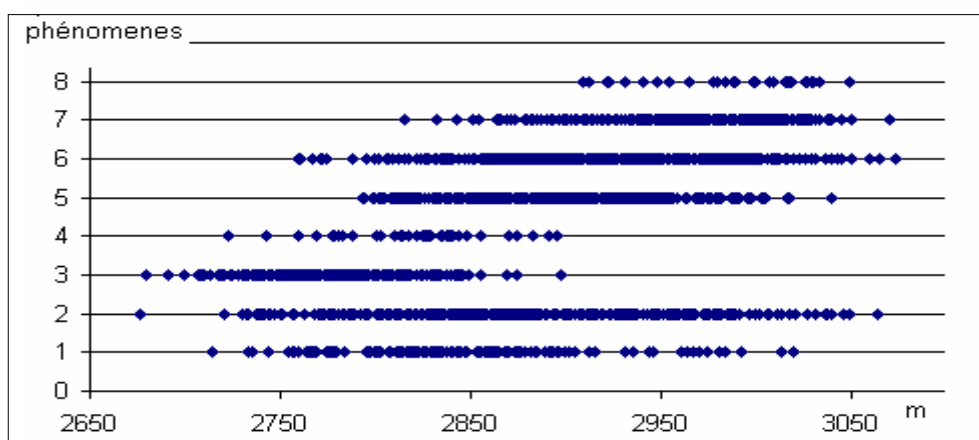


Figure 2 – Répartition annuelle des phénomènes météorologiques en fonction de l'épaisseur de la couche de géopotential entre 700 et 1000 hPa.

Pour la couche de 850-1000 hPa (figure 3) les intervalles de répartition des intervalles des phénomènes météorologiques sont : brouillard = [1251m - 1420m]; neige < 1321 m; précipitations mixtes = [1275m - 1348m]; pluie > 1292 m ; averses avec orage et orage sec > 1310 m.

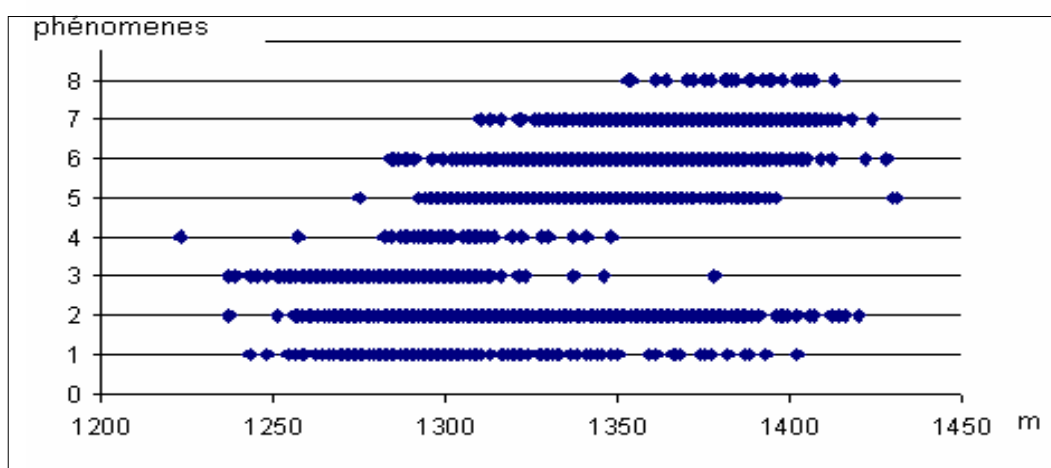


Figure 3 – La répartition annuelle des phénomènes météorologiques en fonction de l'épaisseur de la couche de géopotential entre 850 et 1000 hPa.

3. Résultats

Les valeurs obtenues sont utilisées dans la prévision météorologique autant à court qu'à long terme, étant des indicateurs utiles pour la prévision des divers phénomènes météorologiques. Pour les prévisions à court terme on peut ainsi extraire les valeurs du sondage aérologique ou des cartes d'analyse du niveau de 1000 hPa ou des niveaux isobariques standard. Ces valeurs peuvent être comparées à celles obtenues par les statistiques montrées plus haut. On peut procéder d'une manière analogue pour les prévisions à court ou moyen terme par l'analyse des cartes de géopotential des niveaux isobariques standard des tels modèles numériques (ARPEGE, ECMWF, ARPEGE-ALADIN).

Pour la prévision des phénomènes convectifs pendant l'été, on utilise des indices d'instabilité thermique. Pendant la saison froide, pour pouvoir faire une prévision sur la forme des précipitations (liquides ou solides) et de la visibilité (le brouillard est plus fréquent dans les saisons de transition et en hiver), on utilise des valeurs des épaisseurs des couches aux niveaux isobariques standard.

Il est très important de connaître pour les différentes zones géographiques la plage des précipitations solides, mixtes et liquides en fonction des niveaux isobariques standard et de la température. Par exemple, il n'y aura pas toujours, à la même température au niveau de 850 hPa, le même type de précipitations, celui-ci étant influencé aussi par l'épaisseur de la couche entre 850 et 1000 hPa.

Les couches de 500 – 1000 hPa, ayant l'épaisseur moyenne de 5469 m et de 700 – 1000 hPa, avec l'épaisseur moyenne de 2911 m, prouvent être plus utiles pour la prévision immédiate des phénomènes météorologiques d'été. Les phénomènes météorologiques se déroulent en étapes altitudinales (figures 1 et 2), sauf le brouillard et l'air brumeux. Par contre, la couche de 850 – 1000 hPa, avec l'épaisseur moyenne de 1 342 m, est plus utile pour la prévision immédiate des phénomènes météorologiques d'hiver : neige, précipitations mixtes, la pluie et le brouillard.

Du point de vue causal, la répartition des phénomènes météorologiques dans le temps, à côté de celle en épaisseur de la couche, est liée –en plus– à la variabilité annuelle de la température de l'air aux niveaux isobariques standard – sur le fond d'une humidité diverse. La présente étude ne traite que le rôle de la température (figure 4).

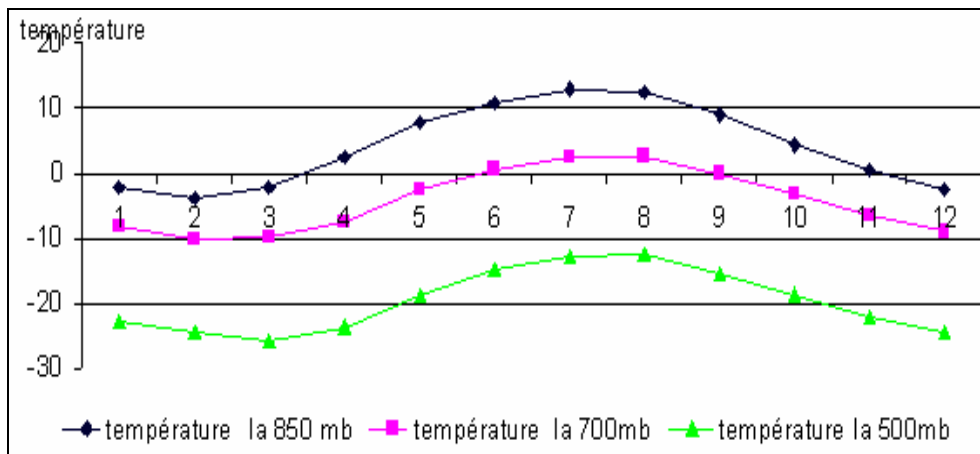


Figure 4 – La variation multi-annuelle de la température de l'air aux niveaux isobariques standard

La figure 5 montre la distribution décennale des phénomènes météorologiques en fonction de l'épaisseur de la couche de géopotential. Le graphique montre, comme prévu, que dans n'importe quelle décennie plusieurs phénomènes météorologiques peuvent se produire, mais on peut déduire des décades et des épaisseurs correspondants de géopotential, préférentielles pour certains phénomènes. Pour anticiper immédiatement la nature du phénomène on doit quand même tenir compte aussi de la température aux niveaux isobariques, de l'humidité de l'air et de la configuration isobarique.

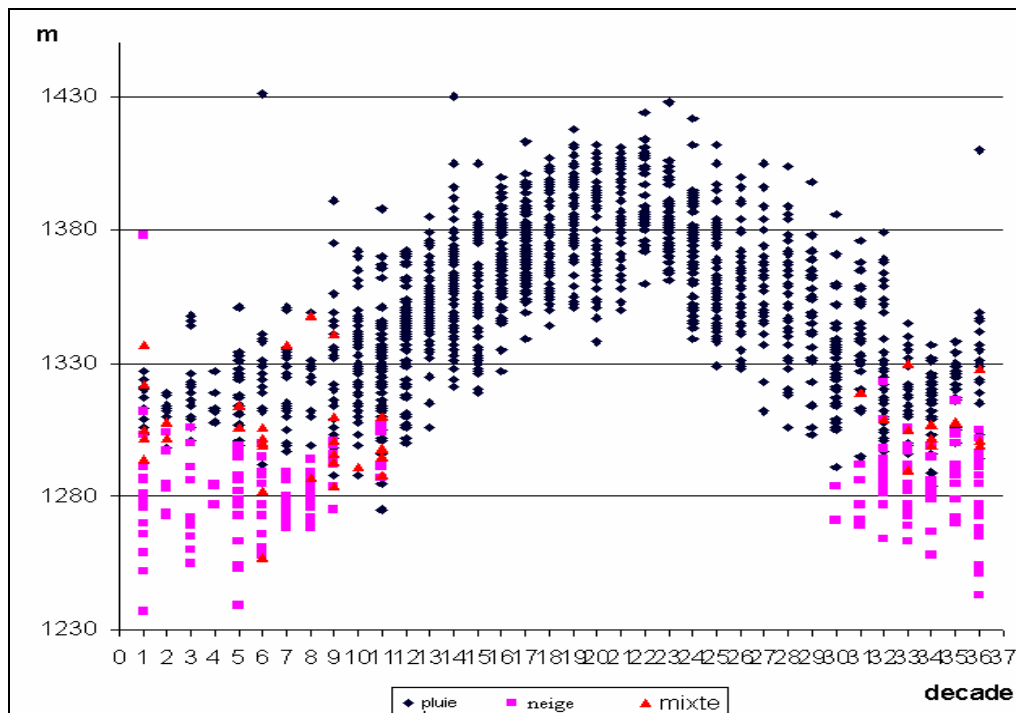


Figure 5 – Répartition annuelle des phénomènes météorologiques (pluie, mixtes et neige) en fonction de l'épaisseur de la couche de géopotential entre 850 et 1000 hPa.

Conclusion

1. La présente étude montre que les phénomènes météorologiques investigués (air brumeux, brouillard, neige, précipitations mixtes, pluie, averses de pluie, averses avec orage, orage sec) sont induits par des épaisseurs préférentielles de la couche de géopotential.
2. La représentation des données à l'échelle décennale indique que la dimension des couches de géopotential autant que leur positionnement vertical a un caractère saisonnier.
3. Les résultats obtenus suggèrent que la spécificité des couches de géopotential (épaisseur, position) à côté des autres données météorologiques pourrait améliorer la qualité des prévisions immédiates.
4. La variation annuelle des épaisseurs des couches de géopotential est influencée par l'évolution annuelle du géopotential aussi que de la température aux niveaux isobariques standard.
5. En pratique, les valeurs de géopotential ne s'utilisent qu'en conjonction avec des autres matériaux de prévision comme la configuration isobarique, l'humidité ou la température aux niveaux isobariques standard.

Bibliographie

- MAIER, N., HAIDU I., 2005 : Caracteristici ale instabilitatii termice a atmosferei in aria municipiului Cluj-Napoca. *Romanian Journal of Climatology* **1**, 317 - 327.
- MAIER, N. HAIDU I., 2005 : Studiul asupra grosimii straturilor de la nivelele izobarice standard in zona municipiului Cluj-Napoca. *CD de l'Administration Nationale de Météorologie, Bucuresti.*
- TRIPLET J. P., ROCHE G. 1986. *Météorologie générale*. E. N. M. Trappes.

La pollution par l'ozone dans les Alpes-Maritimes

Premiers résultats

Nicolas Martin, Pierre Carrega

Université de Nice-Sophia Antipolis, Equipe GVE de
l'UMR Espace 6012 du CNRS, France.
nicolaspje_martin@yahoo.fr ; pierre.carrega@unice.fr

Résumé : Le département des Alpes-Maritimes présente une pollution atmosphérique marquée en particulier par l'ozone durant la période estivale. Le réseau de capteurs d'ozone de l'association Qualitair a permis d'observer des taux d'ozone particulièrement élevés en montagne avec des pics supérieurs à $180\mu\text{g}/\text{m}^3$. Pourquoi de telles concentrations sont-elles observables dans un lieu éloigné de toutes sources de polluants primaires d'origine anthropique ? La démarche adoptée pour expliquer ces taux est essentiellement inductive et utilise aussi une approche de terrain. Les données d'ozone sont issues de deux stations de Qualitair ainsi que d'une station à Cuneo en Italie appartenant à l'organisme Arpa Piemonte. L'analyse statistique des vents moyens en chaque station et l'étude des corrélations entre ces mêmes stations permettent d'identifier un lien entre le littoral et l'arrière-pays des Alpes-Maritimes. Lorsque les séries temporelles des taux moyens horaires de ces deux stations sont décalées de deux heures on note alors une superposition presque parfaite des courbes. Ainsi nous avons construit un modèle de prévision des taux d'ozone en montagne à partir des valeurs littorales et des données de géopotentiel 500 hPa. Enfin une analyse en composante principale portant sur les mois de juin à septembre 2003 met en évidence la période de canicule d'août également célèbre pour sa forte pollution photochimique.

Mots-clés : pollution atmosphérique, transfert d'ozone, modèle de prévision, épisode photochimique

Abstract: The department of the Alpes-Maritimes presents an air pollution marked in particular by ozone during the estival period. The ozone sensors of the "Qualitair" association network record particularly high ozone rates in mountain with peaks higher than $180\text{mg}/\text{m}^3$. Why such concentrations can be observed in a place distant from all sources of primary pollutants of anthropic origin? The method adopted to explain these rates is primarily inductive, and does not neglect a terrain approach. The data of ozone are provided by two stations of Qualitair and by the station of Cuneo in Italy belonging to the organization ARPA Piemonte. The statistical analysis of the moderate winds in each station and the study of the correlations between these same stations make it possible to identify a relationship between the littoral and the back-country of the Alpes-Maritimes. When the time series of the hour average rates of these two stations are shifted two hours we can notice an almost perfect superposition of the curves. Thus we built a forecasting model of the ozone rates in mountain starting from the littoral values and data of geopotential 500 hPa. Finally, a principal component analysis from June to September 2003 highlights the period of heat wave of August also famous for its strong photochemical pollution.

Key Words: air pollution, ozone transfer, forecasting model, photochemical episode

Introduction

Les Alpes-Maritimes sont concernées par une pollution photochimique marquée l'été. Le trafic automobile, notamment, émet des gaz précurseurs qui sous l'influence du rayonnement solaire ultra-violet, produisent alors de l'ozone. Après plusieurs années de mesures menées par l'association agréée à la surveillance de la qualité de l'air, Qualitair, il apparaît que de fortes concentrations d'ozone sont fréquentes dans la zone montagneuse du département. La station de l'Adrèchas (figure 1) située à La Colmiane (1500 m) et faisant partie du Parc National du Mercantour présente des taux d'ozone supérieurs à ceux enregistrés à la station de Nice botanique dans la périphérie de la ville. De même les valeurs d'ozone de la station de Cuneo en Italie (située, comme Nice, à environ 70 km du Parc du Mercantour) sont inférieures à celles de l'Adrèchas. Pourquoi de telles concentrations sont-elles observables dans un lieu éloigné de toutes sources de polluants primaires d'origine anthropique ? Quels sont les mécanismes intervenants dans ce phénomène ? Quelle est l'origine de cette pollution atmosphérique ? Afin de répondre à ces questions nous avons adopté une démarche essentiellement inductive fondée sur une analyse statistique multivariée tout en suivant une approche de terrain indispensable. Les mois de juin à septembre 2003 sont étudiés.

I. Ventilation et relation entre l'Adréchas, Nice botanique et Cuneo

I.1. Régime de vent

Les Alpes-Maritimes font parties du domaine méditerranéen. Le climat est donc marqué par un fort ensoleillement durant l'été en raison de l'omniprésence d'anticyclones subtropicaux. Les brises thermiques sont par conséquent largement dominantes : on assiste à une alternance brise de mer/ brise de terre sur le littoral et à une alternance brise de vallée/ brise de montagne dans l'arrière-pays. Il est primordial avant d'émettre des conclusions hâtives de vérifier si ce caractère général du climat est observé durant l'été 2003 sur notre espace d'étude. Les observations suivantes découlent de l'étude des roses des vents élaborées toutes les trois heures pour chaque station et pour chaque mois ; elles ne sont pas représentées ici.



Figure 1 – Localisation des 3 stations de mesures et schématisation des brises de vallée

L'alternance des brises de vallée et des brises de montagne entre le jour et la nuit prédomine par temps calme à l'Adréchas. Le vent provient majoritairement de la vallée de la Tinée en matinée puis en milieu de journée il semble tourner à l'est (étude aérologique à l'aide de ballons équilibrés). C'est alors la brise de vallée remontant la Vésubie qui influence la station de mesure de l'ozone. La nuit la station est influencée par la brise de montagne de la vallée de la Vésubie.

La station de Nice botanique est située sur une colline à Nice-ouest. Elle n'est pas directement alignée sur la vallée du Var comme l'est la station de Météo- France à l'aéroport de Nice Côte d'Azur. Le versant auquel elle appartient domine la fin de la vallée. Durant la journée, la brise marine est très présente pendant les quatre mois ; d'ESE en début de matinée elle tourne progressivement au S jusqu'à ce qu'elle chute à la tombée de la nuit (rotation de la brise thermique avec le soleil). Les vitesses sont faibles, inférieures à 3 m/s pour la brise de mer, et autour de 1,5 m/s pour la brise nocturne qui souffle de NW.

Cuneo, située à l'embouchure de plusieurs vallées, bénéficie également d'un régime de brise durant ces quatre mois; les directions et les vitesses sont véritablement très régulières : la brise de montagne est d'WSW et la brise de vallée d'ENE. Les vitesses sont supérieures la nuit, de 2 à 2,5 m/s et seulement de 1,5 à 2 m/s le jour. Ainsi l'air remonte ces vallées en journée; une fois arrivé sur la ligne de crête, ce type de vent connaît alors un devenir plus incertain et il est peu probable qu'il se poursuive dans la même direction et avec la même force (Carrega, 2005). Un vent synoptique de nord-est serait la solution la plus vraisemblable pour que l'air italien soit advecté vers le Parc du Mercantour. Or cette situation météorologique n'est pas fréquente pendant la période estivale car elle nécessite la présence d'une cellule de basse pression centrée sur le golfe de Gênes ou d'un anticyclone sur l'Europe de l'est. Avant même l'examen des taux d'ozone et leur comparaison entre les stations, on peut supposer qu'aucun transfert de masses d'air entre l'Italie et le nord du département ne peut se faire dans les conditions météorologiques estivales normales à cause de la topographie et des processus de vents thermiques qui en résultent.

1.2. Comparaison des niveaux d'ozone sur chaque site

1.2.1. Comparaison graphique des taux d'ozone

Les taux varient nettement moins à l'Adr chras qu'à Nice ou à Cuneo. Les profils des taux à Nice et à Cuneo sont presque identiques (figure 2): de l'ordre de 70 à 80 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ pour les minima et de 150 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ pour les maxima en juillet et août. Les mois de juin et de septembre présentent des différences entre ces 2 sites mais les courbes restent tout de même semblables. Dans ces 2 stations de mesures les hausses d'ozone débutent dès 7h ou 8h, atteignent leur maximum vers 13h-14h à Nice botanique et 14h-15h à Cuneo, puis décroissent jusqu'au minimum du lendemain matin. Les deux sites, comparables topographiquement, ont probablement une dynamique atmosphérique similaire: la faiblesse des taux nocturnes provient de la destruction par voie sèche de l'ozone rendue possible par une inversion thermique qui rétrécit au minimum la couche de mélange et isole le sol de l'atmosphère supérieure. La hausse matinale des taux est le produit, dans un premier temps, du recyclage au sol du contenu de la couche de mélange isolée pendant la nuit. En matinée la convection et ses mouvements verticaux circulaires ramènent au sol l'ozone contenu dans la couche intermédiaire (située au dessus de la couche de mélange). Puis la production locale d'ozone à partir de gaz précurseurs permet la poursuite de l'augmentation des taux.

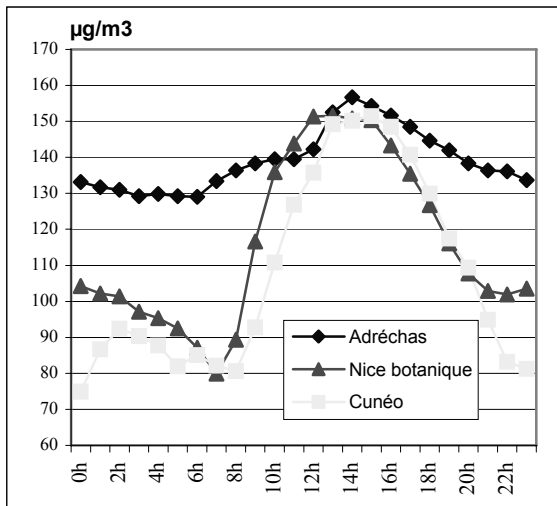


Figure 2 – Moyennes horaires d'ozone à l'Adr chras, Nice botanique et Cuneo en août

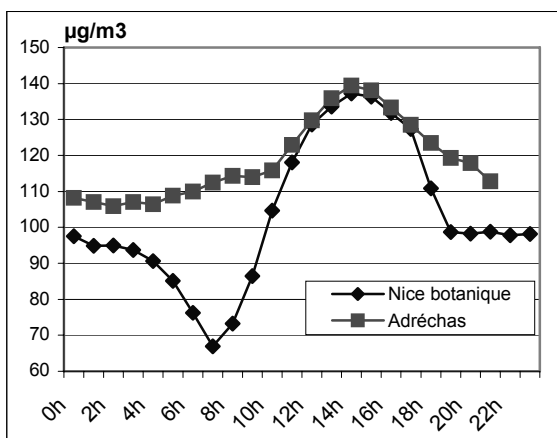


Figure 3 – Moyennes horaires d'ozone en septembre 2003 à l'Adr chras et à Nice botanique avec -2 heures pour l'Adr chras

La courbe des taux à l'Adr chras est bien différente: le minimum est beaucoup moins marqué. En effet, la localisation du capteur sur un col induit une ventilation plus marquée la nuit. La stratification de la basse atmosphère est donc moins prononcée que précédemment. Il y a ainsi moins de destruction d'ozone par dépôt sec. Le minimum a lieu à 6h pour les 4 mois de juin à septembre. Il est suivi d'une 1^{ère} hausse de 3 ou 4 heures qui fait monter le taux de 10 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ environ. Comme pour les deux autres stations cette hausse s'explique par le recyclage au sol du contenu de la couche de mélange isolée pendant la nuit. Après cette première augmentation les taux sont stables jusqu'à 11h voire même en légère baisse. C'est à partir de cette heure qu'une advection d'air très pollué arrive à la Colmiane. Les taux progressent rapidement puisqu'en moyenne on assiste à une hausse d'environ 20 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ ou plus en trois heures sur l'ensemble des mois de l'étude. Le maximum quotidien est atteint entre 14h et 16h selon les mois puis la décroissance des taux s'amorce jusqu'au lendemain 6h. Comme évoqué précédemment les valeurs minima sont élevées: elles sont supérieures à 100 et même 120 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ pour juillet et août; les maxima sont aussi les plus élevés des 3 stations: 140 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ pour juin et septembre et 160 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ pour juillet et août.

A partir de l'observation visuelle des courbes d'ozone on peut émettre des hypothèses quant

à l'origine de la pollution photochimique touchant le relief de Alpes-Maritimes. Les pics étant simultanés à Cuneo et à l'Adréchas il paraît exclu d'envisager un transfert de masse d'air entre ces 2 sites. Par contre, quand l'on décale les courbes d'une heure puis de deux heures entre l'Adréchas et Nice botanique, c'est-à-dire lorsque l'on met les taux de 13h à Nice botanique face à ceux de 14h puis de 15h à l'Adréchas on assiste alors à une superposition des courbes parfois parfaite comme pour le mois de septembre 2003 (figure 3). Selon les mois le décalage entre les sites est de plus ou moins deux heures. Ainsi l'hypothèse d'un transfert de masse d'air pollué du littoral niçois à l'Adréchas est envisageable et peut même être quantifié dans le temps.

1.2.2. Corrélation entre les séries d'ozone des trois stations

Les coefficients de corrélation sont calculés entre les séries chronologiques des valeurs quart horaire d'ozone de Nice botanique et de l'Adréchas. Tout d'abord une série de calcul est réalisée pour différentes périodes sans décalage temporel entre les séries. Les coefficients les plus élevés sont obtenus pour l'intervalle de temps 11h-17h.

Dans un deuxième temps il est intéressant de voir comment évoluent les coefficients de corrélation en fonction d'un décalage temporel introduit entre les séries. Contrairement à ce qui a été envisagé ci dessus, la période retenue pour les taux d'ozone de Nice botanique ne sera pas 11h-17h : en croisant le tableau des coefficients de corrélation et l'observation des courbes décalées d'ozone, c'est l'intervalle horaire 10h-16h qui est retenu comme référence pour cette station. Ce choix semble en effet le plus judicieux puisque si les meilleurs coefficients de corrélation obtenus précédemment l'étaient pour 11h-17h, il ne faut pas omettre que la hausse d'ozone débute à 11h à l'Adréchas ; cela correspond peut être à des taux mesurés à Nice botanique entre 9h et 10h. Il suffit maintenant de confronter les séries décalées.

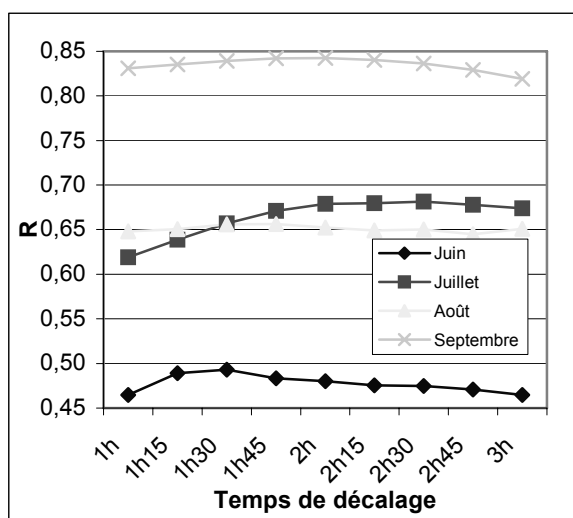


Figure 4 – Taux de corrélation en fonction du décalage temporel entre Nice botanique et l'Adréchas – été 2003.

Selon la figure 4 on note un décalage temporel optimal qui est particulier pour chaque mois. Toutefois il ne s'agit que de moyennes, et le temps de transfert se situe toujours entre 1h30 et 2h15. Que ce soit avec ou sans décalage temporel les coefficients de corrélation s'améliorent de juin à septembre 2003; il est légitime de se demander pourquoi une telle évolution. L'ozone est le produit de réactions chimiques complexes qui dépendent de nombreux paramètres tels que l'insolation et la composition chimique de l'environnement dans lequel se déroulent les réactions. Entre juin et septembre l'apport énergétique solaire varie puisque l'on part du solstice d'été pour arriver à l'équinoxe d'automne. Durant le transfert des masses

d'air pollué, de l'ozone se forme plus facilement en juin qu'en septembre grâce à l'apport intense de rayonnement ultraviolet nécessaire à la photodissociation du dioxyde d'azote, le soleil étant à la fois plus haut et restant plus longtemps dans le ciel. Par ailleurs le soleil a également un impact sur l'activité photosynthétique des végétaux et notamment des résineux qui sont sources de composés organique volatils entrant dans les réactions de production d'ozone comme l'isoprène ou les terpènes. Ainsi en début d'été tous les facteurs centraux de la chimie de l'ozone sont à leur maximum. Plus d'ozone est produit durant le transfert des

masses d'air du littoral à la montagne en juin qu'en septembre : les valeurs maximales moyennes sont de plus en plus proches au fil de l'été ; de ce fait les taux d'ozone rencontrés à Nice botanique et à l'Adréchas en juin sont moins corrélés qu'en juillet puis août et septembre. Le lien entre l'Adréchas et Nice botanique apparaît plausible après ces comparaisons et ces corrélations entre les sites tandis qu'à l'inverse Cuneo ne semble avoir aucune influence sur la zone nord des Alpes-Maritimes.

2. Prévision des taux maximum d'ozone à l'Adréchas

Maintenant que l'hypothèse d'un transfert d'ozone du littoral à la montagne est envisageable, est-il possible de prévoir le niveau de pollution à l'ozone à la Colmiane ? Pour cela des calculs de régression multiple sont effectués afin de trouver le modèle le plus explicatif. Le modèle retenu est celui combinant à la fois un coefficient de détermination élevé et un nombre de variables explicatives minimal. Ainsi seules 2 variables prédictives sont nécessaires pour expliquer 70% de la variance des taux d'ozone à l'Adréchas ; il s'agit du géopotentiel 500 hPa et du maximum horaire d'ozone à la station de Nice botanique :

$$O_3 \text{ max Adré} = 0,14 \cdot \text{geopot } 500 + 0,59 \cdot O_3 \text{ max Bota} - 770,28$$

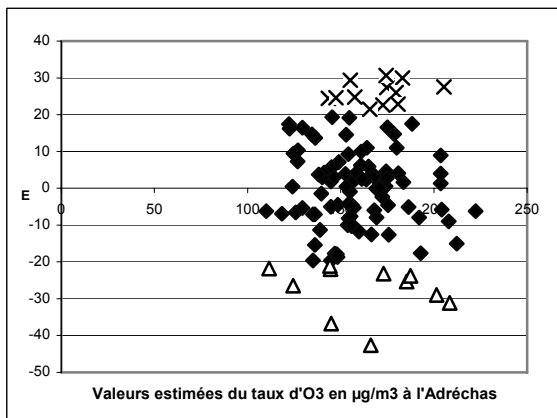


Figure 5 – Résidus du modèle de régression à 2 variables explicatives.

Les résidus E correspondent à la différence entre les taux observés à l'Adréchas et les taux prévus. Lorsqu'ils sont négatifs les valeurs estimées par le modèle sont supérieures à la réalité et inversement. Le résidu positif le plus grand est de +31 µg/m³ et le négatif le plus petit de -43 µg/m³. Un seuil est fixé arbitrairement à 20 µg/m³ : les jours ayant un résidu supérieur à ce seuil en valeur absolue sont indiqués sur la figure 5 par un symbole différent mais ne sont pas analysés par manque de place. On dénombre ainsi 23 cas sur 122 où la prévision du taux horaire maximum d'ozone à l'Adréchas s'éloigne de la valeur mesurée.

Deux raisons permettent d'expliquer ces

erreurs : un transfert de masse d'air du littoral à l'arrière-pays perturbé ou absent et une accumulation d'ozone en montagne pendant plusieurs jours.

3. Typologie des jours de juin à septembre 2003

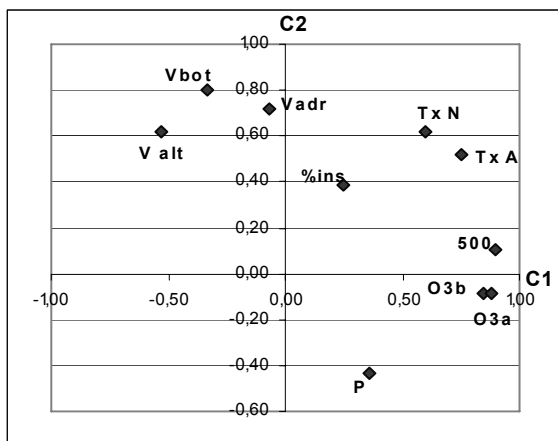


Figure 6 – Projection des variables sur C1 et C2

Pour chaque jour de l'été 2003 des données météorologiques et des taux d'ozone sont disponibles. La matrice comporte 122 jours et 10 variables : les températures maximales à Nice et à la Colmiane en degrés Celsius (Tx N et Tx A), la fraction d'insolation à Nice (%ins), la pression en surface à Nice en hPa (P), l'altitude du géopotential 500 hPa au dessus de Nice à 12h en mètres (500), la vitesse moyenne du vent à l'Adréchas et Nice botanique sur six heures (de 10 à 16h) en m/s (Vbot et Vadr), la vitesse du flux d'altitude à 500 hPa à 12h en m/s (V alt) ainsi que les taux maxima horaires d'ozone à l'Adréchas et à Nice botanique en µg/m³ (O3a et O3b). Le recours à une analyse en composante

principale est alors nécessaire pour extraire le maximum d'informations de cet ensemble de chiffres. Les trois premières composantes représentent 77% de l'information contenue dans la matrice de données. Seules ces composantes sont pertinentes au vue de leur valeur propre. Toutefois nous ne nous intéressons ici qu'aux composantes 1 et 2 qui résument 64% de l'information.

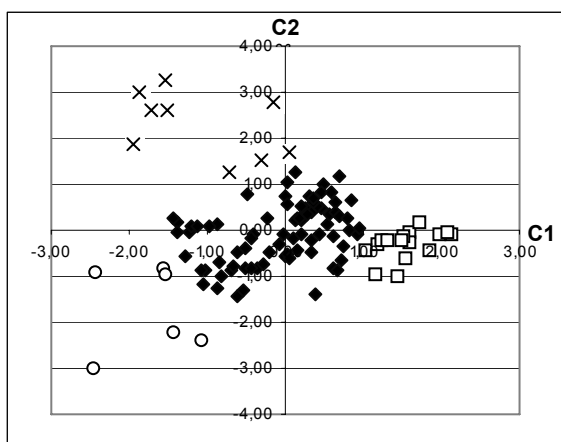


Figure 7 – Projection des observations sur C1 et C2

Les corrélations des variables avec ces composantes sont très bonnes (figure 6): C1 est fortement corrélée avec l'altitude du géopotential 500 hPa, les taux d'ozone, les températures maximales. La composante C2 entretient une relation forte avec les vitesses de vent ainsi qu'avec la température à Nice et la fraction d'insolation. Ces 2 premières composantes sont informatives quant aux taux d'ozone ; les projections des observations seront intéressantes afin d'établir une « typologie photochimique » des 122 jours.

Le graphique de la projection des observations distingue trois types de jours (figure 7): les carrés ont de fortes valeurs pour C1 ce qui

signifie que les taux d'ozone ainsi que les variables météorologiques favorables à de forts taux sont élevés. Ces points ne sont pas liés à C2. Ils correspondent majoritairement à la période du 3 au 13 août. Les croix forment 2 groupes : 5 sont isolés en haut à gauche du graphique et 4 sont plus au centre ; ces derniers ont seulement une relation avec C2 tandis que les 5 précédents cumulent des informations sur le vent et sur les niveaux d'ozone. Enfin les ronds combinent des valeurs faibles à la fois pour C1 et C2. Ainsi les deux premières composantes permettent de faire ressortir trois groupes de jours ; C1 et C2 prenant fortement en compte soit les taux d'ozone soit les variables les influençant, les résultats sont donc au cœur de la pollution photochimique. Les trois groupes de jours découverts par ce procédé d'analyse sont les suivants : des périodes de fortes concentrations d'ozone (première moitié du mois d'août 2003), des cas de vents forts avec une bonne qualité de l'air et enfin des jours de temps perturbé associé à de faibles valeurs d'ozone.

Conclusion

Le régime des vents correspond à un régime de brises thermiques dans les trois sites de juin à septembre 2003. Il met ainsi en relation Nice et son arrière pays tandis que Cuneo est isolé de l'Adréchas par la nature de ces processus. Les taux d'ozone sont liés entre Nice botanique et l'Adréchas et les niveaux d'ozone à Nice semblent expliquer en partie ceux mesurés à la Colmiane. Enfin l'analyse de l'ensemble des jours des 4 mois de l'étude a dégagé divers niveaux de pollution par l'ozone.

Bibliographie

- ACADEMIE DES SCIENCES, 1993 : *Ozone et propriétés oxydantes de la troposphère*, rapport n° 30, Ed. Technique et Documentation-Lavoisier, 262 p.
- CARREGA P., BEROLO W., MARTIN N., 2005 : Tropospheric ozone and air circulation in the mountains of south east France. *General Assembly of the European Geosciences Union, Vienne 2005*, poster.
- GALLARDO J.C, PARRA D.A, VILLADENOR R., MIRABEL P. ET PONCHE J.L., 2003 : Impact des brises thermiques sur le transport des polluants atmosphériques dans la vallée de la ville de Mexico. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, **15**, 227-237.
- KALABOKAS P.D., VIRAS L.G., BARTZIS J.G., REPAPIS C.C., 2000: Mediterranean rural ozone characteristics around the urban area of Athens. *Atmospheric Environment*, **34**, 5199-5208.
- MARTIN N, 2004 : *Pollution photochimique dans les Alpes-Maritimes*, mémoire de maîtrise, 140p.
- RICHARD Y., HOUZE M.L, CHABIN J.P ET THEVENIN D., 2000 : Pollution en ozone en Bourgogne orientale. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, **13**, 528-537.
- VINGARZAN R, TAYLOR B, 2003 : Trend analysis of ground level ozone in the greater Vancouver/Fraser valley area of British Columbia. *Atmospheric Environment*, **37**, 2159-2171.

Caractéristiques des précipitations dans les îles de la Macaronesia (Açores, Madère, Canaries et Cap Vert)

M^aV. Marzol¹, A. Yanes¹, C. Romero¹, E. Brito de Azevedo², S. Prada³, A. Martins⁴

¹ Université de La Laguna. Iles Canaries
mmarzol@ull.es ; ayanes@ull.es ; mcromeroruiz@hotmail.com

² CMMG -Université des Açores
edubrito@mail.angra.uac.pt

³ Université de Madère
susana@uma.pt

⁴ Institut National de Météorologie du Cap Vert
malememar@hotmail.com

Résumé : L'étude détaillée des précipitations, surtout celles de nature torrentielle, est essentielle pour comprendre l'activité sporadique des cours d'eau qui sillonnent les archipels de la Macaronesia, ainsi que leurs répercussions territoriales. Cet article analyse les précipitations à l'échelle journalière de quatre îles : Terceira (Les Açores), Madère (Madère), Tenerife (Les Canaries) et Santiago (Le Cap Vert), de 1980 à 2004. Les résultats montrent que la latitude, à l'échelle régionale, ainsi que l'orientation et l'altitude, à l'échelle locale, sont les facteurs géographiques expliquant les différences spatiales et d'intensité des pluies dans chacune des îles, alors que la circulation atmosphérique justifie leur importante variation de volume et leur distribution temporaire d'une île à l'autre.

Mots-clés : Précipitations journalières, averses, risque, îles atlantiques

Abstract: The detailed study of the rainfalls, especially of the torrential ones, is essential to understand the sporadic activity of the water courses that furrow the archipelagoes of the Macaronesia and its territorial repercussions. In this article the rain of four islands is analyzed to daily scale: Terceira (Azores), Madeira (Madeira), Tenerife (Canaries) and Santiago (Cape Verde), from 1980 to 2004. The results show clearly that the latitude, to regional scale, and the orientation and altitude of the relief, to local scale, are the geographical factors that explain the spatial differences and of intensity of the rains in each of the islands, whereas the atmospheric movements justifies that the volumes and the temporary distribution of rainfall varies notably from one islands to other.

Key Words: Daily rainfall, storm, risk, Atlantic islands.

Introduction

La probabilité de subir des phénomènes météorologiques aux effets catastrophiques, tels que les précipitations intenses, inquiète les territoires volcaniques des archipels atlantiques, constitués d'îles à surface réduite, avec de forts dénivelés, et dont certaines ont très peu de couverture végétale pouvant amortir le caractère torrentiel des pluies. Les effets des pluies sur les îles, sillonnées de nombreux ravins qui déversent très rapidement les eaux vers la mer, ne sont pas comparables à ceux des milieux continentaux. Ces effets se concentrent principalement sur les aires basses et les embouchures, où se trouvent les plus grands centres de population (par exemple, plus de 50 % de la population et 95 % du tourisme à Tenerife ; 95 % de la population de Terceira se trouvent en dessous de 200 m d'altitude). C'est pour cette raison que la connaissance du régime de la pluviosité, de la distribution spatiale et temporaire et de l'intensité de la pluie s'avère indispensable pour la planification territoriale et pour la prévision de ses conséquences sur le territoire et sur la population. Dans ce travail, les comportements des précipitations des archipels de la Macaronesia, situés de 15° à 39° de latitude Nord, sont comparés, dans des espaces climatiques englobant zones tempérées et tropicales. La circulation atmosphérique d'ouest y prédomine, côtoyant celle de nature anticyclonique de nord-est et celle dépressionnaire de sud-ouest associée à la ZCIT.

I. Site d'étude et sources utilisées

Avec une différence latitudinale de 24°, les archipels de la Macaronésie sont formés de 29 îles et de nombreux îlots, dont l'insularité est conditionnée par la taille de chaque île et la distance par rapport aux continents européen et africain. Les Açores, l'archipel le plus septentrional, est à 1 400 km⁷ de la côte, Madère à 680 km, Les Canaries à 300 km et Le Cap Vert, le plus méridional, à 800 km. On peut ajouter à cette caractéristique, la distribution de versants exposés ou abrités, avec des ambiances climatiques différentes, imposées par la latitude et l'orientation du relief vis-à-vis des vents humides. Dans le but de fixer les similitudes et les différences de pluviosité dans ces archipels, l'étude porte sur les îles de Terceira (Les Açores), Madère (Madère), Tenerife (Les Canaries) et Santiago (Le Cap Vert), ce choix obéissant à la combinaison d'altitudes ainsi qu'à la dimension, la forme et la disposition du relief.

Le régime de pluviosité, le nombre de jours de pluie et les différences spatiales de chacune des îles sont déterminés par l'analyse statistique des précipitations journalières de 25 stations pluviométriques (tableau 1). Afin de connaître l'efficacité de la pluie et ses effets sur le territoire, ainsi que les aires possédant un plus grand risque de pluies torrentielles, le nombre de séquences pluvieuses en fonction de leur durée (de 1 à 7 jours, puis au-delà d'une semaine) et la hauteur d'eau sont analysés. L'étude porte sur la période 1980-2004, les données provenant des Instituts Nationaux de Météorologie de l'Espagne, du Portugal et du Cap Vert.

Îles	Stations	H (en m)	L	J _i (jours)	P mm	J _p (%)	C.V. (%)
Terceira 38° N	Santa Bárbara	197	SW	9,132	1235,3	42	19
	Altares	166	NW	9,091	1260,0	46	28
	Sao Sebastiao	154	SE	9,132	1233,3	49	22
	Sao Bartolomeu	153	SW	9,132	1218,7	46	26
	Agualva	140	NNE	9,116	1633,3	37	19
Madère 32° N	Bica de Cana	1,584	sommet	8,981	2761,5	44	32
	Santo da Serra	688	SE	9,101	2040,9	46	32
	Santana	414	NE	8,887	1338,7	42	26
	Funchal	66	S	9,132	613,2	24	28
Tenerife 28° N	Izaña	2,364	sommet	9,132	461,7	11	49
	Cañadas-El Portillo	2,118	sommet	8,949	378,8	4	45
	Vilaflor	1,378	SE	9,132	418,4	6	49
	La Laguna	616	intérieur	9,132	592,6	26	29
	San Miguel de Abona	590	SE	9,132	194,8	4	46
	Puerto de la Cruz	120	N	8,219	346,8	12	28
	Reina Sofia	64	SE	8,766	126,1	6	56
	Santa Cruz de Tenerife	60	SE	9,132	244,0	16	39
	San Juan de la Rambla	47	N	9,040	281,7	14	27
Santiago 15° N	Curralinho	818	SW	9,132	431,8	5	41
	Serra Malagueta	765	sommet	8,766	575,7	6	35
	Assomada Portaozinho	550	intérieur	8,036	374,2	6	35
	Achada Moerao	288	N	7,671	322,2	3	56
	Montanha Banana	215	intérieur	7,578	222,1	4	67
	Sao Francisco	89	SE	9,132	202,2	5	54
	Chao Bom	16	NW	7,305	235,8	4	67

H : Altitude, L : Localisation, J_i : Jours avec information, P : Précipitations annuelles moyennes, J_p : % jours de pluie, C. V. : coefficient de variation

Tableau I – Régimes pluviométriques des îles Terceira (Les Açores), Madère (Madère), Tenerife (Les Canaries) et Santiago (Cap Vert) ; calculés sur la période 1980-2004

⁷ Distances par rapport aux îles de chaque archipel, utilisées dans cette étude.

2. La circulation atmosphérique régionale responsable des pluies

À l'échelle synoptique, la localisation et la puissance de l'anticyclone des Açores sont fondamentaux pour le régime de pluviosité de la Macaronesia (Ferreira, 1980 ; Leroux, 1983 ; Marzol, 1988 ; Dorta *et al.*, 1993 ; Correia, 1996 ; Prada, 2000 ; Azevedo, 2001). Ce dernier varie du type tempéré pluvieux, avec une distribution régulière de la pluie pendant l'année à cause du passage fréquent des bourrasques du Front Polaire, au type tropical sec, avec des précipitations très concentrées en quelques jours durant l'été, conséquence de la migration en latitude de la convergence intertropicale (ZCIT). Le premier type est représenté par l'archipel des Açores, alors que le deuxième est surtout observé au Cap Vert ; Madère et Les Canaries représentent une transition entre les deux types, avec des précipitations de nature tempérée, en automne et hiver, dues à la baisse latitudinale des dépressions atlantiques.

La position plus septentrionale des Açores, située dans une zone de transition et de confrontation de masses d'air tropical, tempéré et même polaire, détermine une circulation qui change plus facilement que celles des autres archipels. En été, la prédominance de l'anticyclone subtropical, allant parfois des Antilles aux côtes européennes, génère une diminution des précipitations, bien que le passage de fronts peu actifs explique les pluies estivales dans cet archipel ; par contre, la persistance de la circulation cyclonique des dépressions du Front Polaire, d'ouest et de nord-ouest, ne provoque que deux tiers des précipitations et des jours pluvieux comptabilisés en hiver (Azevedo, 2001). Dans les archipels plus méridionaux, les vents dominants, les alizés humides du NE provenant de l'anticyclone, sont les responsables de la différenciation, dans chaque île, d'un versant septentrional humide et d'un autre méridional sec, même si les pluies les plus intenses proviennent toutes du sud-ouest. Cette dissymétrie de versants n'existe pas dans les îles des Açores, parce que la circulation anticyclonique n'est que sporadique en été, en raison de son emplacement plus septentrional, et du fait que les pluies associées à la circulation d'ouest favorisent la plus grande humidité des flancs septentrionaux de cet archipel.

Les pluies à grande torrencialité aux Açores, à Madère et aux Canaries résultent de fronts froids actifs de cellules dépressionnaires migratoires, avec une nébulosité à développement vertical abondante qui décharge de fortes averses à mi-pente des versants, par l'effet du relief (Ferreira, 1980 ; Marzol, 1988). La position en latitude du centre de la bourrasque tempérée provoque des averses sur les façades NW, W ou SW des îles, ainsi que leur plus forte incidence, dans la mesure où la sécheresse moyenne de cette façade implique une plus faible couverture végétale. Par contre, au Cap Vert, les averses proviennent des dépressions thermiques de l'équateur météorologique qui atteignent 15° de latitude Nord en été, en générant une grande instabilité convective favorisée par le réchauffement des eaux océaniques. Ces pluies, intenses et concentrées dans le temps, représentent également un fort risque d'érosion du territoire capverdien lié aux pentes importantes et à la faible couverture végétale.

3. Résultats

3.1. La pluie moyenne annuelle et le nombre de jours de pluie

La pluie annuelle oscille entre 125 et 3000 mm. Il s'agit de moyennes si dissemblables, qu'elles ne sont expliquées que par la combinaison de la latitude, de l'altitude et de l'orientation du relief. Les valeurs maximales de la pluie correspondent aux secteurs culminants des îles septentrionales (Terceira et Madère), alors que les valeurs minimales sont enregistrées sur les côtes méridionales sous le vent (Tenerife et Santiago). Il existe, cependant des exceptions à l'interrelation entre altitude/orientation et volume d'eau : d'une part, les

sommets de Tenerife où, malgré l'altitude, il pleut six fois moins que sur ceux de Terceira et Madère, à cause de l'inversion thermique de subsidence qui change le développement vertical de la nébulosité ; d'autre part, les côtes méridionales de Santiago, où il pleut plus qu'à Tenerife, parce que les vents du SW associés à la ZCIT favorisent les averses violentes qui participent ainsi à l'augmentation de la moyenne annuelle.

La variabilité de la pluie annuelle augmente dans le sens inverse à la latitude. Ainsi, à Terceira et à Madère, les coefficients de variation sont de 25%, alors qu'à Santiago, ils dépassent 50% ; les valeurs sont supérieures sur les flancs méridionaux (orientation SE et SW) par rapport à leur équivalents septentrionaux où il est possible de noter une plus grande régularité pluviométrique (tableau 1). Il existe également une variation importante du nombre annuel de jours de pluie, avec un minimum de 9 jours (3 %) à Santiago jusqu'à un maximum de 180 jours (49%) à Terceira. Le coefficient de corrélation de Pearson entre le volume de pluie annuel et le nombre de jours est de 0,84 (figure 1) : cette valeur élevée démontre que sur les îles atlantiques, la quantité de pluie est corrélée au nombre d'occurrences pluviométriques.

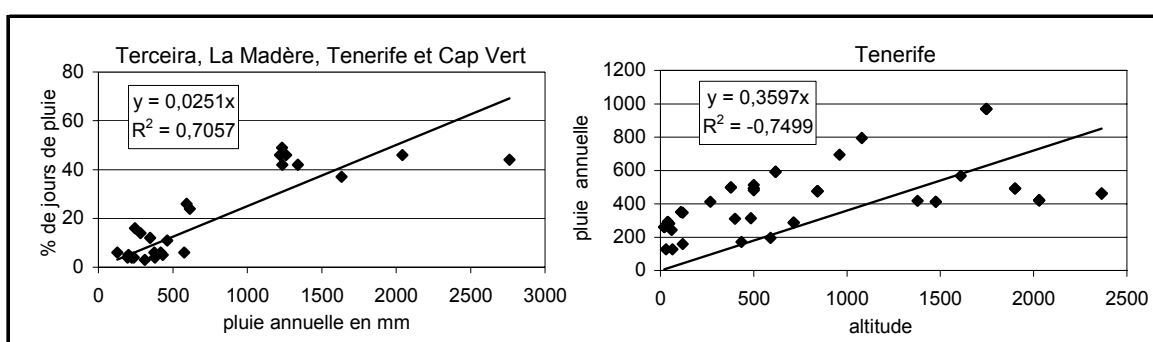


Figure 1 – Relation bivariée entre pluie annuelle et nombre de jours de pluie (à gauche), ainsi qu'entre altitude et totaux annuelles (à droite) aux Açores, à Madère, aux Canaries et au Cap Vert

3.2. La relation entre précipitation et altitude

Le rôle du relief insulaire dans la distribution des précipitations est incontestable (Marzol, 1993 ; Azevedo *et al.*, 1999 ; Prada, 2000). Pourtant, le gradient vertical de la pluie est différent en fonction des îles et des versants : il est plus important sur le versant méridional. Régionalement, la pluie atteint 250 mm tous les 100 mètres à Terceira, 130 mm/100 m à Madère et environ 350 mm/100 m à Santiago (Ferreira, 1980 ; Prada, 2000 ; Amaral, 1964). A Tenerife, il existe une bonne corrélation (figure 1), quoique due à l'altitude plus élevée, l'inversion thermique diminuant les précipitations (tableau 2).

NORD	En m	mm/100 m
S. Juan de la Rambla	47	--
La Guancha	500	51,2
Los Realejos	960	39,3
Piedra Pastores	1610	-19,6

SUD	En m	mm/100 m
Reina Sofia	64	--
Arona	435	12,3
S. Miguel de Abona	590	14,9
Vilaflor	1378	28,4
Cañadas – B. Tauce	2030	0,5

Tableau 2 – Les gradients pluviométriques sur les versants nord et sud de Tenerife (Canaries)

L'orographie explique, pour toutes les îles, la formation et la retenue des nuages ainsi que les brouillards sur les versants au vent qui fournissent une forte humidité environnementale entre 800 et 1000 mètres d'altitude (Azevedo *et al.*, 1998 ; Prada, 2000 ; Marzol, 2006).

3.3. Le régime pluviométrique

La concentration de la pluviométrie annuelle sur un faible nombre de mois augmente inversement à la latitude, de sorte que 90% de la pluie annuelle sont enregistrés uniquement en trois mois à Santiago, jusqu'à six mois à Tenerife, sept à Madère et plus de dix à Terceira (figure 2).

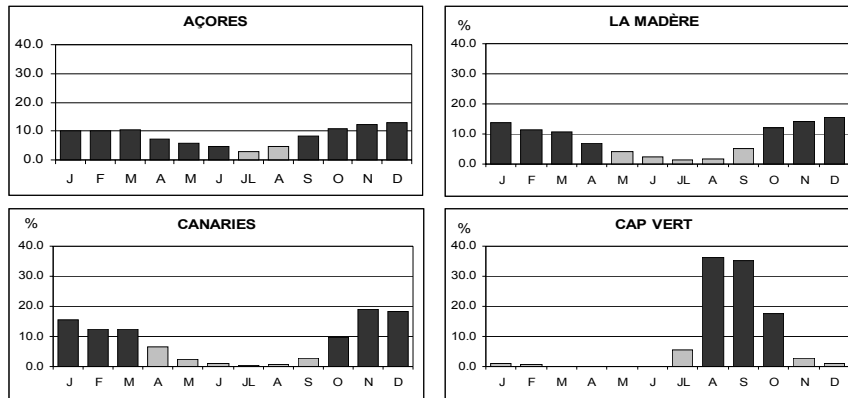


Figure 2 – Pourcentage de pluie mensuelle par rapport au total annuel (les mois signalés en noir représentent au moins 90% de la pluie annuelle)

Le rythme saisonnier de ces pluies varie également d'un domaine insulaire à l'autre. À la courte saison des pluies estivales de Santiago, 'le temps des eaux', d'août à octobre, s'oppose une longue période sèche hivernale, 'le temps des brises' ; à Terceira, la plus faible influence de l'anticyclone atlantique et la plus grande fréquence des fronts nuageux favorisent le partage régulier des précipitations de septembre à juin, avec aussi des épisodes estivaux (7,5 % du total annuel). À Madère et à Tenerife, le rythme dépend de la position de l'anticyclone des Açores.

3.4. Caractéristiques des épisodes pluvieux

La durée des séquences pluvieuses les plus fréquentes, sur les quatre archipels, est d'une journée (60 % des épisodes) pendant laquelle il chute au moins 5 mm. Les séquences de plus de sept jours consécutifs de pluie représentent 7 % à Madère, 3 % à Terceira et Tenerife, et sont absentes des enregistrements de Santiago.

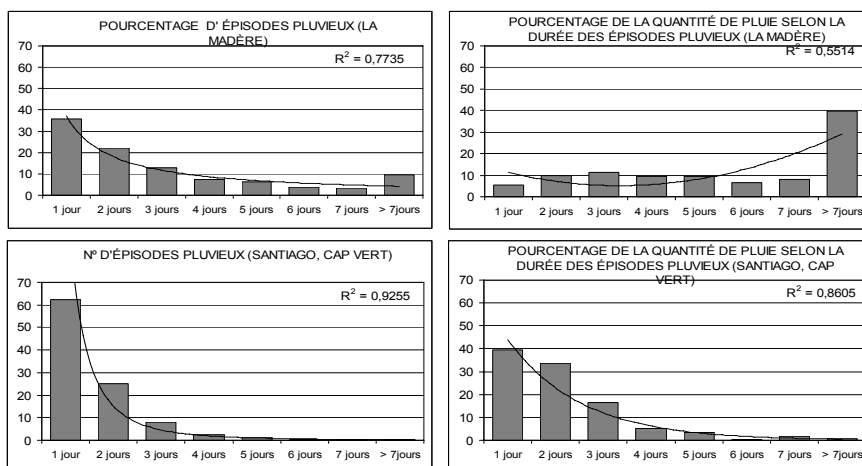


Figure 3 – Relation entre la durée des épisodes pluvieux et la quantité de pluie (en %) à Madère et au Cap Vert

La figure 3 montre les deux modèles d'épisodes de pluie : 1) celui des îles septentrionales, représentées par Madère, où cohabitent de nombreux jours isolés enregistrant une faible quantité d'eau et quelques épisodes de longue durée (jusqu'à 15 jours consécutifs) concentrant un tiers du total annuel ; 2) celui des îles méridionales, dont l'exemple type est la station de Santiago, où habituellement plus de 30% des pluies annuelles sont limitées à une seule et violente averse.

Conclusion

Les pluies faibles et fréquentes ainsi que les crachins provenant du nord sont plus efficaces sur le territoire étudié que les averses sporadiques et fortes venant du sud ; c'est pourquoi les versants exposés au vent de toutes les îles, y compris Santiago, sont ceux de la façade septentrionale. Même si la pluviosité est très différente selon les archipels, il existe des traits communs à tous, qui doivent être pris en compte lors de décisions touchant à l'aménagement du territoire :

1. L'altitude et l'orientation du relief sont des facteurs fondamentaux dans la distribution, l'intensité et la concentration de la pluie pour chaque île. Ce trait augmente dans le sens inverse à la latitude.
2. Les fortes irrégularités annuelles, mensuelles et journalières des précipitations augmentent dans le sens inverse à la latitude.
3. Il y a une plus grande intensité et concentration des pluies sur les versants sous le vent.
4. Les épisodes pluvieux de courte durée cumulant moins de 15% de la pluie annuelle, sont habituels à Terceira et Madère, alors qu'ils sont occasionnels à Tenerife et Santiago, même si ils représentent jusqu'à 50% des précipitations annuelles.

Bibliographie

- AMARAL I., 1964 : *Santiago de Cabo Verde. A Terra e os Homens*. Academia das Ciências de Lisboa, T. I, 170 p.
- AZEVEDO DE E.B., PEREIRA L., ITIER B., 1998 : Modelling the local climate in islands environments: orographic clouds cover. *1st International on Gog and Fog collection*, 433-436.
- AZEVEDO DE E.B., PEREIRA L., ITIER B., 1999: Modeling the local Climate in island environments: Water Balance Applications. *Agricultural Water Management*, **40**, 393-403.
- AZEVEDO DE E.B., 2001 : Condicionantes Dinâmicas do Clima do Arquipélago dos Açores, Elementos Para o seu Estudo. *Açoreana. Boletim da Sociedade de Estudos Açoreanos "Afonso Chaves"* **9** (3): 309-317.
- CORREIA E., 1996 : Contribuições para o conhecimento do clima de Cabo Verde. *Garcia de Orta*, **15** (2), 81-107.
- DORTA P., MARZOL M^oV. ET VALLADARES P. 1993 : Localisation et fréquence des cellules de pression dans l'Atlantique Nord, l'Europe Occidentale et le nord de l'Afrique (1983-1992). *Publications de l'A.I.C.*, **6**, 452-466.
- FERREIRA D.B., 1980 : *Contribution à l'étude des vents et de l'humidité dans les îles centrales de l'archipel des Açores*. Centro de Estudos Geográficos. Vol I (437 p), vol II (192 p).
- LEROUX M., 1983 : *Le climat de l'Afrique tropicale*. Campion, 630 p.
- MARZOL M^oV., 1988 : *La lluvia un recurso natural para Canarias*. Santa Cruz de Tenerife. Caja de Ahorros, 220 p.
- MARZOL M^oV., 1993 : Los factores atmosféricos y geográficos que definen el clima del archipiélago canario. *Aportaciones en Homenaje al profesor Luis M. Albentosa*. Diputació de Tarragona, 151-176.
- MARZOL M^oV., SANCHEZ MEGÍA J. ET GARCÍA G., 2006 : Effects of fog on the climate of the subtropical mountain cloud forest in the Canary Islands. In: Juvik, J., Scatena, F., Bruijnzeel, S. (Eds) *Mountains in the mist: Science for Conserving and Managing Tropical Montane Cloud Forest*. Sous presse.
- PRADA S., 2000 : *Geologia y recursos hidricos subterranos da ilha da Madeira*. Thèse de doctorat non publiée, Universidade da Madeira, 351 p.

Comparaison entre la variabilité de la NAO et du SOI selon l'approche des ondelettes

Marcel Mateescu et Ionel Haidu

Université «Babes-Bolyai» de Cluj-Napoca, Faculté de Géographie
Cluj-Napoca, Roumanie
marcelmateescu@yahoo.com ; ionel_haidu@geografie.ubbcluj.ro

Résumé : La méthode ondelette est devenue un instrument habituel d'analyse des variations localisées des amplitudes dans une série temporelle, celle-ci est capable de fournir plus des informations. On remarque le nombre double de perturbations dans le cas de SOI contre NAO, et que la plupart de perturbations ont une quasi-périodicité de 3÷9 ans. L'analyse comparative des spectres temps – fréquence de NAO et SOI indique une coïncidence d'un phénomène de période d'environ 8 ans, occurrent vers 1880. Malgré cette coïncidence temporelle, le test de cohérence n'indique aucune liaison fréquentielle dans l'occurrence de ce maximum.

Mots-clés : ondelette, NAO, SOI.

Abstract: The wavelet method has become a usual instrument in the analysis of localized variations of amplitudes in time series capable of providing more in-depth information. We notice that SOI has twice more disturbances than NAO, most of them having a quasi-period of 3÷9 years. The comparative analysis in time-frequency domain suggests the coincidence of a phenomenon whose period is about 8 years, occurring around 1880. In spite of this coincidence, the coherence test denies a link in time-frequency space regarding this maximum.

Key Words: wavelet, NAO, SOI.

Introduction

La NAO et le SOI sont deux phénomènes hydro-climatiques qui peuvent offrir un réel appui pour comprendre la variabilité physique du couple océan-atmosphère et pour réaliser des prédictions à long terme. Malheureusement, les modélisations classiques des domaines fréquentiel et temporel ont un apport réduit à la compréhension de ces phénomènes.

Ainsi, du point de vue fréquentiel on peut mettre en évidence, par l'approche Fourier, plusieurs harmoniques, qui (même sommées) expliquent une variance insignifiante par rapport à la variabilité du phénomène. L'analyse du spectre Fourier seule n'est pas suffisante pour une description complète des séries.

Pour une deuxième approche - celle temporelle - on doit chercher le modèle stochastique le plus approprié : le type ARIMA par exemple. À l'échelle interannuelle, la NAO prouve un marché aléatoire, autant que le SOI peut être représenté par un modèle AR(2). À ce point l'analyse stochastique est d'habitude achevée, donc l'approche temporelle ne permet pas approfondir la comparaison.

L'objectif de la présente étude est de porter une méthodologie spécifique pour la représentation des signaux, ondelettes, qui possède la capacité de décomposer une série temporelle dans l'espace bidimensionnel temps – fréquence. On utilisant l'approche ondelette surgisse la possibilité de déterminer simultanément deux caractéristiques de base de la série de temps : a) le mode (pattern) de variabilité et b) comment ce mode de variabilité varie dans le temps.

I. Fond théorique

Intuitivement, on peut imaginer l'analyse fréquentielle standard (de Fourier) analogue au travail d'un détective qui essaye trouver les criminels à partir de leurs traces dans la neige. Les uns ont le pied plus long, les autres plus large, les femmes – plus petit. Nôtre série à analyser est comme le trottoir plein de traces, et, « selon » Fourier, les « criminels » sont des sinusoïdes de fréquences diverses (leur phase n'est pas si importante : par exemple quelqu'un peut faire le pas plus à gauche ou à droite ; l'amplitude ne nous intéresse non plus, car on ne peut pas suivre pas le poids, on cherche seulement la « signature » des chaussures). L'analyse Fourier nous indique, donc, les traces même lorsque l'on ne connaît pas encore leur position (plus ou moins exacte). La méthode STFT (Short Time Fourier Transform) « coupe » la série en N intervalles plus petits et exécute l'analyse des fréquences (spectre Fourier) sur chacun de ces intervalles. De cette façon on peut savoir qu'entre les moments $9 \div 10$ on trouve les fréquences f_1 et f_2 (qui peut-être n'existent qu'entre les moments $8 \div 12$ mais pas tout le long de la série). La méthode est bonne, mais le résultat manque de précision : dès qu'on « serre » l'intervalle - « fenêtre », on perd de précision en fréquence et vice-versa. L'analyse **ondelette** est comme un autre détective (Morlet) plus expérimenté, qui sait que les infracteurs préfèrent une certaine marque des chaussures. Disons que Morlet regarde directement dans le catalogue et élargisse et allonge les chablon pour les superposer sur chaque trace exactement.

Physiquement, une série temporelle est un *signal* ou une composition des *signaux*. Un signal peut être *stationnaire* (au propriétés statistiquement invariantes au cours du temps, ex : le bruit blanc) ou *transitoire* (probabilité aléatoire d'apparition au cours du temps), (Meyer, 1992). Différemment de la décomposition Fourier (en fréquence), l'algorithme *ondelette* fonctionne dans l'espace temps - échelle. Pour une interprétation plus intuitive, les résultats du processus peuvent être (et sont) représentées aussi bien en temps – fréquence.

Du point de vue climatique, les valeurs de maximum d'amplitude révélées par l'analyse ondelette situées dans l'espace temps – fréquence sont ou des harmoniques (signaux stationnaires-Fourier) – dont des phénomènes climatique que ont lieu au long de la série (ex : la saisonnalité, pour une série des valeurs mensuelles) – ou des *perturbations* (signaux transitoires) – des phénomènes individuelles, qui apparent dans le temps d'une manière aléatoire. Des *perturbations* diverses peuvent apparaître au même instant : on les distinguent par leur « signature » – leur position en fréquence.

Le terme anglais « wavelet » proviens du français « ondelette » introduit par Jean Morlet dans les années '80 (<http://en.wikipedia.org/wiki/Wavelet#Overview>). La transformation ondelette (wavelet) utilise la décomposition d'une série temporelle en combinaisons de l'ondelette mère (ou prototype). L'apparition de cette méthode représente un saut qualitatif dans l'interprétation des résultats dans le domaine temps – fréquence. Traditionnellement, pour investiguer une série dans le domaine temps – fréquence on utilise la STFT (Short Time Fourier Transform) qui, malheureusement, ne permette pas une bonne résolution temporelle qu'en détriment de la résolution fréquentielle et vice-versa (Torrence, Compo, 1998) à cause du principe d'incertitude de Heisenberg.

La plus populaire ondelette est celle de Morlet (figure 1), définie par :

$$\Psi_{\sigma}(t) = c_{\sigma} \pi^{-\frac{1}{4}} e^{-\frac{1}{2}t^2} (e^{i\sigma t} - \kappa_{\sigma})$$

où t est le paramètre temps, σ - l'échelle de temps, c_{σ} - le facteur de normalisation.

Dans le domaine fréquentiel la fonction est définie par

$$\hat{\Psi}_{\sigma}(\omega) = c_{\sigma} \pi^{-\frac{1}{4}} ((\sigma - \omega) e^{\sigma\omega} + \omega) e^{-\frac{1}{2}(\sigma^2 + \omega^2)}$$

où ω est la fréquence.

Cette ondelette est une sinusoïde multipliée par une normale gaussienne :

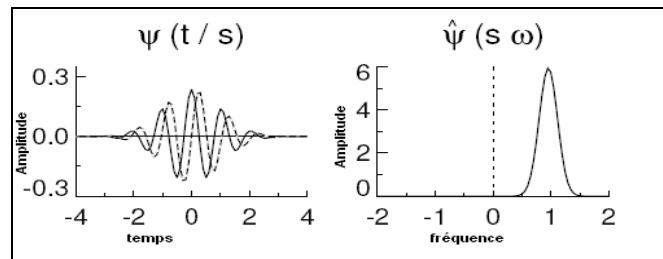


Figure 1 – L'ondelette du Morlet, à gauche dans le domaine temporel, à droite dans le domaine fréquentiel

2. Le mode de variabilité de la NAO et du SOI en temps-fréquence

L'analyse du domaine fréquentiel commence par l'investigation du spectre Fourier. Ni dans le cas de la NAO ni de la SOI on n'observe aucune harmonique de fréquence significative du point de vue statistique. Les sommets de fréquence à 0,132 (NAO) et 0,282 (SOI), ayant > 50% signifiante statistique, indiquent des possibles existences des perturbations dans l'évolution de chaque série. Pour trouver ces perturbations une analyse mixte dans les domaines temporel et fréquentiel est nécessaire.

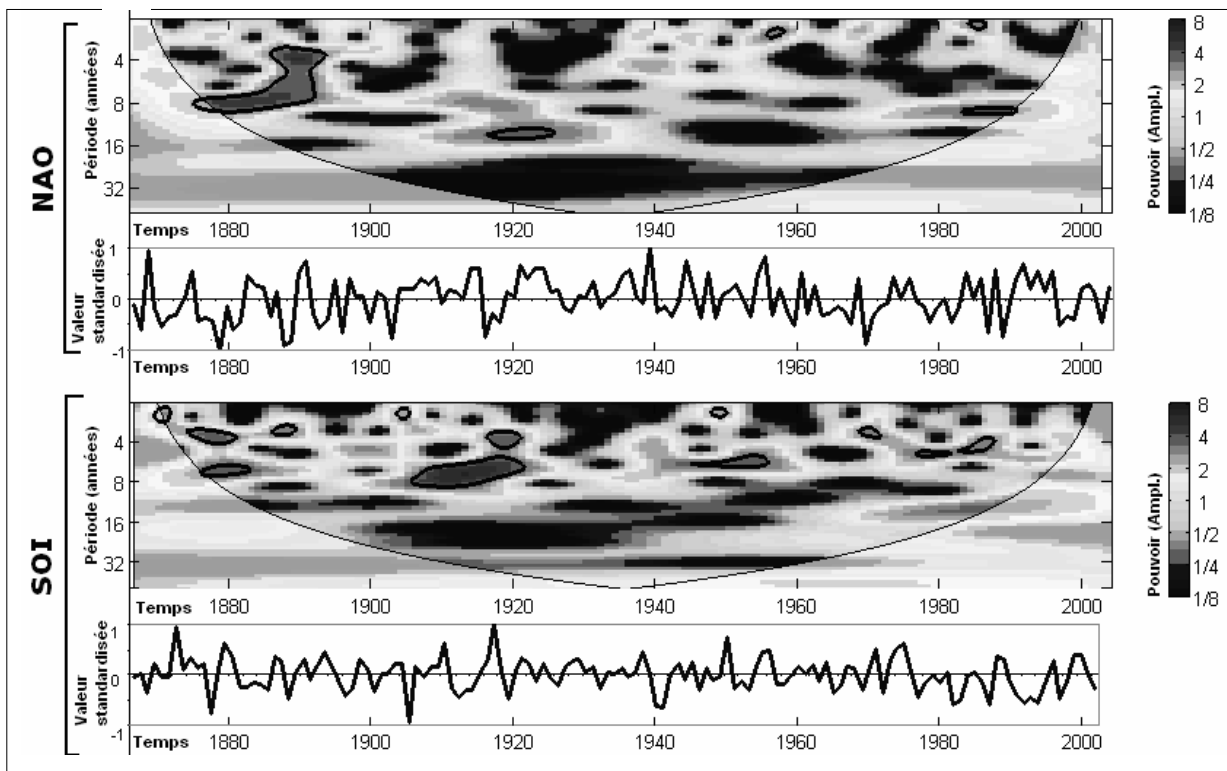


Figure 2 – Les graphiques des séries NAO et SOI et leurs spectres ondelette – délimité par le cône d'influence ; les zones significatives sont encerclées par la ligne noire

La méthode d'ondelettes manque de test de signifiante analytique pour les distributions différentes de la Normale Gaussienne. Apparemment, des certains chercheurs ont l'opinion que la méthode produit plutôt des beaux images en couleur que des résultats quantifiables (Torrence & Compo, 1998). En pratique, la signifiante est obtenue empiriquement par la comparaison avec les bruits rouge ou blanc par des méthodes de simulation Monte-Carlo (Maraun and Kurths, 2004). Les chercheurs A.Grinsted, J.C.Moore et S.Jevrejeva (2003) ont élaboré un logiciel qui effectue des tests de signifiante sur les résultats de la CWT

(transformation ondelette continue – *continuous wavelet transform*), XWT (croix-transformation ondelette – *cross wavelet transform*) et WCO (cohérence ondelette – *wavelet coherence*) en utilisant des méthodes de simulation aléatoire Monte-Carlo. Les résultats présentés ci-dessus sont obtenus en utilisant ce logiciel.

Les indices NAO et SOI ont été intensivement investiguées en recherchant une télé – connexion. L’analyse (figure 2) conduit a une liste des maxima dans l’espace temps - fréquence, présumé d’être des perturbations dans le climat. En interprétant les résultats il faut tenir compte qu’il s’agit d’une fonction continue (résolution fractionnaire). Les maxima ayant une signifiante statistique ($\alpha = 95\%$) sont cerclées par la ligne noire. Pour une interprétation plus facile des mesures, l’échelle O_y indique les périodes (l’inverses des fréquences). Étudiant le tableau 1, on trouve qu’une seule coïncidence des perturbations des séries, un phénomène de période d’environ 8 ans, occurrent simultanément vers 1880.

Série	Périodicité (type de perturbation)	Années d’occurrence	N° des apparitions
NAO	≤ 1 an	1956, 1985	2
	3÷6 ans	1885-1893	1
	7÷10 ans	1874-1892, 1983-1990	2
	12÷14 ans	1916-1925	1
SOI	~ 1 an	1870, 1905, 1950	3
	3÷5 ans	1873-1880, 1888, ~1918,	5
	5÷9 ans	1875-1882, 1905-1920,	4

Tableau 1 – Les possibles perturbations, observées dans le spectre temps-fréquence

3. Détection des coïncidences entre NAO et SOI

En général les graphiques temps-fréquence obtenus par la CWT sont premièrement visibles « à l’œil », où les maxima des pouvoirs se situent dans la même zone temps – fréquence. Une méthode simple pour évaluer une potentielle coïncidence des perturbations est de superposer les deux graphiques dans une seule figure dans l’espace chromatique.

Représentant les résultats des deux CWT en nuances de gris (monochrome) on peut créer une image où les bandes « rouge » et « vert » sont « remplies » avec les deux graphiques des CWT. Un résultat empirique peut donner une première « image » de la situation, au moins du point de vue du pouvoir en domaine fréquentiel. Pour un meilleur résultat d’impression la figure 3 présente le négatif de cette image. Les zones blanches ne représentent aucune superposition du pouvoir ; les bleues sont des zones de forte superposition du pouvoir (le violet représente seulement la NAO et le turquoise la SOI). Ce graphique nous suggère une meilleure investigation de la période entre 1890 et 1920.

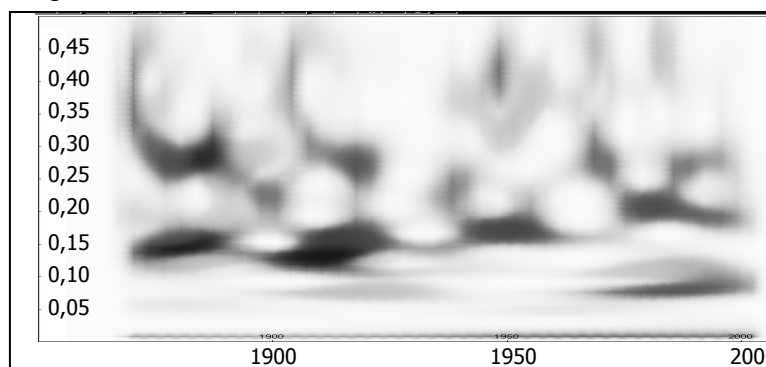


Figure 3 – Superposition chromatique des deux espaces temps-fréquence de NAO et SOI

La méthode mathématique de cette comparaison est la XWT, un sort de différence (complexe) dans l'espace temps – fréquence. La XWT des deux séries x_n et y_n est définie par $W^{XY} = W^X W^{Y*}$, où la * représente la conjuguée complexe. En suite on définit le pouvoir $|W^{XY}|$, dont l'argument complexe $\arg(W_{xy})$ peut être interprété comme la phase locale relative entre x_n et y_n dans l'espace temps – fréquence. La distribution théorique du pouvoir croix-ondelette est :

$$D \left(\frac{|W_n^X(s) W_n^{Y*}(s)|}{\sigma_X \sigma_Y} < p \right) = \frac{Z_v(p)}{v} \sqrt{P_k^X P_k^Y},$$

où $Z_v(p)$ est l'intervalle de confiance.

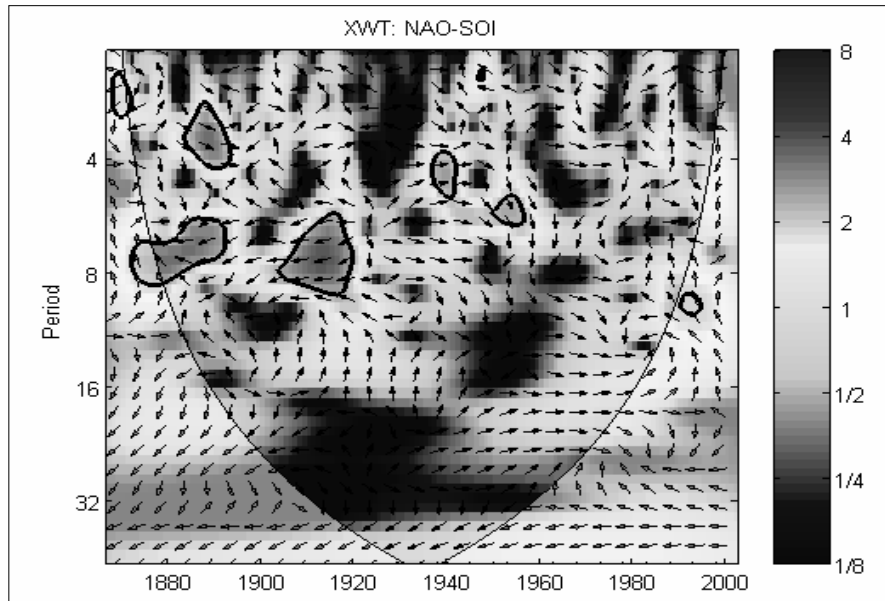


Figure 4 – La XWT entre NAO et SOI délimité par le cône d'influence ; les zones significatives sont cerclées par la ligne noire. Les fléchettes représentent la phase : (en-phase : à droite, contre-phase : à gauche, et SOI avant-phase de NAO par 90° - en bas)

Dans la figure 4 on observe le XWT de la NAO et du SOI. En employant la méthode chromatique on observe toujours des zones de pouvoir commun entre les deux pour les années 1880-1900 et proche de 1920. Ces zones entrent dans le même intervalle de fréquence (période de 6 à 10) et on la même phase (la fléchette à droite indique « en phase ») – ça peut indiquer le même phénomène intervenant dans les deux moments. Des autres zones significatives de pouvoir commun sont vers 1940 et 1955, quand même localisées différemment en fréquence.

4. La possible liaison fréquentiel entre NAO et SOI

Un test plus puissant pour déterminer la liaison entre les phénomènes climatiques est le WTC (cohérence ondelette - *wavelet coherence*), où les intervalles de signifiante sont trouvées par la méthode « Monte-Carlo ». La formule de la transformation WTC est définie par Torrence

$$R_n^2(s) = \frac{|S(s^{-1} W_n^{XY}(s))|^2}{S(s^{-1} |W_n^X(s)|^2) \cdot S(s^{-1} |W_n^Y(s)|^2)},$$

La formule ressemble à celle de la corrélation statistique, et il est utile d'imaginer la WTC comme un sort de corrélation dans l'espace temps fréquence (Jevrejeva *et al.*, 2003).

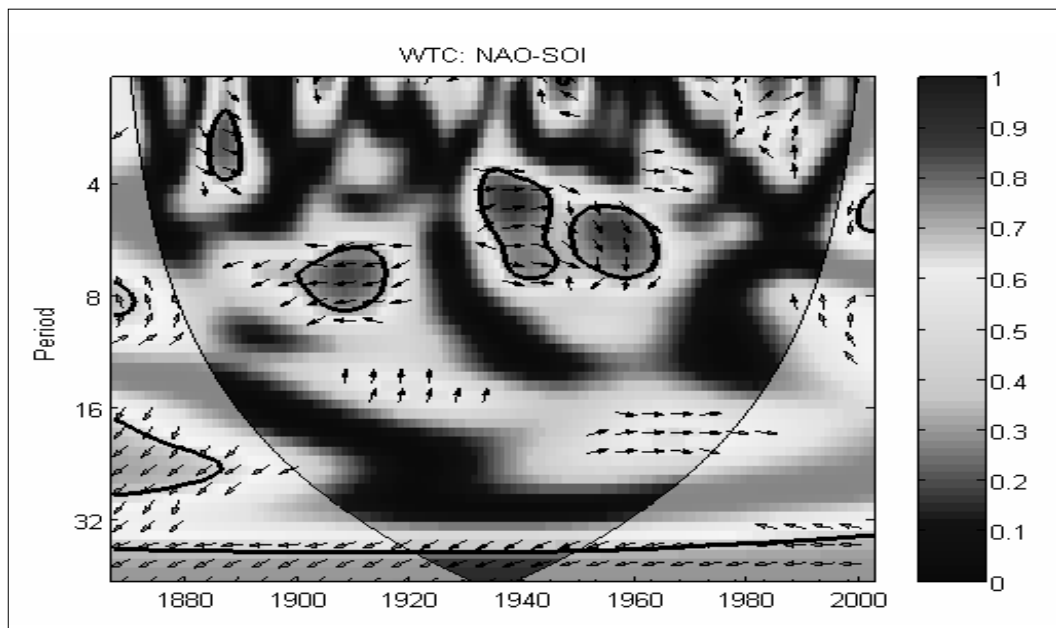


Figure 5 – La WCO des NAO et SOI (délimité par le cône d'influence ; les zones significantes sont cerclées)

On remarque que les zones de pouvoir commun représentent moins du 15% de l'espace fréquentiel (figure 5) et que dans ces zones on ne peut qu'observer un déphasage évident (justifié par les sens des fléchettes). La zone de basse fréquence et pouvoir commun de la XWT entre 1870-1890 n'apparent plus dans la WTC, le pouvoir commun des séries étant qu'une coïncidence. Maraun & Kurths (2004) notent que les résultats vers l'an 1940 sont les seules où on peut rejeter l'hypothèse de non – cohérence. Les petites zones de pouvoir commun de 1940 et 1955 sont élargis par la WTC, rapprochant-les dans le domaine fréquentiel, suggèrent le même type de phénomène commun (la NAO et SOI sont en anti-phase pour ces zones).

Conclusion

L'avantage de la méthode ondelette est de mettre en évidence des processus non stationnaires et de localiser des perturbations à l'échelle temporelle et fréquentielle. L'analyse comparative (synthétique autant qu'analytique) des spectres temps – fréquence des deux séries, obtenues par la méthode ondelette, indique une possible coïncidence d'un phénomène de période d'environ 8 ans, occurrent simultanément vers 1880. Le test de cohérence ondelette infirme la supposition de ce phénomène commun, quand même indique une forte cohérence des séries vers l'an 1940. En conclusion, on remarque d'une part, le nombre double de perturbations dans le cas de SOI par rapport au NAO, d'autre part, que la plupart de perturbations ont une quasi-périodicité de 3-9 ans.

Bibliographie

- MARAUN D., KURTHS J., 2004 : Cross wavelet analysis: significance testing and pitfalls. *Nonlinear Processes in Geophysics*, **11** : 505-514.
- JEVREJEVA S., MOORE J. C., GRINSTED A., 2003 : Influence of the Arctic Oscillation and El Nino-Southern Oscillation (ENSO) on ice conditions in the Baltic Sea: The wavelet approach, *Journal of Geophysical Research*, vol. **108**, D21, 4677-4687.
- TORRENCE C., COMPO G.P., 1998 : A Practical Guide to Wavelet Analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*,
- MEYER Y. 1992 : *Les Ondelettes – algorithmes et applications*. A. Colin, 172 p.

Analyse de la vulnérabilité des sociétés aux variations climatiques

L'exemple du faubourg de SOR à Saint-Louis (Sénégal)

Moussa Mbaye¹, Pascal Sagna²

¹ UMR PRODIG 8586 CNRS, Université Paris 7, France

² Laboratoire de Climatologie et d'Environnement (LCE),
Université Cheikh Anta Diop de Dakar, Sénégal
mousmbaye@yahoo.fr, psagna@refer.sn

Résumé : Au Sénégal, les fluctuations hydroclimatiques se manifestent soit par la sécheresse soit par des inondations qui, ont des répercussions rudes sur les citoyens depuis maintenant plus de trois décennies. Les déficits pluviométriques ont favorisé l'aménagement d'anciens lits de marigots ; alors que le retour des hivernages pluvieux est catastrophique à cause des inondations. Le faubourg de SOR érigé en majeure partie sur des remblais est menacé malgré la mise en place de digues protectrices. En effet, ces digues périphériques contribuent au piégeage des eaux de ruissellement favorisant ainsi les eaux stagnantes. L'évaluation des impacts des variations actuelles du climat aux périls liés à l'eau mais aussi la caractérisation des diverses stratégies déployées pour faire face semblent être primordiales. Ce travail reposera sur le recouplement au sein d'un système d'informations géographiques (SIG) des divers résultats obtenus. Les objectifs consisteront à réaliser un état des lieux des impacts du paludisme et de la dysenterie en relation avec les principaux paramètres climatiques. Il s'agira également de modéliser la vulnérabilité des populations.

Mots-clés : urbain, variabilité climatique, santé, vulnérabilité

Abstract: In Senegal, the hydroclimatic consequences may be drought or floods with strong impact on urban's population life and environment since the 1970's. The lasting rainfall deficit induced the installation of urban populations in former backwaters. Since some years rainfall slightly increased, which created floods. SOR suburb set up on fills is exposed although protection dikes. Indeed, protective peripheral dikes reduce runoff and contribute to water stagnation. It seems primordial to analysing the impacts of current climate variations to water difficulties and characterization of deployed strategies. This work will be essentially led by the cross-check of results obtained by several methods over time and space, thanks to the contribution of a geographical information system (GIS). Objectives will consist to realize in inventories of malaria and dysentery impacts due to climate fluctuations. At last, it will also be question of modelling the population's vulnerability.

Key Words: urban, climate variability, health, vulnerability

Introduction

La pluviométrie au Sénégal dépend essentiellement du potentiel précipitable advecté par le flux de mousson issu de l'anticyclone de Sainte-Hélène. Ce flux s'installe progressivement à Saint-Louis en juin, atteint un maximum de présence en août et se retire en octobre. La pluviométrie associée à sa présence connaît une importante variabilité interannuelle, qui est corrélée à la dynamique de la mousson africaine (Diedhiou *et al.*, 1999). Cette variabilité de la pluviométrie se traduit par des déficits ou des excédents dans le temps et dans l'espace (McCarthy *et al.*, 2001) qui sont accompagnés soit par la sécheresse, soit par des inondations. Les principales perturbations qui sont à l'origine des précipitations pendant l'hivernage sont essentiellement les lignes de grains, les perturbations cycloniques, les remontées de la Zone Intertropicale de Convergence et les phénomènes de convection locale. Les résultats d'analyse des différents apports pluviométriques à Saint-Louis montrent, sur une période de vingt ans (1980-1999), que les lignes de grains sont à l'origine de 174,4 mm en moyenne soit 78,8 % du total de l'hivernage (Sagna, 2006). Les précipitations liées à ces perturbations ont d'importantes répercussions sur la vie socio-économique des populations du Sénégal comme

sur leur environnement depuis maintenant plus de trois décennies. La grande sécheresse, qui a débuté dans les années 1970 et qui s'est traduite par une diminution importante des totaux pluviométriques, a été très sévèrement ressentie par toutes les sociétés du Sahel, notamment sénégalaises (Eltahir et Gong, 1996). Les impacts sont devenus rudes pour les hommes car les populations du Sénégal subsistent essentiellement grâce à l'agriculture au niveau des plaines et des cuvettes inondables et comptent sur les points d'eau pour abreuver le bétail. Aussi, l'approvisionnement des villes en denrées alimentaires en est très affecté et les pénuries d'eau potable dans les principaux espaces urbanisés comme dans les centres urbains secondaires se sont accrues. Ces dix dernières années par contre, même si ce n'est pas généralisable, sont caractérisées par un retour des hivernages pluvieux dans certaines régions permettant par ailleurs aux cours d'eau de renforcer leur rôle clé dans la vie socio-économique des sociétés. Les possibilités de cultures de décrue et de l'irrigation des terres offrent aux autochtones un meilleur revenu provenant de l'agriculture. Cependant, le surplus d'eau n'est pas sans danger pour les populations, car à cause de la réduction des totaux pluviométriques et de la faible fréquence des crues, les anciens lits de marigots et mares, les champs d'expansion des rivières ont été aménagés, occupés et mis en valeur par les populations riveraines (Blaikie *et al.*, 1994 ; d'Ercole, 1994). Ce retour à une pluviométrie plus abondante met ainsi en évidence la sensibilité, surtout des citadins, aux inondations.

Les pluies abondantes enregistrées récemment ont touché presque toutes les villes sénégalaises, notamment Saint-Louis (Sagna, 2002). Le risque d'inondation est notable dans cette commune car les autorités ont toujours essayé de gagner de l'espace sur le fleuve par des remblais pour pallier la forte croissance démographique. Le grand faubourg de SOR érigé en majeure partie sur ces remblais est menacé et ce, bien que les autorités aient mis en place des digues pour la protection des personnes et des biens (Mbaye, 2003). Plusieurs quartiers mal lotis et mal aménagés sont inondés et souvent, sur une durée assez longue pendant la saison des pluies. En effet, les digues protectrices qui ceinturent cette zone périphérique bien que réduisant le débordement du fleuve, contribuent au piégeage des eaux de ruissellement. On assiste ainsi à une multiplication des eaux stagnantes surtout dans les zones basses. Le manque d'infrastructures socio-économiques et sanitaires constitue aussi un facteur aggravant les dommages et dégâts. Les réseaux d'évacuation des eaux usées, de ruissellement très mal entretenus, sont inadaptés par rapport à la croissance démographique exponentielle (Morel, 1996). Il manque un réel renouvellement et une véritable modernisation de ce réseau de drainage ancien. Le développement du réseau routier et du secteur immobilier qui utilise de plus en plus de béton, de bitume et d'asphalte participe à l'imperméabilisation du bassin urbain.

I. Caractérisation de la vulnérabilité sociétale

Ce travail sera essentiellement mené par le biais d'une étude croisée, c'est-à-dire avec un recoupement des résultats obtenus à des échelles spatiales et temporelles différentes. L'utilisation d'un Système d'Information Géographique (SIG), idéal pour traiter un ensemble d'objets géographiques et les relations qu'ils entretiennent les uns avec les autres, facilitera le croisement des multiples résultats statistiques.

La notion de risque peut correspondre à la probabilité d'un danger ou d'un péril pouvant toucher les sociétés. Le risque s'exprime dans la plupart des cas comme étant le produit d'un aléa et d'une vulnérabilité. Dans le domaine de la santé un risque peut être considéré comme un facteur qui augmente la probabilité d'une issue sanitaire défavorable (OMS, 2002).

La vulnérabilité traduit la mesure des dommages rapportée à l'intensité de l'aléa (Laganier, 2003). L'Aménagement s'appuie désormais fondamentalement sur l'étude de la vulnérabilité car lui permettant d'optimiser ses pratiques et politiques de développement. D'Ercole en 1994 donne une définition majeure : « A l'approche classique de la vulnérabilité qui mesure un

endommagement potentiel des personnes et des biens et ses répercussions sur l'environnement économique, semble s'opposer celle qui considère la vulnérabilité des sociétés, à travers leur capacité de réponses à des crises potentielles ». Aussi la vulnérabilité des hommes et de leurs biens ne peut être évaluée qu'en fonction de leur localisation (Lamarre, 1997). La vulnérabilité correspond aux caractéristiques d'une personne ou d'un groupe d'hommes en terme de leurs capacités à anticiper, à se prémunir, à résister et à se remettre des impacts des risques naturels (Blaikie *et al.* 1994 ; Besancenot, 2001). La vulnérabilité est un espace ou un système social multicouches et multidimensionnel, qui est déterminé par les capacités politique, économique et institutionnelle de la population dans un lieu et à une époque bien précise (Vogel, 1997).

1.1. Critères d'évaluation de la vulnérabilité aux fluctuations climatiques

Le grand faubourg de SOR, à l'image de la commune de Saint-Louis, s'est bâti dans l'estuaire du fleuve du Sénégal marqué par la présence de marigots, de mangroves et de marécages. Les caractéristiques écologiques estuariens favorisent la propagation de pathologies liées à l'eau en particulier infectieuses (Salem et Fournet, 2003 ; Sy, 2005). Parmi ces maladies infectieuses, on se focalisera sur les cas du paludisme, de la dysenterie et de la diarrhée qui font partie des maladies d'origine hydrique et de celles transmises par des vecteurs liés à l'eau.

1.1.1. Morbidité diagnostiquée

Les statistiques sanitaires sur le paludisme, la dysenterie et la diarrhée seront essentiellement recueillies à partir des registres de consultations (morbidité diagnostiquée) des centres de soins (Wunsch, 1983). Pour cela on s'intéressera sur les quatre postes de santé qui sont localisés dans le faubourg de SOR même et sur le poste de santé de Garnison qui se situe dans le nord de l'île Saint-Louis. En effet, le dépouillement des registres du poste de santé de Garnison nous permettra de disposer d'une chronologie plus longue sur ces pathologies (figure 1)

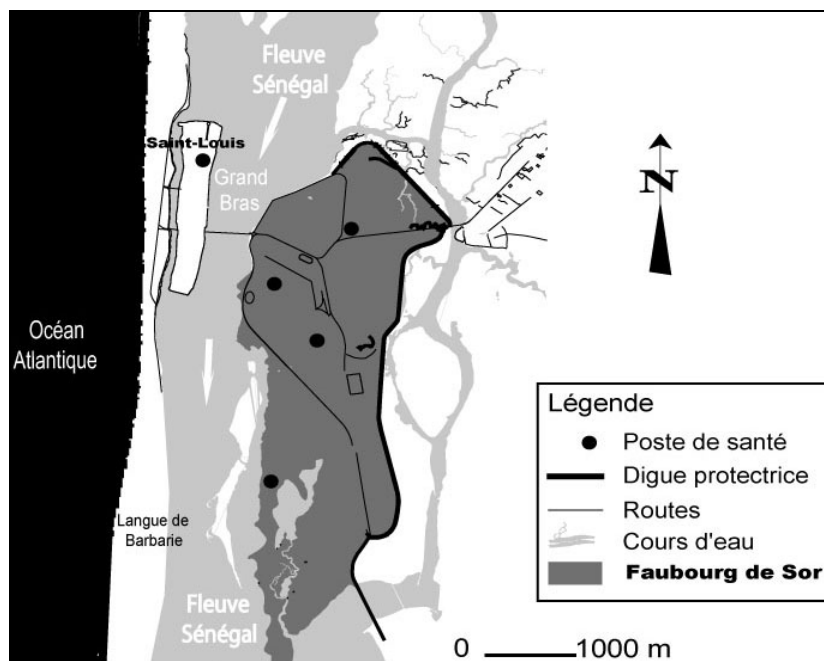


Figure 1 – Les principaux postes de santé du faubourg de SOR et celui de l'île Saint-Louis

Par ailleurs un volet entomologique sera réalisé (Petrarca *et al.*, 1987). Cette technique consiste essentiellement en la réalisation d'une faune résiduelle sur l'ensemble ou une partie des pièces qu'occupent les ménages échantillonnés. Les moustiques capturés dans les chambres seront ensuite analysés en laboratoire pour identifier le nombre de femelles dans la récolte et plus précisément celles qui potentiellement peuvent donner le paludisme.

Parallèlement une goutte épaisse sera également réalisée sur les enfants de moins de cinq ans ou les femmes enceintes que l'on rencontrera dans les ménages échantillonnés. Cela permettra de déceler les personnes hôtes du plasmodium (Sokhna *et al.*, 1997).

Ces procédés nous permettront de confirmer et d'infirmer de manière avérée l'existence du paludisme à Saint-Louis et plus précisément à SOR car en réalité l'existence du paludisme en milieu urbain ou en eaux saumâtres est toujours un sujet à discussion.

1.1.2. Morbidité ressentie

Pour étayer l'exposition des populations de SOR à ces diverses pathologies, on procédera à des enquêtes et des entretiens auprès des populations, des responsables et des techniciens locaux. Il s'agit d'une enquête ponctuelle destinée au chef de ménage ou à son (ses) épouse(s) pour mieux cerner et mesurer l'ampleur des fluctuations du climat et des changements d'état de surface en terme d'exposition et de fragilisation des habitants de SOR.

Nous avons opté pour un échantillonnage aléatoire simple de cent onze (111) ménages pour les huit (8) quartiers de SOR. Pour déterminer le nombre de ménages à tirer parmi les 111 dans chacun des 8 quartiers, on utilise la formule suivante :

$$n = \frac{m}{M} \times e$$

avec :

n : nombre de ménages à interroger dans chaque quartier

m : nombre total de ménages de chaque quartier

M : nombre total de ménages de la commune

e : échantillon

Connaissant le nombre de ménages échantillonnés dans chacun des quartiers, il restait à savoir comment choisir ces ménages tirés parmi la totalité des ménages de chaque quartier. Pour assurer un tirage aléatoire représentatif, on a utilisé la méthode suivante :

$$p = \frac{C}{n}$$

avec:

p : pas de sondage

C : nombre total de concessions dans le quartier

n : de ménage à interroger dans chaque quartier

L'avantage de ce procédé est qu'il nous permet de « passer en revue » toutes les concessions. On obtient alors un échantillonnage représentatif sur le plan spatial car tous les « coins » du quartier sont représentés dans l'échantillon.

Ainsi, cette vulnérabilité sociétale se caractérisera par la corrélation des principaux facteurs climatiques aux variables socio-économiques, environnementales et aux déterminants liés au système sanitaire (figure 2).

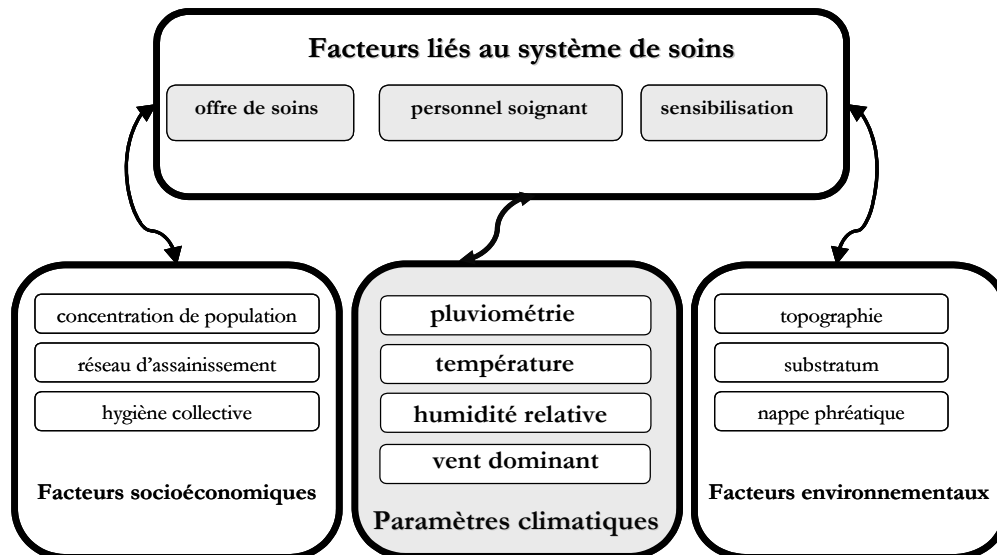


Figure 2 – Caractérisation de la vulnérabilité des sociétés aux fluctuations climatiques

2. Principaux résultats attendus

Grâce à l'analyse statistique des principaux paramètres climatiques que sont la pluviométrie, la température, l'humidité relative et le vent, la variabilité actuelle du climat sera caractérisée. L'analyse des usages et pratiques en approvisionnement et consommation en eau potable mettra en exergue le rôle déterminant de l'hygiène collective et individuelle et des attitudes comportementales des citoyens dans leur exposition. L'analyse de la forte concentration de population dans les quartiers, mais surtout dans les concessions situées dans des secteurs impropres à l'habitat, évaluera l'impact des maladies infectieuses liées à l'eau.

Avec des informations optimales recueillies au niveau des ménages et des divers acteurs locaux, on pourra apprécier la perception sociale du risque sanitaire et les stratégies mises en œuvre par les habitants du faubourg de SOR pour s'adapter et faire face.

A travers cette étude, un modèle de vulnérabilité à ces pathologies liées à l'eau en relation avec les usages et pratiques des citoyens et les fluctuations des principaux paramètres climatiques, sera confectionné. Ce modèle pourra constituer un véritable outil d'aide à la décision pour les autorités locales et nationales dans leurs choix de pratiques d'urbanisme.

Bibliographie

- BESANCENOT J.P. 2001 : *Climat et Santé*. Paris : PUF, 127 p.
- BLAIKIE P., CANNON T., DAVIS I., WISNER B. 1994 : *At risk : natural hazards, people's vulnerability, and disasters*. London : Routledge. 284 p.
- D'ERCOLE R. 1994 : Les vulnérabilités des sociétés et des espaces urbanisés : concepts, typologie, modes d'analyse - *Revue de Géographie Alpine*, n°4, Tome LXXXII, 87-96.
- DIEDHIOU A., JANICOT S., VILTARD A., DE FELICE P., LAURENT H. 1999 : Easterly wave regimes and associated convection over West Africa and the tropical Atlantic: Results from NCEP/NCAR and CEPMMT reanalyses. *Climate Dynamics*, 15, 795-822.
- ELTAHIR E.A.B., GONG C. 1996: Dynamics of wet and dry years in West Africa. *J. Climate*, 9, 1030-1042.
- LAGANIER R. 2003 : *Recherches sur l'interface eau-territoire dans le Nord de la France*, Habilitation à Diriger des Recherches, Université des Sciences et Technologies de Lille USTL, 237 p.
- LAMARRE D. 1997 : *Les risques liés au climat*, Collectif ; Editeur, Editions Universitaires de Dijon 215 p.

- MBAYE M. 2003 : *Apports des systèmes d'information géographique et de la télédétection à l'analyse du risque d'inondation dans la ville de Saint-Louis du Sénégal*, mémoire de DEA de Géographie physique, Université des Sciences et Technologies de Lille USTL, 103p.
- MCCARTHY J.J., CANZIANI O.F., LEARY N.A., DOKKEN D.J., AND WHITE K.S. Eds. 2001 : *Climate Change 2001: Impacts, Adaptation & Vulnerability*, Contribution of Working Group II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change IPCC, Cambridge University Press, UK. 1032p.
- MOREL A. 1996 : *L'assainissement des eaux pluviales en milieu urbain tropical subsaharien*. Luxembourg : Lux-Development, 167p.
- ORGANISATION MONDIALE DE LA SANTE (OMS). 2002 : *Réduire les risques pour la santé*, Rapport sur la santé dans le monde 2002, Publications hors série, 192p.
- PETRARCA V., VERCRUYSSSE J., COLUZZI M. 1987: Observations on the Anopheles gambiae complex in the Senegal River Basin, West Africa. *Medical. Veterinary. Entomology.* ; **1**, 303-312.
- SAGNA P. 2002 : Etude de la mousson et des précipitations au Sénégal de 1961 à 1996, "*Mélanges offerts au Pr Cheikh BA*" par la Faculté des Lettres et Sciences Humaines de l'UCAD.
- SAGNA P. 2006 : Dynamique du climat et son évolution récente dans la partie ouest de l'Afrique occidentale, "Thèse de doctorat d'Etat", Université Cheikh Anta DIOP, Dakar, 786p.
- SALEM, G ET FOURNET F. 2003 : Villes africaines et santé : repères et enjeux, in - Santé et urbanisation en Afrique, Congrès International Francophone de Médecine Tropical, Dakar, SEN *Bulletin de la Société de Pathologie Exotique FRA*, **Vol. 96**, No 3, 145-148.
- SOKHNA C.S, MOLEZ J.F, NDIAYE P, SANE B ET TRAPE J.F. 1997 : Tests in vivo de chimiosensibilité de Plasmodium falciparum à la chloroquine au Sénégal : évolution de la résistance et estimation de l'efficacité thérapeutique. *Bulletin de la Société de Pathologie Exotique* **90**, 83-89
- SY Z. 2005 : *Assainissement, Salubrité et Santé en Milieu Urbain : le cas de Saint-Louis du Sénégal*, Thèse de doctorat de troisième cycle en Géographie de la Santé, Université Paul Valéry - Montpellier 3, 217p.
- WUNSCH G. 1983 : Santé de la mère et de l'enfant dans les Pays en Voie de développement : problèmes de collecte de données. Rapport trimestriel, *Statistiques Sanitaires Mondiales* **n°36**, 62-70

Les vagues de froid en Belgique

Philippe Mievis¹, Marc Vandiepenbeeck²

¹ MeteoBelgique, Bruxelles

philippe.mievis@meteobelgique.be

² Institut Royal Météorologique de Belgique, Bruxelles

marc.vandiepenbeeck@oma.be

Résumé : Une vague de froid peut être caractérisée par une chute brutale et importante de la température de l'air. S'ensuit alors une période froide qui s'étend sur une période relativement longue, de quelques jours à plusieurs semaines. Les points suivants seront abordés dans cet exposé : un relevé exhaustif des vagues de froid qu'a connu la Belgique depuis 1950 sur base de la définition présentée dans l'exposé, d'en étudier quelques-unes en détail (parmi les plus remarquables et représentatives) avec leurs spécificités propres ; nous examinerons ensuite comment surviennent les vagues de froid, quelles en sont les différentes phases (advective froide, radiative et advective chaude), quels en sont les différents acteurs climatiques ainsi que les centres d'actions atmosphériques qui l'alimentent.

Mots-clés : vague de froid, Belgique, synoptique, température

Abstract: A cold wave can be characterized by a brutal and important fall of the temperature of the air. Follows then a cold period that extends over one relatively long period, of a few days to several weeks. The following points will be approached in this paper: an exhaustive list of the cold waves which Belgium knew since 1950 on the basis of definition presented in the paper, to study some of them ones in detail (among most remarkable and representative) with their own specificities; we will examine then how the cold waves occur, which are the various phases (advective cold, radiative and advective heat), which are the various climatic actors as well as the atmospheric centers of actions which feed it.

Key Words: cold wave, Belgium, synoptic, temperature

Qu'est ce qu'une vague de froid ? Définition

Une vague de froid peut être caractérisée par une chute brutale et importante de la température de l'air. S'ensuit alors une période froide qui s'étend sur une période relativement longue, de quelques jours à plusieurs semaines.

Cette définition étant assez vague, nous avons essayé de donner une définition plus quantifiable, et géographiquement déterminée à la Belgique (Centre du Pays) :

- *Vague de froid* : période durant laquelle la température minimale journalière est restée inférieure à -2°C au moins 7 jours consécutifs et durant laquelle le minimum de cette période est descendu au moins deux fois sous la barre des -7°C (station de référence : Uccle). Cette période a pu être accompagnée en tout ou en partie de précipitations hivernales.

I. Relevé exhaustif des vagues de froid répondant à cette définition depuis 1950

Nous avons choisi les paramètres suivants :

- La *date* de début et de fin (premier et dernier jour de gel correspondant à cette période).
- La *durée* : le nombre de jours de la vague de froid.
- Le *poids* : en degrés jours avec -2°C de température minimale comme référence : une température minimale de -3.1 aura un poids de $-2 - (-3.1) = 1.1$. On fait la somme de ces degrés jours pour toute la période répondant à la définition de vague de froid.

- L'intensité : ou le poids par rapport à durée : des vagues de froid peuvent être longues et modérées, d'autres courtes mais intenses.

- La température minimale enregistrée durant cette vague de froid.



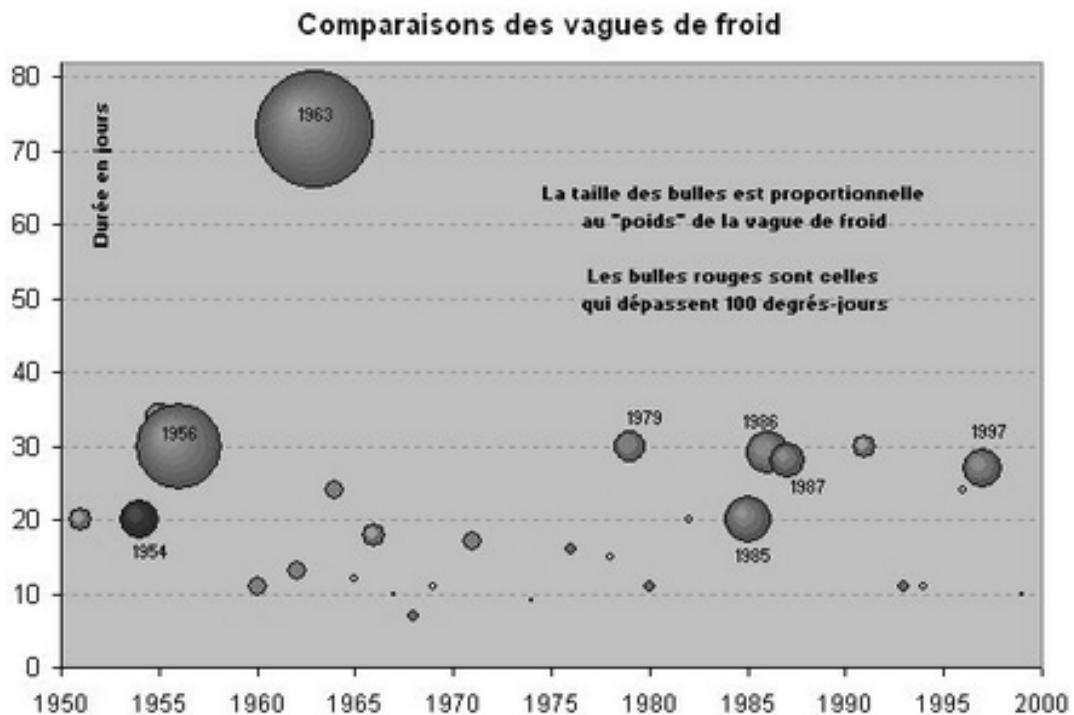
Banquise sur la côte belge en janvier 1997
(Cliché : B. Bozet)

Période	Nb jours	Poids	Intensité	Tn période
19/01/50 - 31/01/50	13	75.6	5.82	-10.1
13/12/50 - 01/01/51	20	81.2	4.06	-16.7
22/01/54 - 10/02/54	20	129.7	6.49	-14.8
10/02/55 - 15/03/55	34	89.1	2.62	-11.2
31/01/56 - 29/02/56	30	261.9	8.73	-16.7
08/01/60 - 18/01/60	11	59.8	5.44	-11.8
17/12/61 - 29/12/61	13	64.5	4.96	-10.7
22/12/62 - 04/03/63	73	357.6	4.90	-16.8
03/12/63 - 26/12/63	24	69.6	2.90	-12.3
19/12/64 - 30/12/64	12	33.5	2.79	-11.0
04/01/66 - 21/01/66	18	77.5	4.31	-13.4
02/01/67 - 11/01/67	10	21.4	2.14	-9.0
08/01/68 - 14/01/68	7	40.4	5.77	-11.0
06/12/68 - 16/12/68	11	28.8	2.62	-9.5
08/02/69 - 20/02/69	13	39.2	3.02	-10.2
22/12/70 - 07/01/71	17	66.2	3.89	-9.6
27/02/71 - 10/03/71	12	38.5	3.21	-10.4
26/11/73 - 04/12/73	9	20.0	2.22	-10.1
24/01/76 - 08/02/76	16	43.9	2.74	-9.6

Période	Nb jours	Poids	Intensité	Tn période
08/02/78 - 22/02/78	15	34.3	2.29	-8.1
31/12/78 - 29/01/79	30	102.3	3.41	-13.9
15/02/79 - 27/02/79	13	28.1	2.16	-7.2
10/01/80 - 20/01/80	11	39.0	3.55	-7.8
09/12/81 - 28/12/81	20	25.7	1.29	-8.1
06/01/82 - 16/01/82	11	60.7	5.52	-11.8
02/01/85 - 21/01/85	20	149.7	7.46	-16.3
09/02/85 - 21/02/85	13	92.9	7.15	-11.9
05/02/86 - 05/03/86	29	137.3	4.73	-10.5
07/01/87 - 03/02/87	28	114.1	4.08	-13.5
23/01/91 - 21/02/91	30	80.4	2.68	-13.1
26/12/92 - 05/01/93	11	37.3	3.39	-8.4
13/02/94 - 23/02/94	11	27.3	2.48	-8.0
18/01/96 - 12/02/96	24	35.5	1.48	-8.3
21/12/96 - 16/01/97	27	126.9	2.70	-14.1
17/11/98 - 26/11/98	10	21.9	2.19	-7.4
08/02/99 - 16/02/99	9	19.1	2.12	-7.3
23/01/06 - 04/02/06	13	33.4	2.57	-7.2
Moyen. (1950-2006)	18.6	74.7	3.78	-11.0

Toutes ces données ont été reprises dans le graphique ci-dessous. Nous y retrouvons en abscisse les années depuis 1950 jusqu'en 2000 et en ordonnée le nombre de jour de la période de la vague de froid. La taille des sphères (une par vague de froid) est proportionnelle au *poids* de la vague de froid tel que défini auparavant. Huit de ces vagues de froid ont ainsi un poids supérieur à 100 : elles sont indiquées sur le graphique avec les années correspondantes. Sur base de celui-ci, nous pouvons déjà faire quelques constatations :

1. La vague de froid de 1963 est tout à fait exceptionnelle, par sa durée d'abord, son poids ensuite. Avec une durée de 73 jours, elle est bien loin devant toutes les autres. À part la vague de froid de 1955 (34 jours), aucune autre vague de froid n'a dépassé 30 jours. Mais malgré sa durée, cette vague de froid fut peu intense, ce qui explique son poids relativement faible.
2. Toutes les autres vagues de froid remarquables avaient une période comprise entre 20 et 30 jours consécutifs.
3. Les périodes de froid les plus intenses se regroupent souvent autour de trois années consécutives : 1954-55-56, 1985-86-87 et dans une moindre mesure : 1962-63-64, 1978-79-80 et 1996-97-98.
4. On remarque aussi des « trous » de plusieurs années sans vague de froid (ou très faibles) : 1952-1953, 1957-1959, 1973-1977 (1974 et 1976 très faibles), 1983-1984, 1988-1990, 1998 à aujourd'hui (1999 très faible)



2. Les différentes phases d'une vague de froid

En Belgique, et plus généralement en Europe occidentale, l'arrivée d'une vague de froid se fait soit par le Nord, soit par le Nord-Est, soit par l'Est, à partir d'une zone de concentration importante d'air froid.

Une vague de froid typique est une invasion d'air froid par le Nord-Est (Scandinavie, voire régions plus septentrionales encore), alimenté secondairement par des courants continentaux d'Est, à partir de régions ayant déjà été refroidies depuis quelques temps auparavant (Europe de l'Est ou Russie).

En fait, une vague de froid connaît trois phases bien distinctes :

Une phase de refroidissement, appelée aussi phase advective froide. Cette phase ne dure que 2-3 jours seulement.

Une phase d'autoalimentation de ce froid, appelée aussi phase radiative. La durée de cette phase est fort variable, de quelques jours à quelques semaines. C'est la durée et la force de cette phase dont va dépendre l'intensité de notre vague de froid.

Une phase de réchauffement, la phase advective chaude. Cette phase peut être très rapide, d'une durée inférieure à 24 heures ou durer aussi quelques jours.

Qui dit vague de froid pense également aux précipitations hivernales. Or ce n'est pas souvent le cas. Les épisodes neigeux en Belgique ont souvent lieu lors de passage de perturbations dans des flux polaires de Nord. Mais les températures sont à ce moment souvent proches du 0°C. Les températures ne se maintiennent généralement pas longtemps à ces valeurs en Basse et Moyenne Belgique et seule la Haute Belgique garde une couche de neige, alors qu'ailleurs elle fond rapidement. Cependant la neige peut également arriver lors d'une vague de froid, avec comme conséquence un enneigement de plus longue durée. La neige peut nous arriver lors des trois phases précitées, avec à chaque fois un scénario complètement différent.

Lors de la phase advective froide, les précipitations peuvent ainsi se transformer progressivement de la pluie en neige fondante puis en neige, au fur et à mesure de l'invasion de l'air froid. Cette invasion d'air froid peut aussi parfois réactiver une zone de précipitations en refroidissant les masses d'air qui la composent et donner lieu à des précipitations importantes.

La phase radiative est généralement très sèche et très froide, avec des températures qui peuvent descendre à des valeurs exceptionnellement basses. La présence d'air froid est généralement associée à un anticyclone très puissant, comme le fameux « Paris-Moscou ». Ce dernier nous protège des entrées maritimes douces, mais aussi de toute forme de précipitations. Quelques flocons de neige en grain pourront être observés lors de journées grises sous inversion thermique. L'exemple typique de cette situation fut février 1986.

Cependant, il arrive parfois que des dépressions remontent de la Méditerranée et entrent en contact avec le flanc sud de l'anticyclone. Le contact entre l'air humide de la dépression et l'air très froid de l'anticyclone vissé sur nos régions amène des précipitations hivernales localement très importantes. Très importantes et localement parce que ces dépressions sont littéralement arrêtées par l'anticyclone et « se vident » sur place. C'est pourquoi en janvier 1987, Nice, puis Paris, ont été complètement paralysées par la neige, alors que Bruxelles n'a pas vu le moindre flocon. Une situation similaire a été rencontrée en 1997, même si là, l'Ouest de notre pays a connu quelques précipitations neigeuses.

Lors de la phase advective de réchauffement, la neige peut aussi faire son apparition si cette phase n'est pas trop rapide. L'arrivée d'un front chaud d'une dépression océanique, au contact de l'air froid peut donner ainsi des quantités importantes de neige en très peu de temps. Malheureusement il s'agit là du chant du cygne de la vague de froid et quelques heures plus tard, de la pluie, précédée éventuellement de neige fondante, avec augmentation graduelle en continu de la température nous attend. Un bel exemple de ce type est la fin de la vague de froid de février 1986. Parfois la pluie peut directement tomber sur un sol encore gelé occasionnant un verglas mémorable comme en fin de vague de froid en 1979.

Les différents acteurs climatiques et centres d'actions atmosphériques nécessaires. Plusieurs acteurs de haute et basse pression jouent un rôle important lors d'une situation hivernale donnée : l'anticyclone polaire et ses ramifications sur le Groenland, la dépression islandaise,

l'anticyclone des Açores, les dépressions atlantiques, l'anticyclone de Sibérie, la dépression méditerranéenne.

Les anticyclones jouent un rôle majeur, les dépressions complètent le tableau comme des acteurs de second rôle. En effet, en hiver, ce sont les hautes pressions qui dominent la scène, ce qui s'explique par la règle suivante :

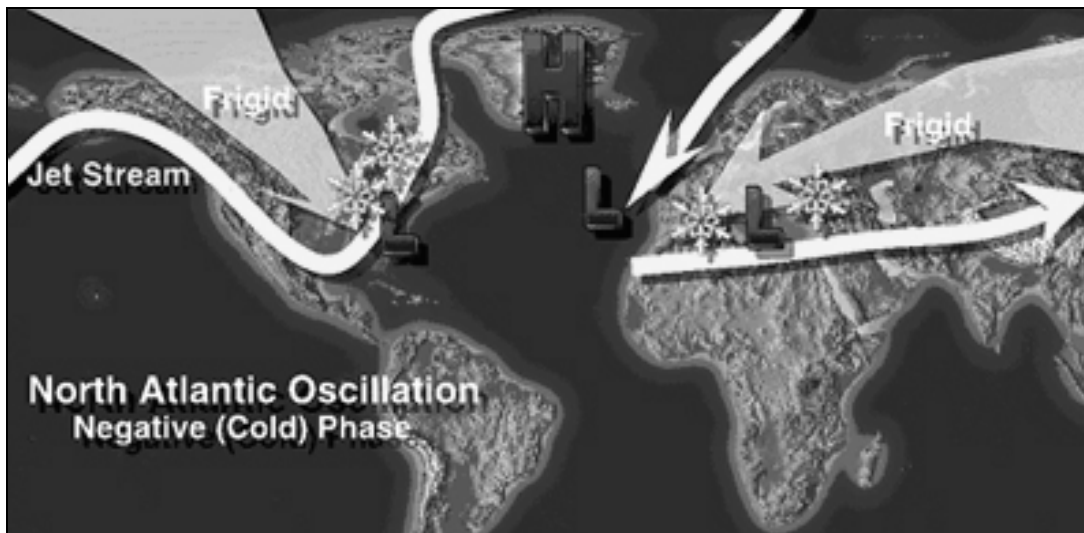
L'air froid pèse plus lourd que l'air chaud et aura donc tendance à créer une haute pression. Si cette haute pression se place sur l'Europe, elle aura tendance à amener de l'air froid sur son flanc sud, ce qui l'autoalimentera : c'est pourquoi les zones de hautes pressions peuvent se maintenir longtemps en hiver et la durée d'une vague de froid peut dès lors se prolonger plusieurs semaines.

La mise en place d'une vague de froid dépendra du placement des anticyclones cités ci-dessus.

La position de l'anticyclone des Açores, couplé à la position de la dépression islandaise, joue un rôle dynamique de premier ordre : c'est d'ailleurs sur leurs placements respectifs qu'est calculé l'indice NAO (North Atlantic Oscillation).

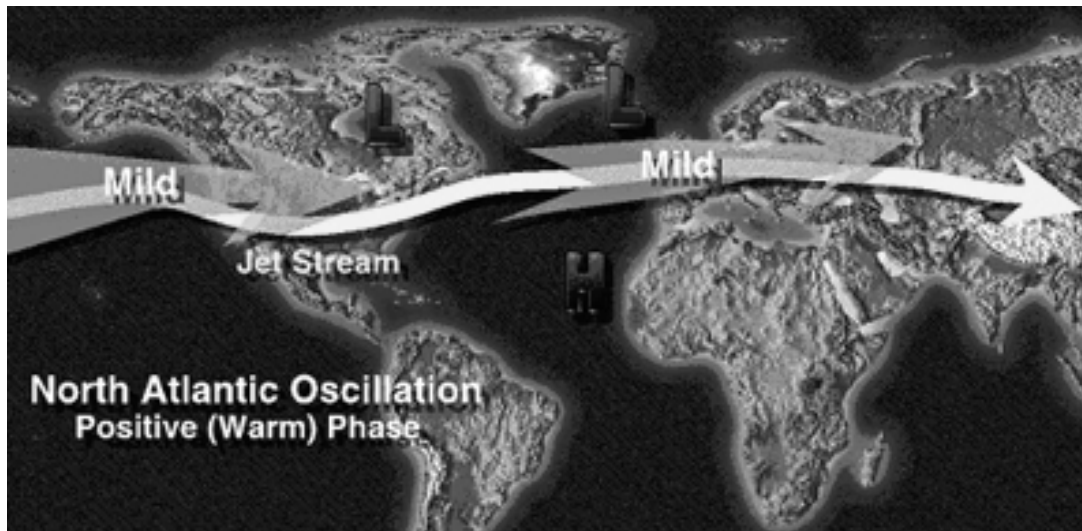
Cet indice est calculé à partir de la différence de pression entre Lisbonne (Portugal) et Reykjavik (Islande), en prenant l'anomalie de pression (écart à la moyenne) normalisée (divisée par l'écart-type de la pression).

Selon la valeur de cet indice, les dépressions atlantiques pourront ou non atteindre l'Europe. Lors d'un indice NAO négatif, les conditions sont telles que les dépressions atteignent difficilement l'Europe. Cette situation est donc plus propice à la mise en route d'une vague de froid sur notre continent.



Situation de NAO négative

Les deux autres anticyclones, à savoir le **polaire** avec sa ramification groenlandaise et **l'anticyclone de Sibérie** sont des **anticyclones thermiques**. Ils apparaissent en hiver suite à la présence d'air très froid sur ces régions. De leur présence et de leur force va dépendre l'arrivée ou non d'une vague de froid. L'indice AO (Arctic Oscillation) est un bon indicateur de la force de l'anticyclone polaire.



Source des deux illustrations : <http://www.intellicast.com/DrDewpoint>

Situation de NAO positive

Les dépressions méditerranéennes occupent une place à part. Durant l'hiver, elles jouent un rôle important dans la dynamique des vagues de froid car elles attirent vers elles l'air froid du continent. Ces dépressions jouent également un rôle dans des épisodes neigeux sur le flanc sud de l'anticyclone, comme expliqué ci-dessus.

Bibliographie

BROUYAUX F., MORMAL P., TRICOT Ch., VANDIEPENBEECK M. *La Belgique au fil du Temps*.
Ed. Le Roseau Vert.

SNEYERS R., les publications « *Le temps en ...* » (de 1956 à 1983).

METEOBELGIQUE, collectif « Dossier vague de froid » <http://www.meteobelgique.be>

Les données proviennent de la station d'Uccle de l'INSTITUT ROYAL DE METEOROLOGIE DE BELGIQUE (IRM).

Accidents de la route et types de temps dans la commune de Porto (Portugal) entre 2000 et 2005

Ana Monteiro¹, Adalberto Sousa¹, Mónica Santos¹, Natércia Martins¹

1 Departamento Geografia, Universidade do Porto, Portugal
anamt@letras.up.pt

Résumé : Porto est la seconde ville la plus importante du Portugal. Malgré une forte baisse de la population depuis trois décennies (moins de 300000 habitants), Porto continue à être un espace occupée par plus de 1 million de personnes (principalement le jour) et où circulent plus de 700000 véhicules par jour. La qualité d'un espace urbain s'évalue par son offre d'opportunités, par la qualité de son environnement mais aussi par sa performance dans la fluidité de circulation (de personnes et de biens). A Porto, l'absence d'un système de transport adapté (ex : transport public) a engendré une utilisation excessive de l'automobile privée et provoquée des impacts environnementaux, économiques et sociaux de grande ampleur. Le nombre d'accidents de la circulation (chocs, personnes renversées, etc.) est du au manque de fluidité de la circulation routière et résulte d'une équation composée de multiples inconnues où est incluse, le nombre de véhicules, la qualité du parc automobile, la manière de conduire et la météorologie. Même s'il est difficile de trouver une relation simple de cause à effet entre l'état de temps et les accidents de la route, une étude a été réalisée entre janvier de 2000 et de juin 2005 afin d'évaluer l'influence des paramètres météorologiques sur les accidents de la route. Du point de vue climatique, la période entre 2000 et 2005 correspond à plusieurs situations exceptionnelles parmi lesquelles on peut noter : a) l'hiver (2000/2001) le plus pluvieux du siècle ; b) l'hiver (2004/2005) le plus sec du siècle ; c) un des étés (2003) le plus chaud du siècle. Malgré des efforts de la prévention routière de justifier une tendance générale de diminution régulière du nombre d'accidents entre 2000 et 2005, les précipitations, la vitesse du vent et la température minimale semblent contribuer significativement à l'augmentation de certains types d'accidents (chocs, ...). Cette relation a été mise en évidence avec la réalisation d'une analyse en composantes principales et avec l'analyse des séquences critiques d'accidents.

Mots-clés : accidents, types de temps.

Abstract: Porto, the second most important city of Portugal, besides having seen a great decrease of inhabitants during the last three decades (less than 300 000), still have more than 1 million persons and around 700 000 vehicles per day making use of the urban space. As the excellence of an urban space is evaluated by the blend of opportunities offered, by the environmental quality and by the trouble-free traffic of people, goods and information, it's easy to understand how great are already the environmental, social and economic negative impacts generated at Porto by the absence of an integrated transports policy. Furthermore, the individual car addiction at Porto increased the vulnerability to the accidents risk. The number of road accidents depends of a complex equation that includes: the number of vehicles, the mechanical quality of the machines, the ability to drive and the weather. Our purpose is to evaluate the importance of the weather to the incidence of road accidents since January 2000 to June 2005. This periode includes several extreme events: a) winter 2000-2001 the highest rainfall of the century ; b) winter 2004/2005 the driest of the century; c) summer 2003 one of the hottest of the century. Besides the excellent results obtained by the road accident prevention authority to reduce the number and severity of accidents from 2000 to 2005, we came across the conclusion that the rainfall, the minimum temperature and the wind velocity seem to have a great influence to increase certain types of road accidents. We came across this conclusion after defining the most critical sequences of accidents and applying an ANOVA.

Key Words: accidents weater type

Introduction

Comme dans de nombreuses villes occidentales, le transport routier à Porto est un facteur important pour la promotion du développement de la région tant au niveau de la mobilité des personnes que pour le transport des biens. Pour cela, la vitalité de l'espace urbain nécessite un réseau routier adapté favorisant une bonne fluidité des transports. Durant ces 30 dernières années, les accessibilités routières se sont nettement améliorées au Portugal. Néanmoins, l'inexistence d'une stratégie intégrée de transport, associé à une conjoncture économique favorable, a provoqué une augmentation exponentielle du nombre de véhicules dans la

circulation. A Porto le taux de voiture est de plus de 600 véhicules/1000hab et on estime que plus de 700000 véhicules roulent par jour dans l'agglomération. Par conséquent, le nombre de personnes exposées au risque d'accidents de la route a fortement augmenté. Actuellement, le nombre d'accidents et leur gravité entraînant d'importants préjudices (matériels et vitaux) sont très importants, représentant même au Portugal, une des principales causes de décès.

Depuis la fin des années 90, le Portugal a fait d'importants efforts de recherche appliquée autour des différents facteurs responsables de l'augmentation des accidents de la route afin de mettre en œuvre des actions préventives à plus ou moins long terme. Les divers travaux réalisés dans ce domaine ont conclu à des résultats identiques à ceux obtenus dans d'autres pays, à savoir que les forts taux d'accidents de la route résultent principalement de deux causes : erreurs humaines (compétence, habilité, manque de civisme, ...) et défauts techniques (du véhicule, de la qualité du réseau routier, ...). Mais les défaillances humaines et techniques sont souvent aggravées ou atténuées par l'état du temps. Les précipitations intenses, la grêle, le givre, la neige, le vent fort, le brouillard, la luminosité excessive ou les températures extrêmes (basses ou élevées) sont, selon de divers auteurs, d'importants facteurs d'accroissement de la vulnérabilité au risque d'accidents routiers⁸.

Dans ce travail, l'objectif est d'étudier la relation entre les types de temps et les accidents de la route dans la commune de Porto (figure 1) en analysant les données de la station météorologique de Porto-Serra do Pilar sur la période de janvier 2000 à juin 2005 incluant l'hiver le plus humide (2000/2001), l'hiver le plus sec (2004/2005) et un des étés le plus chaud du siècle (2003). Durant cette période constituée de situations météorologiques diverses, les conditions de circulation routière, le nombre de véhicules dans circulation ou les caractéristiques techniques des véhicules n'ont pas subi de modifications importantes.

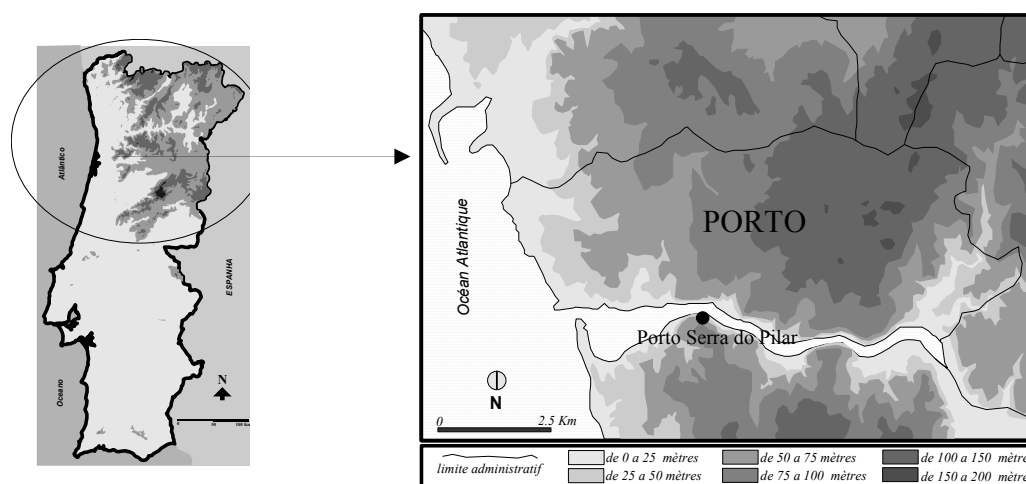


Figure 1 – Localisation de la station climatologique de Porto Serra do Pilar (Porto SP), sur la rive gauche du Douro, au sud de la ville de Porto

⁸Keay *et al.*, (2005) montrent que des valeurs de précipitation entre 5 et 10 mm/h peuvent produire une augmentation moyenne des accidents de 25.2% et que des valeurs entre 10 et 20 mm/h peuvent provoquer une augmentation moyenne de 48.8% d'accidents routiers. Moore et Cooper (1999) mentionnés par Andrey *et al.*, (2001) concluent que quand le brouillard diminue la visibilité au-dessous de 150 des mètres, cela représente un danger sérieux pour les conducteurs. Edwards (1996) montre que la présence de vents supérieurs à 22 noeuds multiplie par deux le risque d'accident. Edwards, 1999.

I. Méthodologie

Deux types d'informations ont été répertoriés et analysés. Les statistiques concernant les accidents de la routes étant peu précises, nous avons étudié les registres quotidiens d'accidents entre janvier 2000 et juin 2005 Parmi les insuffisantes informations statistiques sur le taux de sinistres disponible à la juridiction de la Police de Sécurité Publique de Porto (PSP)⁹. Ces données ont été analysées suivant la cause (obstacle, chute d'un arbre, ...) et les caractéristiques de l'accident (choc entre plusieurs véhicules, personne renversée, ...) et l'heure ainsi que le lieu ont été notés. Pour la même période, les registres quotidiens de température (maxima et minima), d'humidité relative (maxima et minima), de vent (vitesse moyenne), de précipitation totale, de brouillard, de givre et de grêle ont été traités à partir des données de la station météorologique de Porto-Serra du Pilar.

Après avoir construit une matrice initiale contenant ces diverses informations, nous avons fait successivement les traitements suivant : 1) réalisation d'une typologie des causes d'accident ; 2) définition des percentiles 90,95 et 99 de chaque type d'accident ; 3) définition des "périodes critiques" d'accidents de la route ; 4) définition des percentiles 95 et 99 des variables climatiques ; 5) évaluation de la relation entre le comportement des variables climatiques et les "périodes critiques" d'accidents de la route.

2. Résultats

2.1. Accident de la route à Porto

Entre 2000 et 2005, nous pouvons constater que le nombre d'accidents dans la commune de Porto a diminué de près 15% durant la période d'analyse (figure 2) et que plus de 85% des accidents sont des collisions (figure 3). Le vendredi est le jour de la semaine où se produit le plus grand nombre d'accidents et les mois avec le plus d'accidents sont : Juillet 2000 (711 cas), janvier 2001 (893 cas), novembre 2002 (660 cas), novembre 2003 (616 cas), mars 2004 (580 cas) et janvier 2005 (539 cas). Nous avons également constaté que sur la totalité du secteur qui est sous la responsabilité du Psp-Porto, cinq routes (principalement des grandes avenues ou des rocades) ont enregistré un nombre d'accidents nettement plus importants par rapport aux autres et cela quelque soit la période analysée (VCI, a Estrada da Circunvalação, a Av. da Boavista, a Av. Fernão Magalhães e a Av. AEP).

2.2. Accidents et type de temps

Les analyses statistiques entre les accidents de la route et les paramètres météorologiques ont montré que le vent et les précipitations sont les principaux éléments qui ont un impact sur les accidents (tab 1).

Percentil	Classificação	N° acidentes rodoviários	Temp. mín. (°C)	Temp.máx. (°C)	Prec. diária (mm)	Veloc.Vento (km/h)
0,90	Elevado	27	0,5 (P1)	26,4	12,8	36
0,95	Muito elevado	30	3,1 (P5)	29,3	21,6	41,6
0,99	Elevadíssimo	37	4,5 (P10)	34,1	44,3	55,9

Tableau 1 – Analyse statistique des registres journaliers des accidents en fonction du type de temps

⁹ En plus du PSP, il existe un autre organisme de sécurité responsable de la prévention routière : la Garde Nationale Républicaine (GNR et GNR-BT).

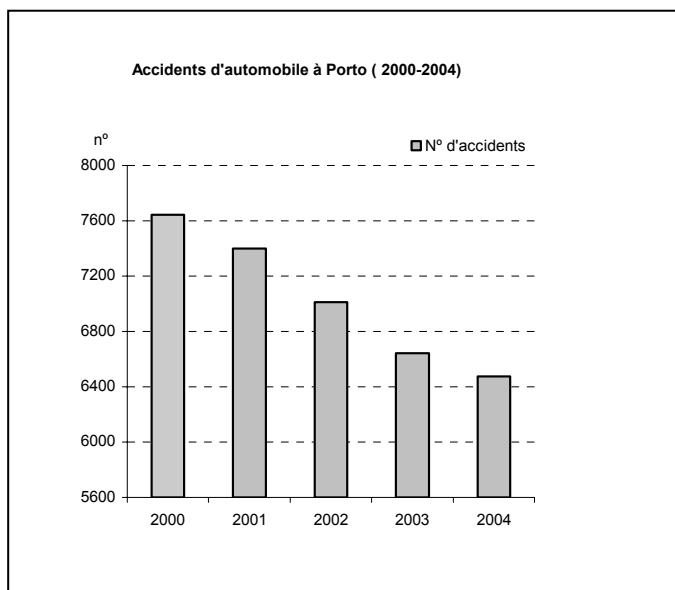


Figure 2 – Nombre d'accidents de la route à Porto

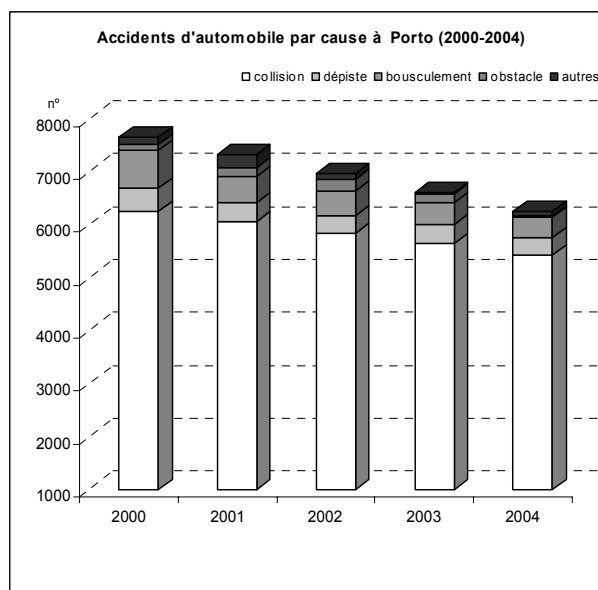


Figure 3 – Causes des accidents de la route à Porto

2.2.1. Précipitations et vent

Andrey, *et al* (2003) ont montré qu'au Canada, « ... les précipitation augmentent de 75% les collisions et dans 45% le nombre de blessés par comparaison avec des circonstances normales.. ». Edwards (1999) a démontré que, pendant la décennie de 80, au Pays de Galles et en Angleterre, environ 3.7% des accidents ont coïncidé avec des situations de vents forts. Nous avons tenté de vérifier si ces constatations se vérifient à Porto.

Les précipitations relevées en janvier 2001 (un des mois les plus pluvieux du siècle avec 391,2 mm) et le nombre d'accidents de la route avec le total mensuel d'accidents le plus élevé de toute la série (893 accidents) montrent qu'il existe une relation. Toutefois, cela ne permet pas de conclure qu'il existe toujours une relation directe entre les précipitations et le taux d'accidents¹⁰. Dans 54% des jours avec des précipitations supérieures à 12.8 mm, le nombre d'accidents est supérieur à 23 (nombre élevé), et cela se vérifie dans plus de moitié des cas (figure 4).

Néanmoins, il semble exister une augmentation du nombre d'accidents quand les précipitations se produisent après une longue période sèche et chaque fois que celles-ci dépassent la 25mm/jour¹¹. Entre 2000 et juin 2005, 26 périodes de sécheresse (ou avec très peu de pluie) se sont produites¹². Pour 15 de ces épisodes, une augmentation des accidents a été observée après le premier jour de précipitations¹³. De la même manière, après des périodes de sécheresse absolue¹⁴, les accidents augmente le premier jour où se produit les précipitations.

¹⁰ A titre d'exemple contradictoire, décembre 2004 a totalisé seulement 72,3mm de précipitation et a enregistré 574 accidents routiers.

¹¹ Contudo, se a precipitação for frequente e ocorrer um pico de precipitação, os acidentes não aumentam porque as pessoas tendem a adaptar-se ao estado do tempo. Néanmoins, si les précipitations sont fréquentes et importantes, les accidents n'augmentent pas parce que les personnes tendent à s'adapter à l'état du temps.

¹² Période sèche de 15 jours ou plus avec précipitations inférieures à 1mm - British Rainfall Organization.

¹³ Cela correspond à des journées d'été.

¹⁴ Sécheresse absolue : plus de 29 jours sans précipitation - British Rainfall Organization

La combinaison entre les précipitations et le vent fort semble avoir une relation forte avec l'augmentation du taux d'accidents¹⁵. Quand des précipitations élevées (> 12.8 mm) sont associées à des vitesses de vent supérieures à 36 km/h (vent fort), le nombre d'accidents de la route augmente fortement.

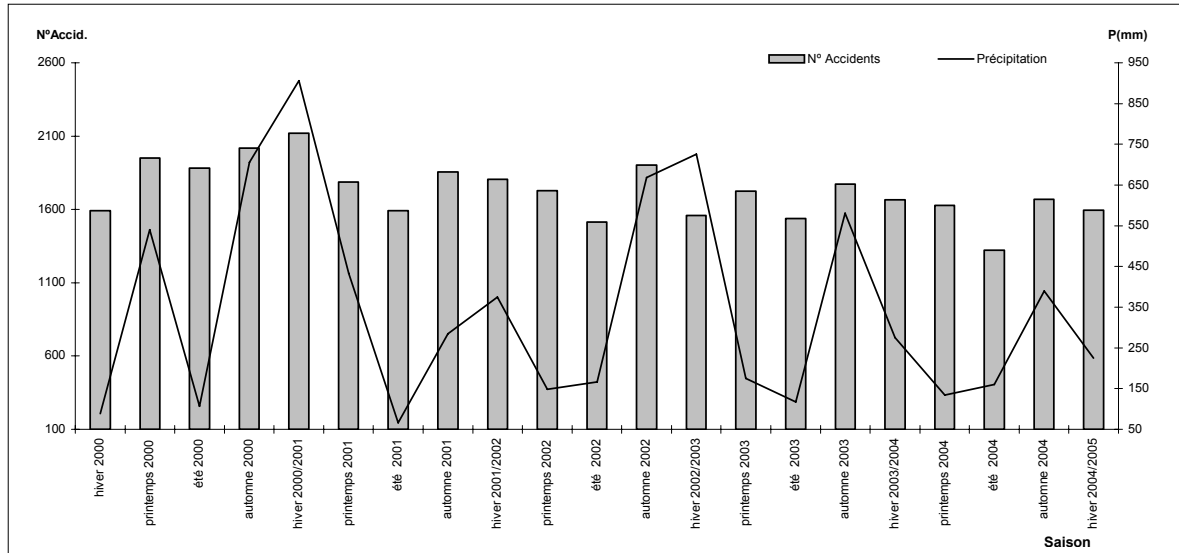


Figure 4 – Relation entre les précipitations saisonnières et les accidents de la route à Porto

2.2.2. Température, gelées et neige...

La série analysée ne montre pas de relation entre le nombre d'accidents de la route et les valeurs extrêmes de température. Par exemple, l'été 2003 qui a été exceptionnellement chaud n'a pas enregistré une augmentation du nombre d'accidents. Il n'existe absolument pas de relation significative entre les températures maximales extrêmes entre le 30 juillet et le 8 août 2003 et le nombre d'accidents de la route (figure 5).

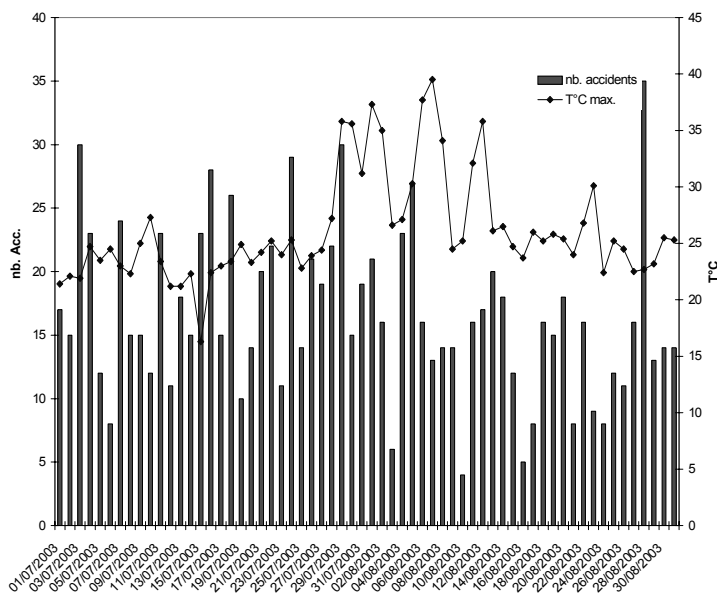


Figure 5 – Relation entre les températures maximales d'août 2003 et les accidents de la route

¹⁵ Les mois de décembre 2000, de janvier et de mars 2001 (Hiver 2000/2001) ont enregistré un nombre élevé de jours avec des vents forts ou très forts et des valeurs de précipitation très élevées, mais également un très grand nombre d'accidents.

Le contexte climatique de Porto – proche de l'Atlantique et sous l'effet de l'îlot de chaleur urbain – limite les épisodes de gelées et de givre. De ce fait pas, nous n'observons pas de relation entre cet élément climatique et le taux d'accidents. De même que nous n'observons pas de relation avec le brouillard pourtant ce type de situation est fréquent à Porto.

Conclusion

Cette analyse a montré que la relation entre les facteurs climatiques et les accidents de la route n'était pas évidente. Les précipitations et les épisodes de vent fort sont les seuls facteurs aggravants que nous avons pu mettre en évidence. Il apparaît donc qu'en milieu urbain, les deux facteurs principaux des accidents de la route sont les défaillances humaines et techniques.

Bibliographie

- ANDREY, J., MILLS, B., LEAHY, M., SUGGETT, J.- Weather as a chronic hazard for road transportation in Canadian cities, *Journal of Natural Hazards Research*, 28, 2003 p. 319-343.
- ANDREY, J., MILLS, B. – Weather Information and Road Safety. (2001)
Disponível em : <http://www.iclr.org/pdf/Road%20Safety%20-%20Jean%20Andrey.pdf>.
- BRITISH RAINFALL ORGANIZATION. Disponível em: <http://www.rmets.org/about/history.php>-
- EDWARDS, J.B. – The Temporal distribution of road accidents in adverse weather, *Meteorological Applications*, 6, 1999, p.59-68.
- EDWARDS, J. B. Weather-related road accidents in England and Wales: a spatial analysis, *Journal of Transport Geography*. Vol. 4, 1996, p. 201-212.
- KEAY, K.; SIMMONDS, I. The association of rainfall and other weather variables with road traffic volume in Melbourne, Australia, *Accident Analysis and Prevention*, 37, 2005, p.109–124.
- NOFAL, F.H., SAEED, AAW - Seasonal variation and weather effects on road traffic accidents in Riyadh City, *Public Health*, 111, 1997, p. 51-55.
- WHIFFEN, B., DELANNOY, P., SIOK, S. – Fog: Impact Road Transportation and Mitigation Options, 2003 – www.Chebucto.ca/science/AIMET/archive/whiffen_et_al_2003.pdf

Littoraux artificiels et changements climatiques : quels enjeux sociaux ?

Cas particulier des dunes gagnées sur la mer (golfe de Gascogne, France)

Jonathan Musereau

Laboratoire COSTEL (LETG - UMR 6554 CNRS, CAREN)
Université Rennes 2, France
jonathan.musereau@uhb.fr

Résumé : *Certaines dunes littorales du Golfe de Gascogne (France) peuvent être considérées comme « artificiellement » gagnées sur la mer. C'est notamment le cas des gains liés aux travaux menés pour enrayer l'ensablement des villages limitrophes qui sévissait durant le « Petit Age glaciaire » (XV^e au XIX^e siècle). En raison de l'actuel changement des conditions de forçage, une grande partie de ces dunes est sujette à une intense érosion marine. L'anthropisation du littoral (tourisme notamment) s'impose comme un facteur aggravant. Un travail de modélisation de la réponse du milieu aux conditions actuelles de forçage énergétique a également permis de montrer que l'intensité des événements climatiques ne suffisait pas à expliquer la dynamique observée et à prévoir.*

Mots-clés : Dunes littorales artificielles, morphodynamique, forçage climatique, enjeux

Abstract: *this paper deals with a part of costal dunes of the Gascony which is considered as artificial. Some of these gains are linked with the works of the fixing of the coastal dunes to stop burying which was initiated during the LIA (XV^e to XIX^e) and affecting several nearby villages. Today, a climatic shift is observed and the greater part of the studied sites is prone to a very intensive recession. Anthropic factors (especially tourism) spell a greater vulnerability of these very reactive territories. A model is here proposed to quantify the response of the environment resulting from the actual (and predicted) forcing of dynamics.*

Key Words: Artificial coastal dunes, morphodynamics, climate forcing, stakes

I. Morpho-Histoire et problématiques des dunes littorales « artificielles »

Les dunes « artificiellement » gagnées sur la mer sont préalablement définies comme suffisamment étendues et stabilisées pour que s'y développe un véritable écosystème. Une enquête socio-historique à l'échelle européenne a permis de montrer que le fort degré d'interaction Nature/Société y est à l'origine de progressions localisées du trait de côte. L'analyse, reposant sur l'hypothèse que leur genèse est en partie à considérer comme artificielle, a été affinée pour quelques massifs du Golfe de Gascogne (France). Durant le « Petit Age Glaciaire » (XV^e siècle au XVIII^e siècle), des températures plus basses (Leroy Ladurie, 1983), des conditions plus venteuses (Lamb, 1979), et une légère régression marine (González *et al.*, 2004) offrent des conditions propices à un apport sédimentaire le long des rivages sableux. Ces conditions sont favorables à un ensablement, porté vers l'intérieur, de la frange littorale (Orford *et al.*, 2000). Grâce à la plantation du pin maritime (XIX^e), ces dunes ont été progressivement fixées. L'enjeu est de portée nationale et les travaux sont, en grande partie, financés par l'Etat. Les résultats sont très vite encourageants et, en certains endroits, ces aménagements ont initié une avancée du trait de côte (jusqu'à plusieurs centaines de mètres dans le secteur de St-Trojan, au sud de l'île d'Oléron). Or, aujourd'hui, les conditions morphogénétiques ont évolué et la problématique est inverse (déficit sédimentaire, érosion). Ces espaces sont rendus d'autant plus vulnérables que leur potentiel touristique (surfréquentation) et les solutions apportées en matière de défense de côte engendrent souvent des perturbations supplémentaires et néfastes pour le milieu (figure 1).

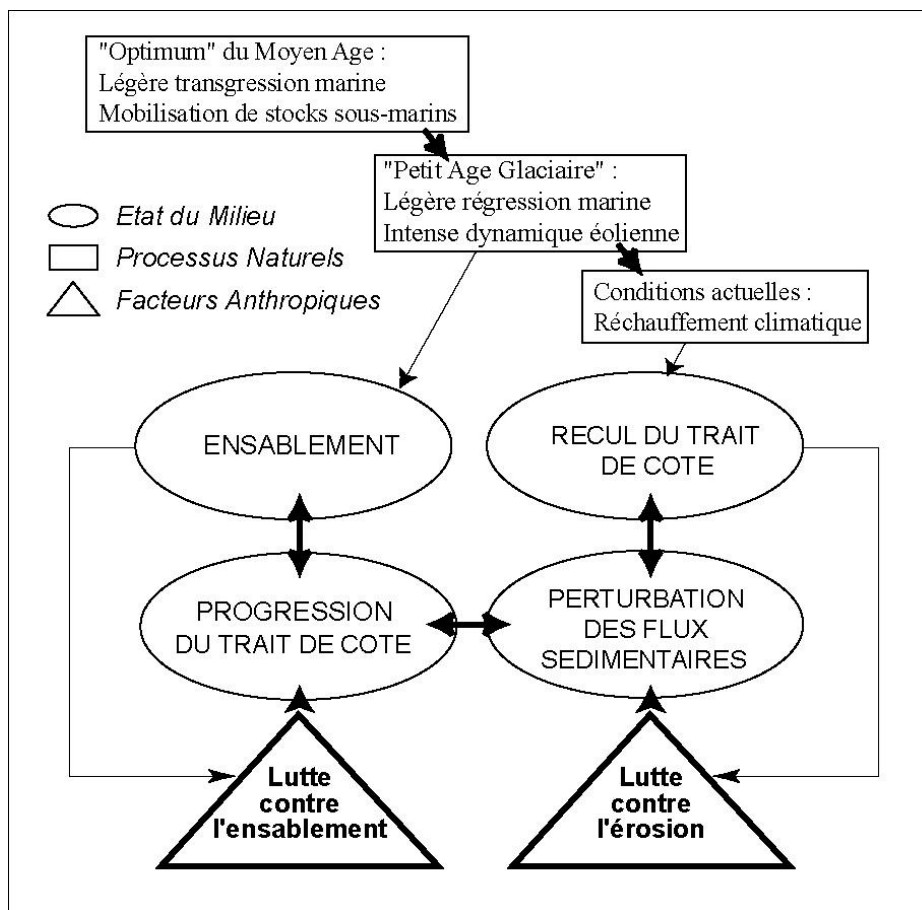


Figure 1 – Genèse d'un anthroposystème, les dunes littorales artificiellement gagnées sur la mer

2. « Global Change » et contraintes de société : vers de nouveaux enjeux

2.1. Effets de la dynamique actuelle et conséquences prévisibles du réchauffement climatique

Depuis les années 1980, pour la plupart, les dunes étudiées sont sujettes à une intense érosion marine, d'un niveau bien supérieur à la moyenne nationale. Le massif forestier, édifié pour protéger l'arrière pays, n'est plus en mesure de jouer pleinement son rôle. Suite aux épisodes tempétueux successifs de décembre 1999, ce déficit de résistance est d'autant plus significatif. Pour reprendre l'exemple d'Oléron, selon l'ONF, la déforestation occasionnée par ces événements approche 60% du massif. Durant le dernier trimestre 1999, le recul est estimé à 19 m à son extrémité sud (Prat, 2001). Malgré un retour à des conditions plus « calmes », cette tendance s'est depuis poursuivie. D'autre part, dans les décennies à venir, les conditions climatiques vont probablement évoluer de manière sensible. Il va, notamment, en résulter une élévation du niveau moyen de la mer et une intensification consécutive du rythme de recul du trait de côte (Paskoff, 1998). Mais cette évolution ne sera pas spatialement uniforme (Regnaud et Dubreuil, 1998).

2.2. Un facteur aggravant : l'anthropisation du littoral

Alors que la dynamique naturelle confère aux franges littorales une mobilité intrinsèque et, dans la plupart des cas, une tendance au recul, l'évolution des installations humaines obéit à une logique inverse de progression vers la mer et de fixité du trait de côte (Meur-Ferrec et Morel, 2004). N'est-il pas plus judicieux alors d'intégrer cette évolution prévisible aux projets

d'aménagement plutôt que de susciter des configurations à risque ? Dans le cas des dunes littorales, l'exacerbation de la dynamique naturelle est largement secondée par d'autres facteurs de vulnérabilité en raison de la pression touristique et/ou de solutions de lutte contre l'érosion parfois inadaptées (Miossec, 1998).

3. Modélisation du forçage énergétique et réponses prévisibles du milieu

3.1. Méthodologie, test et validation du modèle

Il s'agit, à partir d'enregistrements de données stationnelles, de calculer la valeur de forçage au niveau du système plage-cordon. Les paramètres relevés sont le vent, la houle et le niveau d'eau. Les résultats sont ensuite comparés aux données d'observation réalisées sur le terrain pour le calibrage du modèle. Ce dernier (Eq.) a été testé en 2003 et validé en 2005 sur un site expérimental, Vert-Bois (île d'Oléron, Charente-Maritime). D'autres tests sont en cours sur d'autres massifs du Golfe de Gascogne. Les trois principaux paramètres sont enregistrés avec une périodicité quotidienne. Ils sont ensuite combinés et pondérés à l'aide de coefficients comme suit :

$$(Eq.) \varphi = (+/-) V + \beta H + M^s$$

Avec : φ , niveau de forçage (indice sans unité) ; V, vitesse du vent moyen maximal en $m.s^{-1}$ (le recours aux signes permet de distinguer les vent de mer (positif) des vents de terre (négatif)) ; H, Hauteur significative des houles (m) ; M, niveau de la mer (m) ; β , coefficient pondération variant en fonction de l'orientation des houles ; s , opérateur de puissance majorant le rôle des très grandes marées par rapport aux marées ordinaires (variable selon les caractéristique marégraphiques et fixé empiriquement à 1,3 dans le cas de Vert-Bois). Les valeurs de φ sont ensuite comparée à celle du volume de la plage obtenu grâce à des mesures topographiques (de précision centimétrique en x, y, z) réalisées sur le même pas de temps. Cette méthode a permis d'établir un seuil de résilience/rupture, c'est-à-dire le niveau d'énergie que peut supporter le milieu avant de connaître une dégradation majeure (figure 2).

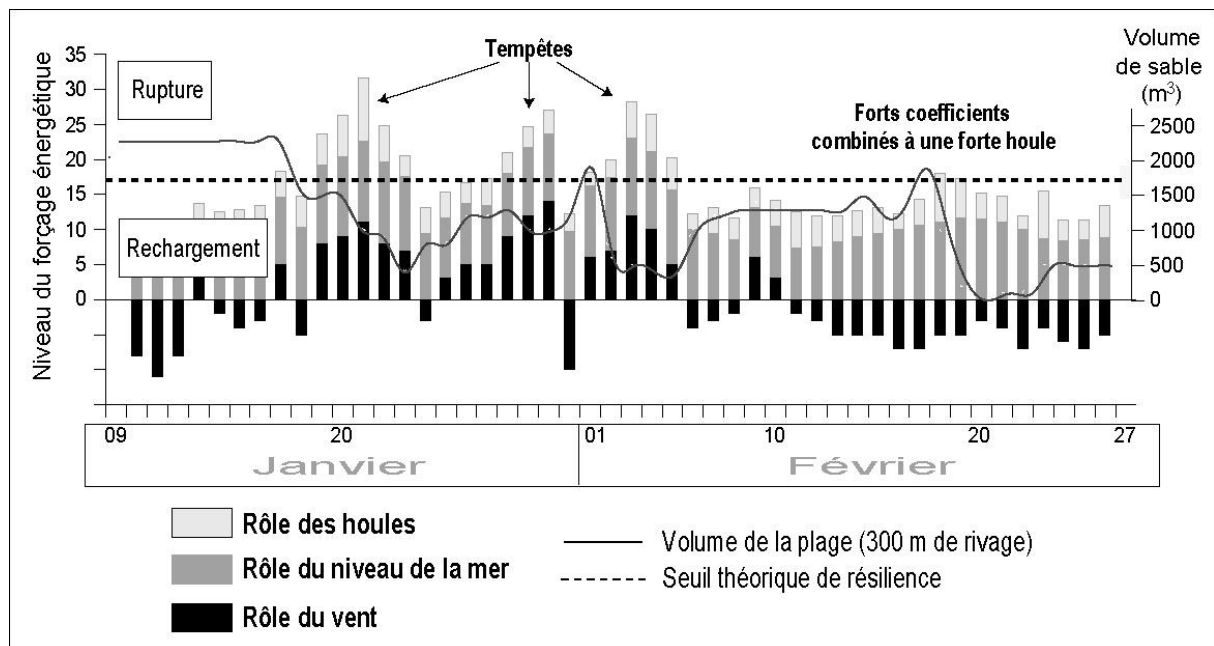


Figure 2 – Quantification du seuil de résilience/rupture d'une plage (site de Vert-Bois, 2003)

L'étude de la climatologie de la zone montre que ce seuil se situe très légèrement au-dessus du niveau correspondant aux conditions moyennes relevées depuis 30 ans. La résilience du

système est appréhendée comme le temps nécessaire à la reconstitution des stocks sédimentaires à la suite d'une rupture. De cette manière, la théorie des mouvements saisonniers du profil de plage (Bruun, 1962), relation simple entre le type de profil et le niveau de la mer, a pu être complétée de manière quantitative. Lorsqu'une rupture intervient en été, les pertes occasionnées sont plus rapidement remplacées par de nouveaux dépôts. La plage disposant d'un degré de résilience plus élevé et les événements climatiques responsables des ruptures (tempêtes, fortes houles, grandes marées) étant plus rares à cette période de l'année, son profil moyen diffère fortement de celui que l'on observe en hiver.

3.2. Les projections

Dans l'avenir, l'élévation du niveau de la mer devrait impliquer une hausse du niveau de forçage énergétique. L'impact des épisodes tempétueux pourra s'avérer plus destructeur puisque ces événements arriveront sur un niveau de base plus élevé (IPCC, 2001). Les durées de reconstitution des stocks sédimentaires seraient alors plus longues, signifiant une moindre résilience du système. En fonction de la propre variabilité du seuil modélisé plus haut, cette situation serait synonyme d'une probabilité de dépassement plus importante, se traduisant par une exacerbation du recul. Un autre type de modèle est à l'étude afin d'élargir l'analyse à d'autres facteurs de forçage (budget sédimentaire et place disponible, par exemple). En effet, une plus grande diffusion d'énergie peut aussi s'accompagner d'une augmentation des apports sédimentaires et/ou de la libération de nouveaux espaces (zones tampons disposant d'une plus grande résilience). Le principe général est de croiser, dans le temps, les quantités d'énergie, de matière et d'espace, disponibles sur la zone. A partir d'une quantification du niveau global de forçage, il est envisageable de simuler le comportement des formes littorales.

Bibliographie

- BRUUN P., 1962. Sea-level rise as a cause of shore erosion. *Journal Waterways and Harbours Division*, **88** (1-3), 117-13
- GONZÁLEZ, J.L., TÖRNQVIST, T.E., VAN DER BORG, K, DE JONG, A.F.M., 2004. A high-resolution basal peat record of sea-level change from the Mississippi Delta, 600 to 1400 years AD: Preliminary findings. *IGCP 495 Conference and Field Trip, Bar Harbor, Maine, USA*.
- IPCC, 2001. James J. McCarthy, Osvaldo F. Canziani, Neil A. Leary, David J. Dokken and Kasey S. White (Eds.). *Climate Change 2001: Impacts, Adaptation & Vulnerability Contribution of Working Group II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)*. Cambridge University Press, UK. 1000 p
- LAMB H.H, 1979. Climatic variation and changes in the wind and ocean circulation: the "Little Ice Age" in the northeast Atlantic. *Quaternary Research*, **11**, 1-20
- LE ROY LADURIE E., 1983. *Histoire du climat depuis l'An Mil*. Flammarion, Paris, 2 volumes, 287 et 254 p
- MEUR-FERREC C., Morel V., 2004. L'érosion sur la frange côtière : un exemple de gestion des risques. *Natures Sciences Sociétés*, **12**, 263-273
- MIOSSEC A., 1998. La question du recul des côtes - Erosion marine, les réponses. *MappeMonde*, **52**, 1998/4.
- ORFORD J., WILSON P., WINTLE A.G, KNIGHT J., BRALEY S., 2000. Holocene coastal dune initiation in Northumberland and Norfolk, eastern UK: climate and sea-level changes as possible forcing agents for dune initiation. In: Shennan, I. and Andrews, J. (eds.), *Holocene Land-Ocean Interaction and Environmental Change around the North Sea. Geological Society, London, Special Publications 166*, 197-217
- PASKOFF R., 1998. Conséquences possibles sur les milieux littoraux de l'élévation du niveau de la mer prévue pour les prochaines décennies. *Annales de Géographie*, **600**, 223-248
- PRAT M.-C, 2001. La côte charentaise : une dynamique littorale exacerbée (côte sud-ouest de l'île d'Oléron et côte d'Arvert). *LGPA-INTERMET (commandé par)*, 84 p.
- REGNAULD H., DUBREUIL V., 1998. L'élévation du niveau marin dans l'ouest français : signification climatique et conséquences géomorphologiques. *Annales de Géographie*, **600**, 117-138
- REGNAULD H., HUBER-MOY L., MUSEREAU J., 2004. *Risque littoral, évolution climatique et naturalité du dommage*. Information Géographique, **68**, 40-56

Risque climatique et culture cotonnière en Centrafrique

Sylvain Ndjendolé

Laboratoire de Climatologie, de Cartographie et d'Études Géographiques
Département de Géographie, Faculté des Lettres et Sciences Humaines,
Université de Bangui, République Centrafricaine
sndjendole@yahoo.fr

Résumé : *L'étude du risque climatique entre 1951 et 1990 montre que l'espace centrafricain a connu une forte variabilité depuis plus d'un quart de siècle. Cette variabilité est marquée par les sécheresses récurrentes qui ont, à plus d'un titre, sans doute contribué à la situation actuelle de déclin relatif des productions agricoles. La démarche a consisté à identifier les contraintes ou risques climatiques potentiels au cours de la saison culturale. Le bilan hydrique établi à partir du modèle SARRA a permis également de déterminer les indicateurs hydriques de la consommation en eau du cotonnier comme par exemple, les taux de satisfaction des besoins en eau (ETR/ETM) durant le cycle. Il apparaît que la partie Nord est plus exposée aux déficits hydriques, le taux moyen de satisfaction des besoins en eau durant le cycle est très influencé par les dates de semis.*

Mots-clés : Centrafrique, variabilité pluviométrique, culture cotonnière

Abstract: *The study of the climatic risk during the period 1951-1990 shows that Central African space knew a strong variability since more than one quarter century. This variability is marked by the recurring dryness which have, in more than one way, certainly contributed to the current situation of relative decline of the agricultural productions. The step consisted in identifying the potential constraints or climatic risks during the farming season. The hydrous assessment establishes starting from model SARRA also made it possible to determine the hydrous indicators of water consumption of the cotton plant such as for example, the satisfaction of the requirements out of water (ETR/ETM) during the cycle. It appears that the Northern region is exposed to the hydrous deficits, the average rate of satisfaction of the requirements out of water earthy the cycle is very influenced by the dates of sowing.*

Key Words: Central Africa, rainfall variability, cotton culture

Bref aperçu du cadre géographique et problématique de l'étude

L'espace centrafricain s'étirant entre 2°16' et 11°20' Nord et entre 14°30' et 27°30' Est, couvre une superficie de 623 000 km². Globalement, c'est une vaste pénéplaine d'une altitude moyenne variant entre 650 à 850 mètres. Néanmoins, certaines régions s'individualisent par leur hauteur : les massifs montagneux aux extrémités Ouest et Est (Yadé, 1420 m, Fertit, 1310 m), reliés l'un à l'autre par une ligne de crête séparant deux bassins : tchadien et oubanguien. Cette situation géographique lui confère des nuances climatiques assez variées (tropical humide au sud et tropical sec au Nord). De manière saisonnière, les centres d'action situés de part et d'autre de l'équateur déterminent le temps et les conditions pluviogéniques globalement favorables au développement des cultures. Mais l'analyse détaillée de la pluviométrie montre une variabilité importante préjudiciable aux cultures. C'est l'exemple de la culture cotonnière qui bénéficie de nombreuses innovations techniques permettant d'améliorer ses rendements, mais, ceux-ci restent toujours faibles. Est-ce que ces faibles rendements ont-ils de liens avec la variabilité pluviométrique ? L'instabilité du début de saison des pluies provoque-t-elle un bouleversement du calendrier cultural ?

Cet article tente donc de montrer la part de la variabilité climatique dans l'évolution de la production cotonnière. Notre démarche repose sur l'analyse statistique de la pluviométrie journalière afin d'identifier précisément les risques climatiques potentiels et réels encourus au cours de la saison culturale. Après avoir déterminé les dates probables de manifestation des pluies, on définira les contraintes pluviométriques à partir d'indicateurs hydriques pouvant

influencer la consommation en eau du cotonnier au cours des différentes phases de développement. Mais avant cela, on présente succinctement les données et la méthodologie.

I. Données et méthodes

Les données pluviométriques journalières sur la période 1951-1990 ont été utilisées. Elles proviennent des stations gérées conjointement par l'ASECNA et la Direction de la Météorologie Nationale de Centrafrique. A partir d'une analyse statistique descriptive, on a déterminé de manière fréquentielle, les dates probables de début de saison des pluies. L'analyse du Bilan Hydrique a été faite grâce au logiciel SARRA (Baron et *al.*, 1996).

2. Résultats

2.1. Un début de saison marquée par une forte variabilité

La figure 1 présente un gradient méridien des dates moyennes de début de saison des pluies en Centrafrique. En moyenne, c'est au cours de la 2^e quinzaine de mars que la saison démarre au sud-ouest et au centre-sud, représentant le bassin cotonnier du sud. Dans le bassin tchadien au nord de la dorsale, les pluies débutent un peu plus tardivement avec un écart d'un mois par rapport au domaine précédent. Sur une ligne passant au sud de la station de Paoua, la saison démarre entre le 16 avril et le 25 mai, elle est plus tardive (04 juin) dans l'extrême nord à la station de Birao. Ce décalage des dates de début des pluies sur l'espace centrafricain traduit bien la signature progressive de la mousson humide du sud-ouest vers le nord.

A la fréquence de 2 années sur 10 correspondant au scénario d'une année plus humide, la saison est plus précoce dans le bassin cotonnier du sud en l'occurrence, le centre-sud jusqu'à la latitude de Grimari où, elle est effective entre le 25 février et le 09 mars. Sur le plateau de Bocaranga et de Ndim jusqu'à la longitude des Mbrés, le début de la saison est reporté à fin mars début avril.

Au seuil de 8 années sur 10 qui correspond au scénario d'une année sèche, la situation est sensiblement différente (figure non montrée). La saison débute dans la 1^{ère} quinzaine d'avril au sud-ouest, alors qu'au niveau du « coude » de l'Oubangui dans le secteur de Kouango, pourtant à latitude égale, elle n'est effective que quelques semaines plus tard. D'ouest en est, sur un espace compris entre 4^e et 7^e nord, on assiste également à un décalage méridien entre les dates de début de la saison des pluies : 1^{ère} quinzaine de mai à l'ouest et 2^e quinzaine de mai à l'est. Le début de la saison des pluies présente donc d'une année à l'autre une variation sensible au sein d'un même domaine climatique, ce qui constitue avec les séquences sèches un risque majeur pour la culture cotonnière.

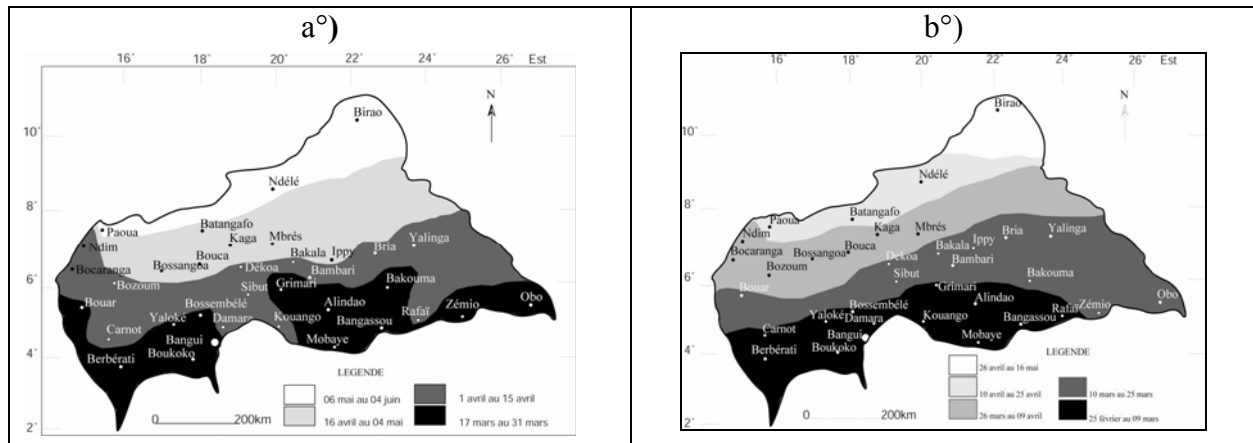


Figure 1 – Répartition spatiale des dates moyennes et fréquentielles de début de saison des pluies
a) dates moyennes ; b) fréquence de 2 années sur 10

2.2. La recherche des séquences de « jours sans pluie » dans la saison humide

On a recherché dans la saison des pluies (mai à octobre), le nombre de séquences de 1 à x jours pour lesquelles la valeur des pluies est inférieure à 1 mm. X correspond à la plus longue séquence de jours sans pluie. En climatologie, l'étude de ces séquences sèches est utile car, elle permet de mieux comprendre les causes climatiques des déficits pluviométriques mensuels et saisonniers ainsi que les changements susceptibles d'affecter l'évolution des précipitations (Assani, 1999). Sur le plan agricole, ces séquences sèches en particulier, en début de saison des pluies peuvent entraîner non seulement l'assèchement de la réserve en eau du sol, mais aussi un bouleversement du calendrier cultural. De même, lorsque ces séquences sèches apparaissent durant les phases phénologiques de sensibilité des plantes au manque d'eau, suivant leur intensité, elles peuvent augmenter le risque de mauvaises récoltes. Ainsi, la connaissance des séquences sèches et de leur durée permet de gérer au mieux le calendrier cultural. Par commodité, nous présentons les résultats des mois de mai et juin qui ont plus de séquences de jours sans pluie.

Les mois de mai-juin sont pour l'ensemble des deux bassins cotonniers centrafricains, le point de départ effectif du calendrier cultural. Dans le bassin cotonnier du nord, les séquences de plus de 15 jours sans pluie sont assez fréquentes d'une année à l'autre dans les stations de Paoua, Bossangoa et Kaga Bandoro. Elles ont des durées plus importantes au cours des années 60, 70 et 80. On y dénombre respectivement 5 et 6 séquences de 15 jours sans pluie voire 21 jours secs consécutifs en 1971, 1972, 1973, 1982, 1983. Ces séquences sèches sont à l'origine des « faux départs » des campagnes agricoles dans le bassin cotonnier du nord.

En revanche dans le bassin cotonnier du sud, ce sont de courtes séquences de 5 à 10 jours consécutifs sans pluie qui sont les plus observées. La fréquence des séquences sèches et leur allongement traduisent bien la péjoration pluviométrique observée en RCA depuis le milieu des années 60. Elles constituent donc un risque majeur pour la culture cotonnière et sont à l'origine du décalage des dates de semis.

2.3. Impact des séquences sèches sur le calendrier cultural

2.3.1. Sur le décalage des dates de semis

Un des objectifs de ce travail est de montrer le risque climatique en début de culture. Ce risque est évalué en fonction des dates de semis qui sont généralement très fluctuantes à cause de la variabilité observée dans le calendrier des pluies. En fonction des dates de semis, on peut estimer les chances de réussite de la culture en calculant la satisfaction des besoins en eau durant ses différentes phases de développement. Les dates optimales de semis qui ont

permis d'obtenir ces résultats ont été fixées en tenant compte des pratiques paysannes et des résultats de l'analyse fréquentielle de la pluviométrie. Ces dates assurent à la fréquence de 8 années sur 10, une satisfaction globale des besoins en eau > à 70% durant les phases sensibles c'est-à-dire, les phases de floraison 1 et floraison 2 (figure 2).

Pour la zone soudano-sahélienne, quel que soit le type de sol, les semis précoces, c'est-à-dire du 10 juin, souffriraient d'un déficit d'alimentation hydrique durant la phase végétative qui dure 45 jours après semis. Cette phase coïncide avec la période de fléchissement pluviométrique de la 2^e décennie de juin observé dans cette zone (Ndjendolé, 2006). Durant cette période, où, des séquences de jours consécutivement secs sont observées, on constate un faible taux de satisfaction des besoins en eau, qui est de 54 % alors qu'il devrait être autour de 70 %. Pour la culture cotonnière, les périodes optimales de semis à la fréquence de 8 années sur 10 se situeraient donc entre le 20 et le 30 juin. Les semis réalisés au delà de ces dates, considérés comme des semis tardifs, connaîtraient une contrainte hydrique majeure, d'autant plus que, les sols n'ont pas ici une grande capacité de rétention. Le risque climatique encouru se situe également au niveau de la satisfaction des besoins en eaux des cotonniers. A cet effet, un indicateur a été calculé pour déterminer le seuil.

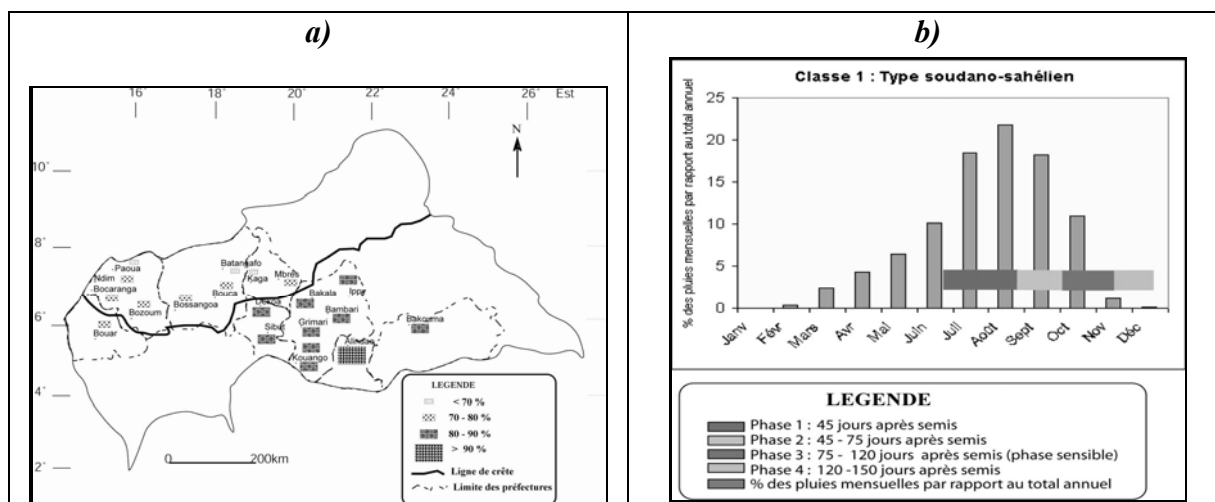


Figure 2 – a) Variabilité spatiale du TSBE dans les 2 bassins cotonniers ;

b) Ajustement du cycle de développement du cotonnier en fonction des dates de semis : semis du 30 juin

2.3.2. Sur la satisfaction des besoins en eau des cultures

La satisfaction des besoins en eau des cotonniers est obtenue en rapportant ETR/ETM. C'est un indicateur très important qui précise le niveau de satisfaction des besoins en eau d'une plante au cours de son cycle. Pour ce travail, on a retenu que, lorsque le taux de satisfaction des besoins en eau (TSBE) est supérieur ou égal à 70 %, il n'y a pas altération du fonctionnement hydrique du cotonnier ; si le taux est compris entre 30 et 60 %, il correspond à une limitation de la vitesse de croissance racinaire ; s'il est en dessous de 30 %, la plante est en situation de dysfonctionnement, ceci toutefois, en fonction des stades de développement. Les stades sensibles sont les stades 2 et 3, c'est-à-dire, le début de floraison et le pic de floraison (Mc Michael et Hesketh, 1982). L'indice de satisfaction des besoins en eau à la phase 4 correspond à un dessèchement du profil en fin de cycle et, en situation favorable, il doit être compris entre 60 et 30 %, ce qui peut permettre aux cotonniers semés en retard de profiter du peu d'humidité du sol pour boucler leur cycle. Le risque est permanent pour les dates de semis tardifs comme on peut constater sur la figure 3.

Pour la date de semis du 20 juin, on note que le taux de satisfaction des besoins en eau durant la phase 1 est de 72,1% en valeurs moyennes, de 76% à la fréquence de 2 années sur dix et

enfin de 63,8 % pour la fréquence de 8 années sur dix. La phase 4 est marquée par un taux inférieur à 50 % confirmant ainsi, le dessèchement progressif du sol en fin de saison des pluies. Les semis du 10 juillet connaîtraient des difficultés hydriques durant la phase 3 c'est-à-dire, la phase critique, le TSBE est inférieur à 70%. Ce taux atteint la limite au delà de laquelle le rendement peut être affecté. Les semis du cotonnier au cours de cette période sont à proscrire car la phase sensible coïncide avec une période de forte irrégularité des pluies.

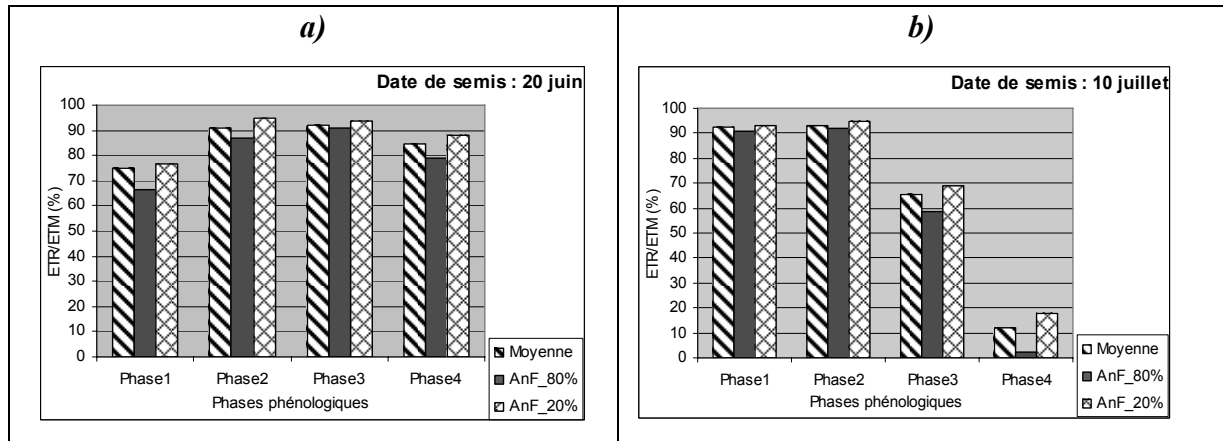


Figure 3 – Taux de satisfaction des besoins en eau (ETR/ETM en %) aux différentes phases phénologiques du cotonnier semé à différentes dates (1951-1990)

Conclusion

En résumant l'ensemble des résultats pour les différents domaines climatiques analysés, il convient d'admettre que le problème de risque climatique se pose durant la phase phase sensible pour des cas de semis trop précoces et trop tardifs. En revanche, pour des semis effectués entre le 20 et le 30 juin, les TSBE sont $>$ à 70% durant la phase sensible. Dans l'hypothèse d'une réserve utile de sol de 80 mm/m, cette valeur peut expliquer une grande part de la variabilité des rendements. Les semis de cotonniers seraient à conseiller pour les dates comprises entre le 20 et le 30 juin. Toutefois, la répartition géographique des TSBE montre que la zone située au-delà de 7° nord est plus exposée au risque de stress hydrique.

Bibliographie

- ASSANI A.A., 1999 : Variabilité temporelle et persistance des épisodes secs en saison des pluies à Lubumbashi (Congo-Kinshasa). In *Sécheresse*, volume 10, Numéro 1, pages 45-53.
- BARON C., PEREZ P., MARAUX F., 1996 : Guide d'utilisation de SARRABIL, Bilan Hydrique à la parcelle. CIRAD-CA, Unité de Recherche "Gestion de l'eau". Montpellier, 32 pages.
- MC MICHAEL B.L., HESKETH J.D., 1982 : Field investigations of the response of cotton to water deficits. *Field Crops Res.*, 5:319-333.
- NDJENDOLE S., 2006 : Impact de la distribution des pluies à l'échelle décadaire sur le calendrier cultural en Centrafrique. Communication à l'atelier du lancement du projet CORUS à Brazzaville. Janvier 2006.

Le gradient thermique dans les Carpates Méridionales

Gheorghe Neamu

Université d'Oradea, Roumanie
gneamu@yahoo.com

Résumé : *Il est important d'établir la variation de la température de l'air dans les régions de montagnes, du point de vue théorique et pratique. Les Carpates Méridionales possèdent une orientation est-ouest, en partant de la vallée de la Prahova, jusqu'au couloir dépressionnaire de Timiș-Cerna, dans la province du Banat. Elles se caractérisent par une altitude élevée (Pic Moldoveanu à 2444 m), des paysages de type alpin, spécialement dans les Monts de Făgăraș, où il n'y a plus d'habitats humains permanents au-dessus de 1400-1500 m. L'article analyse le gradient thermique vertical à diverses saisons et à différentes altitudes. Pendant le printemps et l'été, le gradient thermique est plus important que durant l'automne et surtout, l'hiver. Par comparaison, la décroissance de la température est en fait plus rapide aux altitudes élevées qu'aux altitudes inférieures.*

Mots-clés : Montagnes, Carpates, gradient thermique, inversion thermique.

Abstract: *Establishing air temperature variations and thermal gradients in the Southern Carpathians is very important both from a theoretical and practical point of view. The Southern Carpathians east west oriented extend from the Prahova Valley to the Timiș-Cerna Corridor, in Banat. There are few meteorological stations in the Alpine zone because of high altitude (2544m the Moldoveanu Peak), Alpine aspect especially in the Făgăraș Mountains, and the scarcity of mountain settlements. The paper analyses the thermal interval in various seasons and at various altitudes. Temperature gradients are higher in spring and summer than in autumn and especially in winter, when they are lower. At high altitudes temperatures decrease faster with height than at lower levels.*

Key Words: Mountains, Carpates, thermal gradient, thermal inversion.

Introduction

La détermination de la variation de la température de l'air, en relation avec l'altitude, est importante aussi bien du point de vue théorique que pratique. On peut par exemple établir la répartition des paramètres liés à la température dans diverses masses d'air ou alors situés à différentes altitudes. Il est aussi possible de comparer les écarts thermiques par rapport aux valeurs moyennes établies sur une période interannuelle et pour une région spécifique. D'un point de vue pratique, la connaissance du gradient thermique permet d'établir des différences entre versants à diverses altitudes, exposés d'une manière différente au soleil et/ou à la circulation des masses d'air, facilitant ainsi leur étude.

I. L'espace étudié

Les Carpates Méridionales possèdent une orientation est-ouest, de la vallée de la Prahova, à l'est, jusqu'au couloir dépressionnaire de Timiș-Cerna, à l'Ouest. L'altitude dépasse, pour quelques sommets, 2 500 m (Omu : 2505 m, Moldoveanu : 2 544 m, Negoiu : 2 535 m, Parângul Mare : 2 519 m et Peleaga : 2 509 m). Les monts Făgăraș et Retezat ont un aspect typiquement alpin. Régionalement, il est possible de différencier très clairement les étages climatiques différenciés par l'altitude, qui impriment également une différenciation visible dans les étages de végétation.

En général, les montagnes sont habitées depuis des temps anciens jusqu'aux altitudes proches de 1 400-1 500 m. Plus haut, il n'y a que des habitats passagers, liés aux travaux de bûcherons et de bergers. Quelques stations météorologiques ont cependant été installées dans ces espaces

de montagnes à la fin du XIX^e siècle (par exemple Sinaia, en 1887, située à 880 m ; ou bien Câmpulung, en 1888), puis au commencement du XX^e siècle (par exemple Rucăr, en 1900, ou Vf. Omu en 1928). Après la Deuxième Guerre Mondiale, un certain nombre de nouvelles stations d'altitude sont encore installées (Țarcu, Parâng, Păltiniș, Predeal).

Afin d'établir un gradient thermique caractéristique des Carpates Méridionales, les données des stations météorologiques possédant un longue période d'observations (60 ans) sont d'abord utilisées. Mais les stations ayant une période d'enregistrements plus courte et installées dans le massif de Bucegi (à Casa Peștera, dans la vallée de Ialomița et à Sinaia, à environ 1500 m) d'altitude sont également analysées.

2. Résultats

Les informations climatiques des stations de montagne permettent l'étude des caractéristiques climatiques des Carpates Méridionales. C. Dissescu (1929) a réalisé la première étude sur la variation des températures de l'air en fonction de l'altitude. Il a constaté que le gradient thermique vertical moyen est de 0,55°C pour 100 mètres. S.M. Stoenescu (1957), dans son travail doctoral, a montré que les couches thermiques des différentes altitudes ne sont pas parallèles, mais aussi qu'elles ne sont pas synchrones, ce qui amène à la conclusion que la structure thermique verticale de la troposphère subit des modifications pendant toute l'année.

Stations	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année	Périodes
Vf. Omu (2509 m) Sinaia (872 m)	0,39	0,50	0,55	0,67	0,70	0,66	0,63	0,58	0,51	0,45	0,40	0,38	0,54	1928-1945
Vf. Omu (2509 m) Casa Pe tera (1615 m)	0,40	0,66	0,57	0,81	0,82	0,83	0,79	0,73	0,65	0,61	0,57	0,37	0,66	1928-1940

Tableau I – Les valeurs moyennes mensuelles (en °C) du gradient thermique vertical pour quatre stations des Carpates Méridionales (d'après S.M. Stoenescu, 1957)

Le gradient thermique vertical sur le versant de la Prahova (versant sud des monts Bucegi) présente une valeur moyenne annuelle de 0,54°C/100 m, avec une variation moyenne comprise entre 0,40°C/100 m l'hiver et plus de 0,60°C/100 m pendant l'été.

Elena Teodoreanu (1980), qui a étudié le versant occidental des monts Bucegi, établit, dans sa thèse de doctorat, que dans cette région, les gradients thermiques verticaux sont plus faibles dans la partie inférieure de la montagne (dans le couloir de Rucăr-Bran), avec 0,49°C/100 m sur le versant sud et 0,41°C/100 m sur le versant Nord du couloir de Montan, en comparaison avec 0,60°C/100 m à des altitudes supérieures à 1 400 m (par exemple Fundata, à 1 371 m, par rapport à Vf. Omu, à 2505 m). Les gradients au sol sont également plus grands que dans l'atmosphère libre.

Le chauffage du sol et de l'atmosphère est différent en fonction des paysages de montagne. En général, la surface active aux altitudes réduites dégage la chaleur dans l'espace environnant. La chaleur se propage par convection thermique des régions de basses altitudes vers les sommets, ainsi que grâce aux brises de vallée, le phénomène étant plus actif sur les versants ensoleillés que sur les versants abrités. Mais si une masse d'air froid est très homogène, il peut apparaître une isothermie sur un grand profil vertical, comme cela a été enregistré en janvier 1942, avec une masse d'air froid exceptionnelle qui explique les températures moyennes de -11°C à Brașov (528 m) et à Vf. Omu (2 505 m).

Mais le phénomène le plus connu dans les dépressions ou dans les vallées de montagne est l'inversion thermique, résultat de brises de montagne qui apportent l'air froid des sommets en direction des régions plus basses.

Pour établir l'écart thermique, les températures moyennes annuelles sont analysées sur trois profils topoclimatiques : à Sinaia-Vf. Omu (pour une exposition est), à Petroșani-Parâng (pour des versants exposés à l'ouest avec des conditions favorables à l'installation d'inversions thermiques) et à Sibiu-Păltiniș (pour des versants exposés au nord). On constate que les gradients sont plus faibles aux horizons inférieurs de l'atmosphère tandis qu'ils augmentent au-dessus de 1400-1600 m d'altitude.

A l'échelle des valeurs thermiques saisonnières, on constate que pendant le printemps et l'été, les gradients thermiques sont plus importants, alors qu'ils diminuent au cours de l'automne et surtout l'hiver. D'après les valeurs mensuelles, les gradients thermiques les plus élevés sont enregistrés pendant les mois de mai, juin, juillet et août, alors que les plus faibles valeurs interviennent pendant les mois de décembre, janvier et février, avec un gradient de seulement $0,10^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ (exemple des dépressions de Petroșani et de Sibiu). Cet écart réduit s'explique par la stagnation de masses d'air froid dans les régions de faible altitude et possédant un horizon fermé, avec des inversions thermiques très fréquentes durant la saison froide.

La convection thermique n'existe pas pendant l'hiver ou alors, elle est très faible pendant des vagues de chaleur. Mais elle est en revanche très marquée pendant les mois chauds de l'année. L'échauffement dans les dépressions assez larges, avec une radiation solaire élevée et un calme atmosphérique expliquent un gradient qui peut aboutir à des valeurs de $0,70$ à $0,83^{\circ}\text{C}$ par 100 mètres d'altitude.

Conclusion

Le gradient thermique vertical présente des différences importantes entre les saisons froides et chaudes de l'année. En même temps, il y a des variations de gradients en fonction des différents massifs montagneux, ainsi qu'en fonction de l'exposition des versants et de la forme de relief. Le gradient est également variable selon les caractéristiques de la masse d'air, froide au chaude, stable ou instable, plus ou moins épaisse.

Bibliographie

- DISSESCU C., 1929 : Variația temperaturii cu altitudinea în Masivul Bucegilor. *Buletin Meteorologic Lunar, seria II-vol. IX, 8*, București.
- STOENESCU S., 1957 : *Clima Bucegilor*. Ed. Tehnică, București.
- TEODOREANU E., 1980 : *Culoarul Rucăr-Bran. Studiu climatic*. Edit. Academiei, București.

Scénarios climatiques pour le Bénin méridional et central et modélisation des rendements des cultures vivrières à l'aide du logiciel DSSAT V.4

Euloge Ogouwalé¹, Michel Boko¹, Firmin Adjahossou²

1 Laboratoire d'Etude des Climats, des Ressources en Eau
et de la Dynamique des Ecosystèmes

2 Faculté des Sciences Agronomiques
Université d'Abomey-Calavi, Cotonou, République du Bénin

Résumé : Les données climatologiques du Bénin méridional et central à l'horizon 2050 ont été simulées en se fondant sur trois scénarios climatiques à savoir l'"analogue sec", l'"analogue humide" et le SRESA2/HadCM2. Les "rendements futurs", des principales denrées alimentaires, déterminés grâce au logiciel DSSAT V4.0, baisseront. Cette réduction serait dans l'ordre de 6 à 40% dans le "scénario analogue" sec et de 10 à 30% dans le scénario SRESA2/HadCM2. La situation paraît moins difficile pour les cultures testées dans le scénario 'analogue humide'.

Mots-clés : Bénin, Scénarios climatiques, cultures, rendements

Abstract: The outputs of the DSSAT V.4 show agricultural yield will decrease. A comparison of the "future yields" and those consigned in the compendium of the statistics of the MAEP shows that the decrease of the yields would be in order from 6 to 40% according to the dry scenario and from 10 to 30% according to the SRES/HadCM2 scenario.

Key Words: Benin, climate scenarios, cultures, crops

Introduction

Les changements climatiques auront des impacts sur l'agriculture des pays en développement (IPCC, 2001).

Issa (1995) et Ogouwalé (2001) ont montré la forte corrélation qui existe entre le rendement des cultures et la pluviométrie au cours de la grande saison agricole dans les différentes régions du Bénin. En outre, les implications agricoles de la fragilité climatique ont été largement abordées dans les études de Boko (1988), Afouda (1990), Houndénou (1999), Ogouwalé (2001 et 2004). Selon ces auteurs la forte variabilité de la pluviométrie et les différents contrastes saisonniers caractérisant le climat qui déterminent l'évolution des rendements agricoles dans les différentes régions agricoles du Bénin. Un tel contexte de forte dépendance climatique de l'agriculture béninoise sera aggravé par les changements climatiques qui seront dus à l'accroissement atmosphérique des gaz à effet de serre.

Cette étude est une contribution à la détermination des climats futurs et de leurs impacts sur les rendements des cultures dans le Bénin méridional et central.

I. Données et méthodes

Les données sur les rendements (période 1983-2002) sont tirées des compendia des statistiques du MAEP. Les cultures vivrières : arachide, igname, maïs, manioc, niébé, piment, riz et tomate sont choisies en fonction de leur importance dans les habitudes alimentaires des populations du Bénin méridional et central (figure 1).

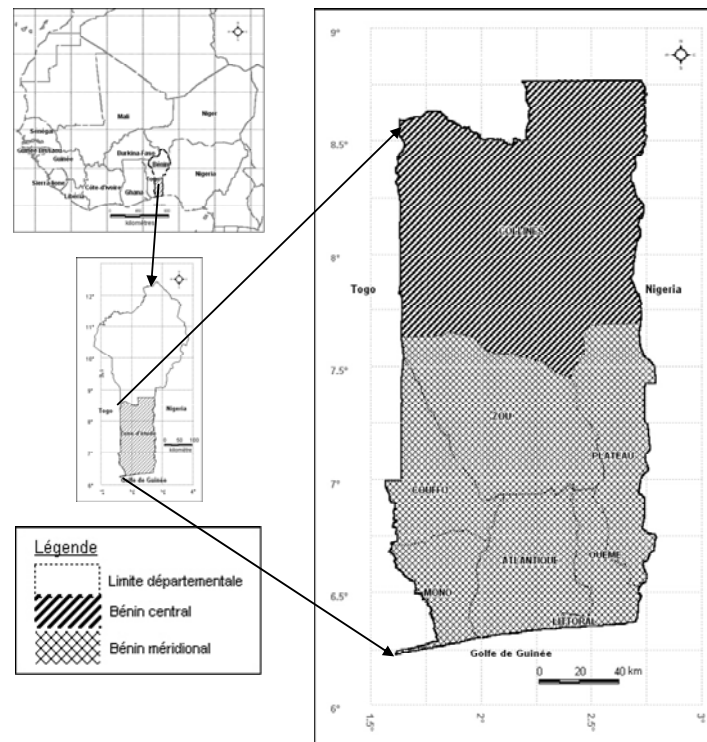


Figure 1 – Situation géographique des régions d'étude

L'étude est faite à partir des données de trois (3) stations synoptiques, de deux (2) stations agroclimatiques et d'un (1) poste pluviométrique. Les stations choisies ont été celles qui offrent des séries d'observations suffisamment longues (au minimum de 60 ans). Toutes ces stations appartiennent au réseau d'observatoires de la Direction de la Météorologie Nationale (DMN).

Trois scénarios climatiques ont été utilisés pour évaluer les impacts potentiels des changements climatiques sur les rendements des cultures.

Le Scénario Analogue Sec (SAS) et le Scénario Analogue Humide (SAH) sont développés dans cette étude au titre du modèle empirique. L'analogue sec correspond aux conditions climatiques de la normale 1971-2000, marquée par une péjoration pluviométrique et des minima thermométriques en hausse (Boko, 1988 ; Afouda, 1990 ; Houndénou, 1999 ; Ogouwalé, 2001 et 2004).

Le Scénario Analogue Humide (SAH) est construit à partir des données de la période 1941-1970. Cette séquence du climat a été marquée par une pluviométrie importante par rapport à la normale 1971-2000 (Ogouwalé *et al.*, 2003 ; Yabi *et al.*, 2004 ; Totin, 2005).

Le troisième scénario (le modèle expérimental) combine les résultats des modèles climatiques simples (MCS) avec les résultats des modèles climatiques globaux (MCG), déjà employés par Hulme (1996), Centella (1999), Parry (1990), Issa (1995) et Ogouwalé (2001 et 2004). Pour déterminer les paramètres du climat de 2050, le HadCM2 (Hadley Centre Unified Model 2) dans lequel le climat simulé s'est réchauffé d'environ 4°C d'ici 2060 et dans lequel la concentration en CO₂ est supposée être de 530 ppm aux alentours de 2050, est le générateur utilisé.

Le calcul des hauteurs moyennes mensuelles des précipitations futures s'est effectué comme suit : Hauteur future = hauteur normale (1961-1990) ou des valeurs des séquences considérés

pour les scénarios analogues sec et humide + Px avec Px = le taux d'évolution extrait de SCENGEN.

Les températures futures sont extrapolées en ajoutant la valeur de l'augmentation sous SRESA2 à la moyenne de la période de référence pour chaque scénario. Ces étapes furent exécutées avec la version 2.4 du logiciel MAGICC/SCENGEN (Model for Assessment of Green House Gaze Induced Climate Change/Scenario Generator), décrite par Hulme et *al.* (2000), sous le scénario d'émission SRESA2.

La modélisation du "rendement futur" est faite grâce au DSSAT V.4. Ce modèle inclut la réponse physiologique des cultures aux paramètres climatiques et édaphiques en simulant les processus de la photosynthèse, la respiration, la transpiration, la translocation des carbohydrates et le développement phénologique des plantes. Le DSSAT V.4 utilise les résultats du modèle de photosynthèse élaboré par De Wit (1965) et dans lequel l'évaluation des rendements des cultures est fondée sur la méthodologie développée par la FAO en 1978. Il est utilisé pour estimer les rendements de cultures en fonction de la génétique, du climat, des sols et des techniques d'utilisation des terres. Le DSSAT V.4, tient compte également des effets physiologiques bénéfiques des concentrations accrues de CO₂ sur la croissance.

2. Résultats

Selon la figure 2, une diminution des hauteurs de précipitations est enregistrée, notamment pendant la première saison agricole, à l'horizon 2050 dans le Bénin méridional et central.

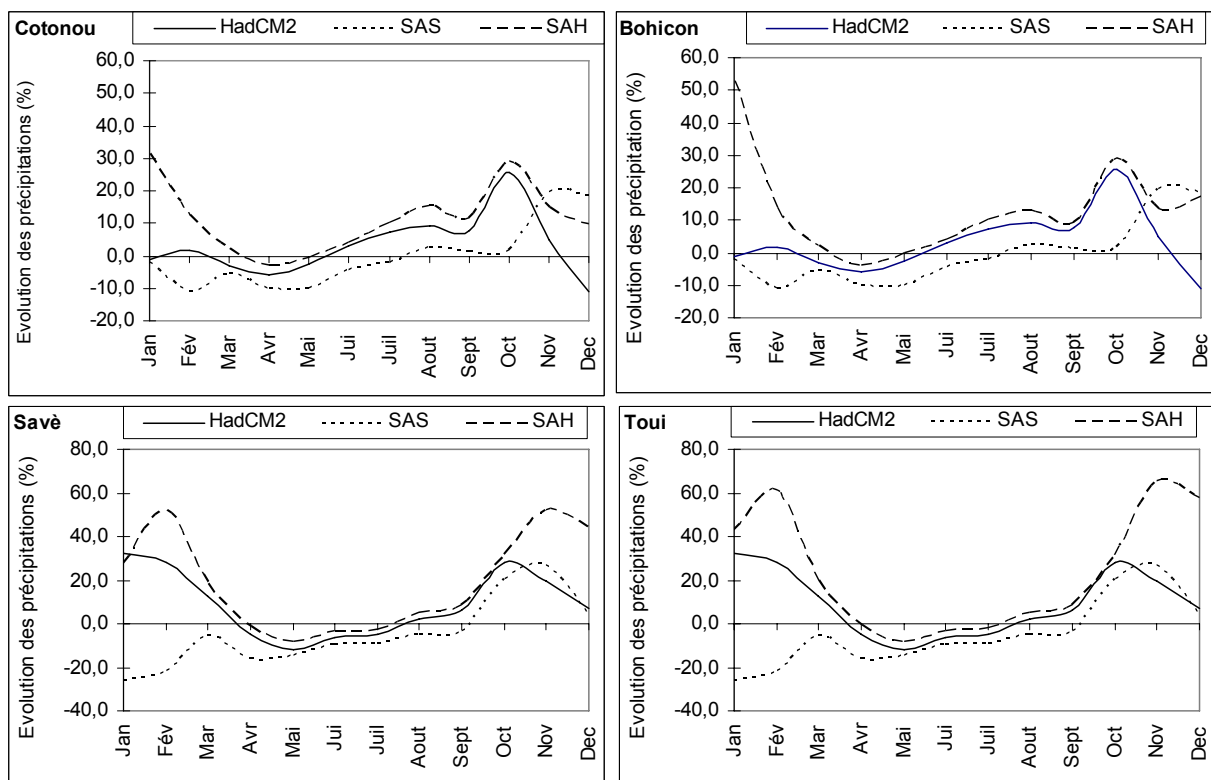


Figure 2 – Evolution (%) des précipitations en 2050 par rapport à celles de la normale 1961-1990

Les simulations faites, sous le canevas A2 de SRES, indiquent une baisse de la pluviométrie comprise annuellement entre 11 et 28 %. A l'échelle mensuelle, les mois de mars, avril et mai seront marqués par une baisse respective de 3,2 ; 5,8 et 10,9 %. Les mois de juin et juillet connaîtront une baisse respective de 16 et 5%. En revanche, certains mois précédemment moins pluvieux comme octobre connaîtront un accroissement de plus de 25% de sa

pluviométrie par rapport à celle de la normale 1961-1990 dans le Bénin méridional et central. Pendant ce temps, les températures augmenteraient (figure 3).

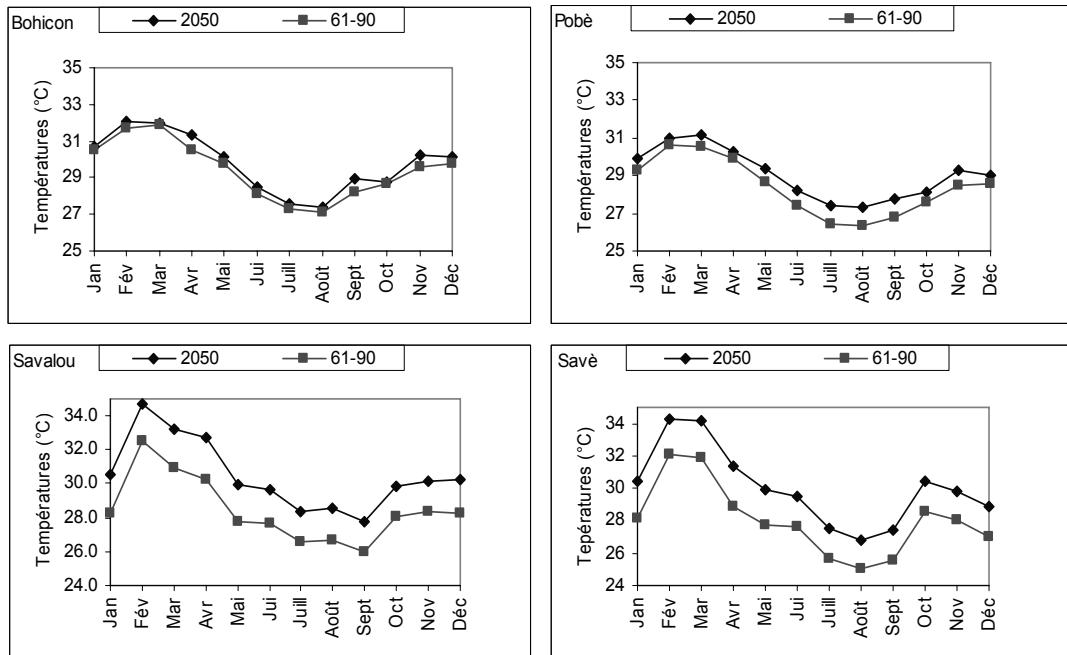


Figure 3 – Variation comparée des températures moyennes de la période 1961-1990 et du climat de 2050

Les températures moyennes augmenteront de 1,8°C (juillet et novembre) à 2,5°C (avril) dans le Bénin méridional. La hausse serait plus importante dans le Bénin central avec plus de 3°C en octobre ainsi qu'en juillet à Savè et à Savalou. Cela est assez suffisant pour induire une augmentation des évapotranspirations potentielles et rendre vulnérables les cultures (Ogouwalé, 2004).

Rendements agricoles par scénario climatique en 2050

Dans les conditions climatiques de 2050, les données du DSSAT V.4 attestent la vulnérabilité agricole dans le Bénin méridional et central. L'analyse comparative des rendements simulés à ceux observés dans le Bénin méridional sur la période (1983-2002) indique une réduction des rendements dans le contexte d'un changement climatique pour tous scénarios (figure 4 et 5).

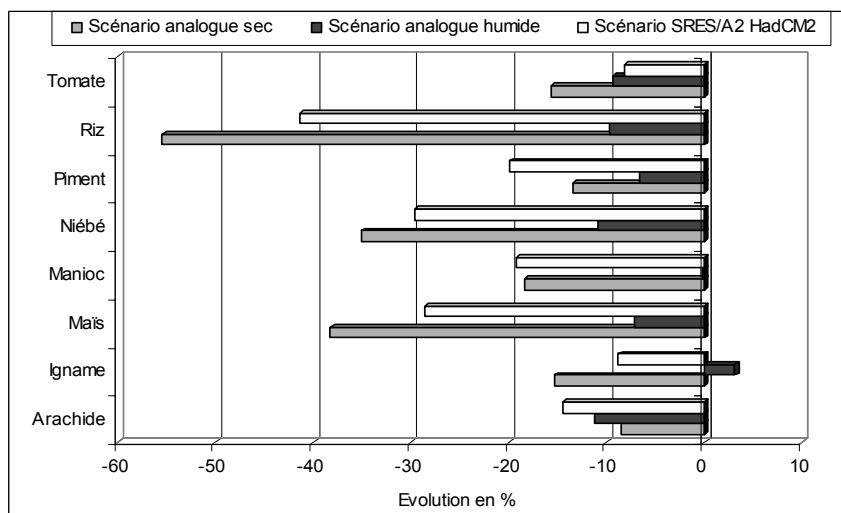


Figure 4 – Evolution comparée (%) des rendements simulés par rapport aux rendements moyens observés (1983-2002) dans le Bénin méridional

Si le contexte actuel de

mise en valeur des terres se maintient, les rendements agricoles baisseront en 2050 dans le Bénin méridional. Dans les scénarios climatiques analogues humide et sec, les écarts entre les rendements actuels et ceux potentiels pour l'arachide, le maïs, le manioc et le niébé seraient respectivement de -8,4 et -14,6% ; -7,1 et -38,2% ; -0,1 et -19,2% et -10,9 et -35,0. Le contexte climatique du scénario analogue sec se traduira par une plus grande baisse des rendements des cultures, principalement du maïs, du niébé et du riz. Quel que soit le scénario, l'évolution des rendements futurs indique que les cultures, mis à part l'igname dans le scénario analogue humide, connaîtraient des baisses relativement importantes. Les cultures seront vulnérables aux changements climatiques dans le Bénin central (figure 5).

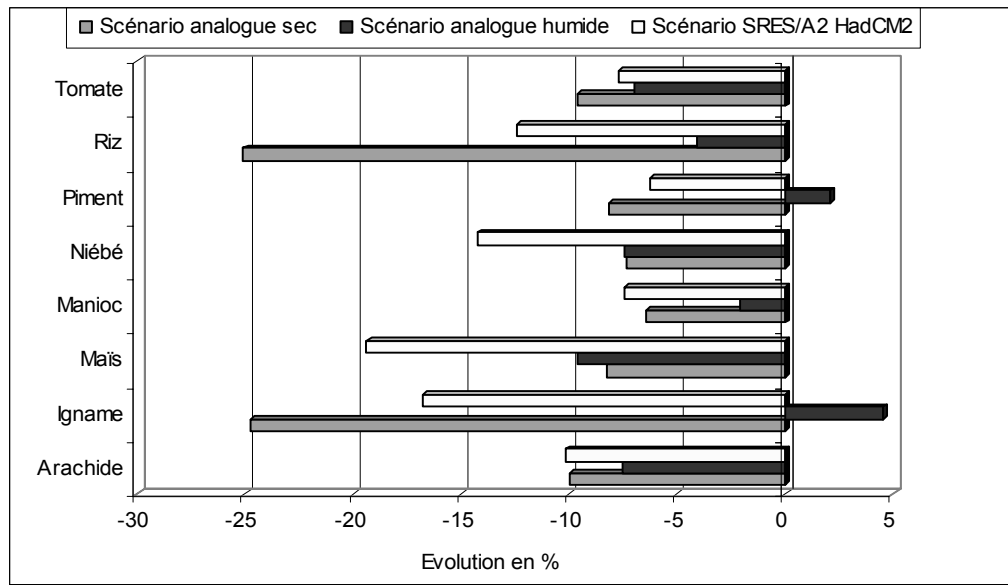


Figure 5 – Evolution comparée (%) des rendements simulés par rapport aux rendements moyens actuels (1983-2002) dans le Bénin central

Les cultures autres que le piment et l'igname dans le scénario analogue humide, seront affectées par l'évolution du climat dans le Bénin central au cours des cinq prochaines décennies. Dans le scénario analogue sec, les baisses de rendements de l'igname, du maïs, du manioc et du niébé seraient respectivement de 24% ; de 8,3% ; de 14,4% et de 7,3%. Le rendement riz, baissera de 25 et 12,4% respectivement dans le scénario analogue sec et le scénario SRES/HadCM2. Le niébé serait plus vulnérable au contexte climatique du scénario SERES/HadCM2 avec une baisse attendue est d'environ 15%. Pour le scénario analogue humide, l'igname, aliment de base dans le Bénin central verrait son rendement augmenter faiblement de 4%. Le scénario analogue sec est le plus défavorable à la production agricole de part l'ampleur des baisses des rendements des cultures à l'horizon 2050.

Conclusion

Les cultures sont vulnérables dans les trois scénarios climatiques. Les principales cultures (manioc, maïs, arachide, riz) connaîtront des baisses globales comprises entre 12 et 20% dans le scénario SRESA2/HadCM2, entre 10 et 30% dans le scénario analogue sec et entre 5 à 10 % pour le scénario analogue humide dans le Bénin méridional. Les baisses seraient de 8 à 18% ; de 5 à 22% et de 10% pour les principales cultures (igname, maïs, manioc, arachide, riz) entrant dans les habitudes alimentaires des populations dans le Bénin central.

Bibliographie

- BOKO M., 1988 : *Climats et communautés rurales du Bénin : Rythmes climatiques et rythmes de développement*. Thèse de Doctorat d'Etat ès Lettres et Sciences Humaines. CRC, URA 909 du CNRS, Univ. de Bourgogne, Dijon. 2 volumes, 601 p.
- DE WIT C. T., 1965 : *Photosynthesis of Leaf Canopies*. Agriculture Reports 663. Centre for Agriculture. Wageningen, Netherland, 58 p.
- FAO, 1978 : *Calendriers cultureux*. Rome, 57 p.
- HOUNDENOU 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, Université de Bourgogne, Centre de Recherche de Climatologie, 341 p.
- HULME M. ET AL., 2000 : *Using climate Scenario Generator for vulnerability and adaptation assessments : MAGICC and SCENGEN version 2.4*. Climatic Unit. Norwich, UK, 52 p.
- ISSA M. S., 1995 : *Impacts potentiels d'un changement climatique dû au doublement du CO₂ atmosphérique sur l'agriculture en République du Bénin*. Mémoire de DESS. Université Senghor d'Alexandrie, 113 p.
- NAKICENOVIC N. et al., 2000 : *Emissions Scenarios*. A Special Report of Working Group III of IPCC, Cambridge, RU et New York, USA, 599 p.
- OGOUWALE E., 2001 : *Vulnérabilité/Adaptation de l'agriculture aux changements climatiques dans le Département des Collines*. Mémoire de maîtrise de Géographie. UAC/FLASH, 119p.
- OGOUWALE E., 2004 : *Changements climatiques et sécurité alimentaire dans le Bénin méridional*. Mémoire de DEA. LECREDE/EDP/FLASH/UAC, 103 p.
- TOTIN V.S.H., 2005 : *Tendances hydroclimatiques et scénarios de gestion des ressources en eau sur les plateaux du Sud Bénin*. Mémoire de DEA, LECREDE/EDP/FLASH/UAC, 85 p.
- YABI I., 2004 : *Quelques particularités de la variabilité pluviométrique dans un climat de transition : cas du Département du Zou au Bénin (Afrique de l'ouest)*. In actes du Colloque de l'AIC à Caen (France) en Septembre 2004, 10p.
- http://www.fao.org/ag/agl/swlwpnr/reports/y_sf/benin/nouv-pol.htm

Types de temps et incidence de la dengue en milieu urbain Analyse d'une épidémie à Londrina/PR (Brésil) en 2003¹⁶

Marcia M.F. Oliveira, Francisco Mendonça

Laboclima, Dep. Geografia, UFPR, Curitiba, Brésil
marciamfoliv@bol.com.br ; chico@ufpr.br

Résumé : La ville de Londrina, située dans la région Sud du Brésil (23°18'37''S/51°09'46''W – Climat Cfa) et avec une population approximative de 750.000 habitants (agglomération métropolitaine), a enregistré, en 2003, une grave épidémie de fièvre de Dengue. D'environ 12.000 cas enregistrés, 9.200 ont été de cas confirmés desquels 5.859 autochtones et les 04 premiers registres de FHD (Fièvre Hémorragique de Dengue) dans l'État du Paraná. Plusieurs facteurs liés à l'inefficacité des politiques publiques, au mode de vie et aux conditions sociales-économiques de la population répondent par la présence de cette épidémie, néanmoins sa manifestation garde une étroite liaison avec les conditions climatiques et les types de temps. Vu que le moustique vecteur (*Aedes aegypti*) dépend directement des caractéristiques du temps atmosphérique pour se reproduire et pour la transmission de la maladie, sa connaissance se montre nécessaire. Ainsi, l'application de l'analyse rythmique des types de temps a été suffisamment utile pour l'identification des conditions météorologiques optimales (température moyenne autour de 25°C, précipitation intermittente et vents calmes - 1 à 2 m/s) pour l'occurrence de l'épidémie à cette ville. L'étude montre que, une fois contrôlée de manière détaillée, l'analyse de l'évolution des types de temps et leur prévision peut améliorer la prévention et le contrôle de cette maladie.

Mots-clés : Type de temps, dengue, Londrina, Brésil.

Abstract: The town of Londrina, located in the Southern region of Brazil (23°18'37''S/51°09'46''W - Climate Cfa) and with an approximate population of 750.000 inhabitants (metropolitan agglomeration), recorded, in 2003, a serious epidemic fever of Dengue. Approximately 12.000 recorded cases, 9.200 were confirmed cases including 5.859 autochtones and the first 04 registers of FHD (Hemorrhagic Fever of Dengue) in the State of Paraná. Several factors related on the inefficiency of the public policies, the way of life and the social-economic conditions of the population answer by the presence of this epidemic, nevertheless its demonstration keeps a close connection with the climatic conditions and the types of weather. Considering the mosquito vector (*Aedes aegypti*) depends directly on the characteristics of weather to reproduce and for the transmission of the disease, its knowledge is necessary. Thus, the application of the rhythmic analysis of the types of weather was sufficiently useful for the identification of the optimal weather conditions (average temperature around 25°C, intermittent precipitation and calm winds - 1 to 2 m/s) for the occurrence of the epidemic fever of dengue for this city. The study shows that, controlled once in a detailed way, the analysis of the evolution of the types of weather and their forecast can improve the prevention and control of this disease.

Key Words: Weather types, dengue's fever, Londrina, Brazil

Introduction

La dengue est une maladie qui présente des relations directes aussi bien avec les conditions de vie de la population qu'avec l'environnement, et notamment avec le climat (Besancenot, 2001 ; Reiter, 2001 ; Gatrel, 2002). Elle touche environ 100 millions de personnes dans le monde chaque année, parmi lesquelles environ 20 mille cas mortels. Cette étude présente l'analyse de l'interaction entre les conditions atmosphériques (échelle saisonnière et quotidienne) et l'occurrence d'une épidémie de dengue à Londrina (ville localisée dans la zone tropical-subtropical du Brésil).

¹⁶ Soutien: CNPq et Ministère de la Santé du Brésil, Fundação Araucária/Brésil et UNESCO.

L'année 2003 a été considérée comme une des plus chaudes des cinquante dernières années dans la portion Sud du Brésil. La moyenne thermique annuelle de la région a atteint 18,3°C, et au mois de février (le plus chaud de l'année) la moyenne a été de 25,3°C. Cette année, les situations atmosphériques d'origine polaire (Mpa) dans la région sud du Brésil ont été peu fréquentes par rapport aux années normales, ce qui a rendu possible une plus grande participation des systèmes tropicaux (Mta et Mtc) et équatoriaux (Mec et Mea) dans la caractérisation des types de temps de la région.

Dans ce contexte se sont formées des conditions propices à la reproduction et à l'action des vecteurs de la Dengue - *Aedes aegypti* et *Aedes albopictus* (la position officielle du Ministère de la Santé du Brésil est que *Aedes aegypti* est le seul vecteur responsable de la maladie au Brésil). Ainsi, la Dengue est traitée au Brésil comme une maladie exclusivement urbaine, ce qui conduit à croire que le mode de vie de la population humaine dans la ville, (outre que les conditions sociales et économiques), a des relations directes avec l'incidence de la Dengue. Mais il est nécessaire que des conditions climatiques et atmosphériques optimales soient constitués pour que le vecteur trouve de bonnes conditions pour sa reproduction et pour son action (température d'environ 27°C, vents faibles ou calme, et des épisodes pluviométriques intermittentes). Sans ces conditions, la maladie n'aurait pas présenté des indices aussi importants au Brésil comme ceux enregistrés au cours de l'année 2003.

Seulement dans la ville de Londrina (sud du Brésil – environ 750.000 habitants dans l'agglomération urbaine), région de domaine du climat Cfa (Mendonça, 1995), 12.046 cas de Dengue (9 200 des cas ont été confirmés) ont été répertoriés dont 5 859 autochtones. Une grave épidémie s'est donc installée dans la ville les mois de mars et avril (virus prédominant *Sorotype DEN3*) de l'année 2003. Outre les conditions sociales et économiques et le mode de vie, les types de temps qui ont marqué l'été dans la région et dans la ville (novembre à avril) furent extrêmement favorables à la prolifération et à la performance du vecteur à Londrina.

I. Méthodologie

Cette étude a été élaborée suivant une approche systémique du climat. Les éléments constitutifs du climat et la manifestation de la Dengue mettent en évidence, dans cette perspective, une nette interaction.

Les données météorologiques ont été fournies par le SIMEPAR (Système Météorologique du Paraná), institut appartenant au réseau officiel de météorologie. Les données relatives aux registres de Dengue ont été fournies par le Secrétariat Municipal de Santé de Londrina et par le SINAM (Système d'Informations National d'Agaves Notifiés) du Ministère de la Santé du Brésil.

Les données de Dengue comportent la date à laquelle le patient a présenté les premiers symptômes de la maladie, les informations rapportées à l'évolution du cas (autochtone ou importé) et également des informations spatiales (localisation du patient).

Les données météorologiques et les données de Dengue ont été analysées à l'échelle quotidienne et horaire. Ainsi, il a été possible de développer une approche à l'échelle quotidienne des conditions atmosphériques pour lesquelles l'analyse rythmique des types de temps (Monteiro, 1971) a été utilisée. Cette méthodologie a rendu possible l'identification des éléments et des facteurs atmosphériques, ainsi que l'analyse des états atmosphériques durant la période étudiée (juillet 2002 à juillet 2003), selon sa genèse et son évolution. Les données atmosphériques ont été confrontées aux informations relatives à la Dengue (figure 2).

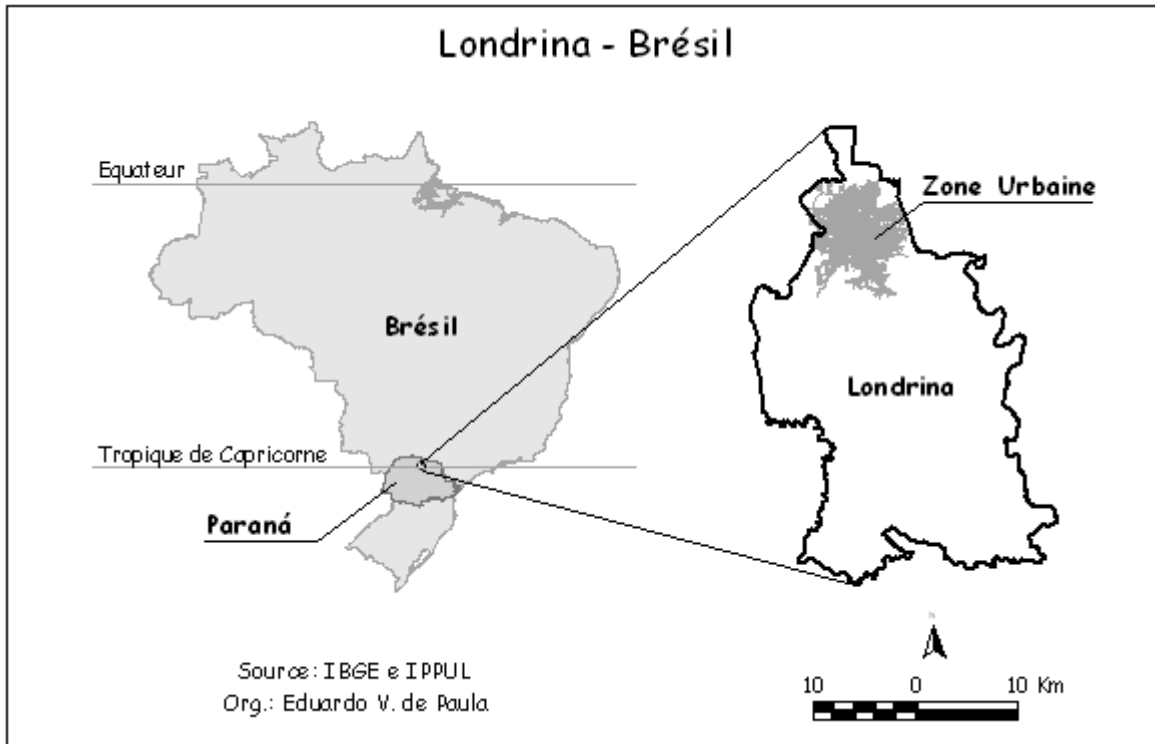


Figure 1 – Présentation du site d'étude

2. Résultats

Aedes aegypti est un moustique endémique présent dans une grande partie de la zone tropicale et subtropicale de la planète. Son rôle dans le processus de transmission du virus de la dengue est le résultat de facteurs d'ordre naturel et d'ordre social.

En 2003, l'année où une forte épidémie de Dengue a été enregistrée dans la ville de Londrina, son incidence a atteint des chiffres alarmants où presque 10% de la population a été atteinte (en considérant les imperfections du système de notification où le total de personnes touchées par la maladie est d'environ 3 à 4 fois supérieure au nombre de cas enregistrés).

Dans cette étude, dont l'analyse comprend la période de juillet 2002 à juillet 2003, la maladie a été observée durant tous les mois. Le moment le plus important, et auquel s'est configurée l'épidémie (virus prédominant *Sorotype DEN3*), a été le trimestre février-mars-avril 2003, considéré comme la fin de la saison d'été. Le mois de mars a été le plus important car le nombre de cas déclarés dans les registres quotidiens de la maladie a atteint 150. Les deux premiers cas de FHD (Fièvre Hémorragique de Dengue) ont été enregistrés (04) durant cette période (02 décès directement liés à la dengue).

L'influence des conditions atmosphériques est importante : le climat joue un rôle spécial au niveau de la reproduction du virus et du moustique vecteur de la dengue. Ainsi, des facteurs comme la température, les précipitations et l'humidité, ont une nette relation avec la prolifération du moustique. Nous pouvons également remarquer que le vent (particulièrement sa vitesse) interagit également avec les autres éléments responsables de la maladie.

Au Brésil, la dengue est une maladie principalement urbaine. Les caractéristiques des espaces géographiques en relation avec les facteurs météorologiques influent fortement sur la localisation et les répercussions de la dengue.

L'analyse des types de temps combinée à l'étude de l'épidémie (figure 2) met en évidence certains aspects

– L'évolution mensuelle, à partir du mois d'août 2002, montre que les types de temps sont de plus en plus chauds et de plus en plus humides (conditions correspondant au sous domaine du système tropical atlantique et équatorial continental, respectivement MTa et Mec). Durant cette période, il a été observé dans les registres une augmentation des cas de forme évolutive de la maladie à Londrina. L'épidémie a été la plus forte en mars 2003, particulièrement dans la seconde moitié du mois. Néanmoins, à partir du milieu du mois de janvier, la hausse quotidienne du nombre de cas est devenue constante.

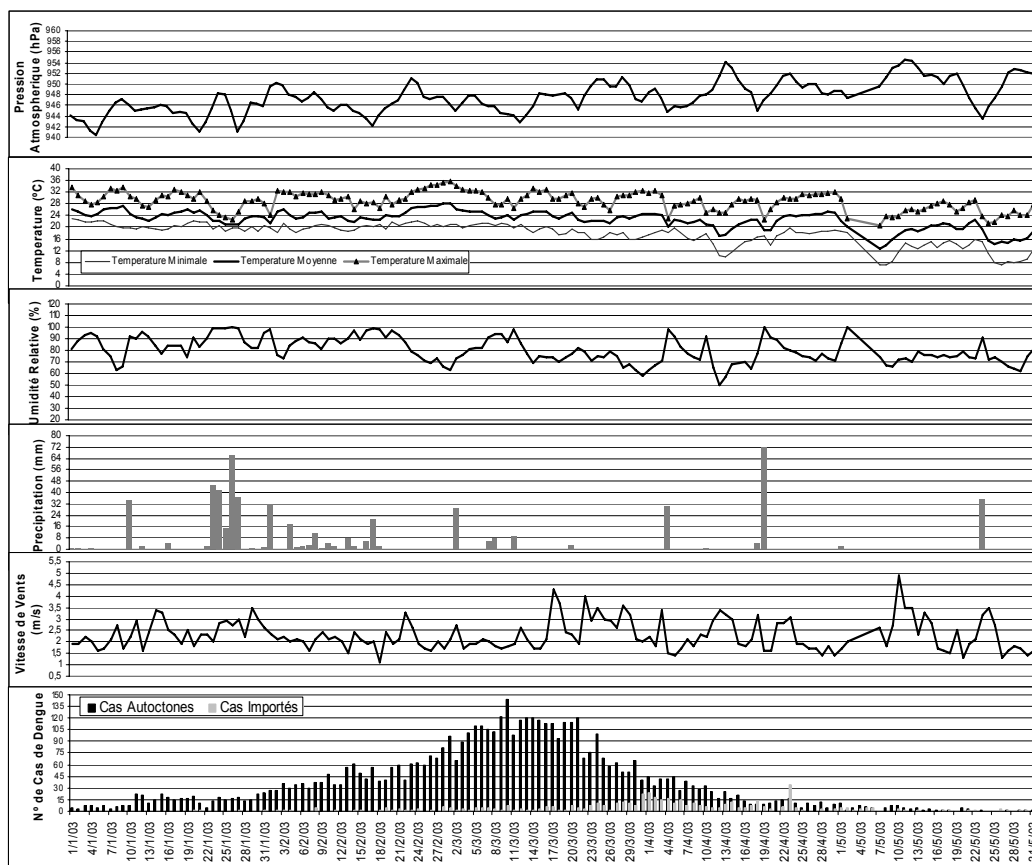


Figure 2 – Types de Temps et Dengue – Londrina/Brésil (Jan/Mai – 2003)

– Avec la hausse de la température et l'intermittence des précipitations, se sont formées des conditions idéales pour la reproduction du moustique vecteur de la dengue. Ainsi, il est possible de constater qu'après une période de précipitations, le nombre de cas de dengue s'est élevée car l'environnement se trouvait propice à la reproduction du moustique. Les précipitations intermittentes associées à l'intensification saisonnière des conditions de la chaleur (température moyenne autour de 28°C, moyenne de maximales de 32°C et moyenne minimales de 20°C) ont constitué une situation environnementale et climatique optimale pour l'augmentation des cas de dengue à Londrina, surtout en 2003. Cette situation a mis en évidence des résultats semblables à ceux observé par Fernandes de Oliveira (2004) pour la ville de Curitiba/PR. Fernandes de Oliveira a conclu que : « (...) le développement des larves est en relation avec l'augmentation de la température et les précipitations, celles-ci engendrant une augmentation des secteurs d'eau stagnante. Cette eau stagnante, propre et chaude, constitue le principal facteur pour le développement des larves, qui se transforment en "pupas" puis, en moustiques ailés ».

– L'analyse des types de temps a permis de mettre en évidence le rôle du vent sur la « performance » de *Aedes aegypti*, notamment sur l'influence de la vitesse du vent sur la distribution géographique du vecteur. La vitesse du vent s'est révélée, ainsi, comme un des principaux éléments climatiques ayant une influence sur la performance du moustique vecteur et la configuration de l'épidémie analysée. Dans les premiers mois de l'année de 2003, la vitesse du vent enregistrée à Londrina a été relativement plus faible (vitesse moyenne d'environ 1.5 m/s entre les jours 03/02 et 18/03/2003) par rapport au reste de la période analysée (moyenne entre 2.0 et 4.0 m/s).

Conclusion

Les épidémies de dengue répondent principalement à des facteurs d'ordre social, culturel, économique et politique, tel qu'il a été affirmé précédemment. En ce que concerne l'épidémie analysée à Londrina, il a été aussi possible d'observer que la population la plus touchée correspond aux personnes ayant de bas revenus, une faible scolarité et vivant dans des conditions de vie difficiles. Outre ce contexte social, il faut noter l'inefficacité des politiques publiques pour le contrôle et la gestion de cette maladie. La manifestation de cette maladie est fortement liée à l'environnement, or, il n'existe pas de plan présentant les lieux les plus propices à l'apparition de cette maladie. De même qu'il n'existe pas de prévention clinique de la dengue (de vaccin, par exemple). Il apparaît que la connaissance climatique et le rôle fondamental des conditions atmosphériques sont une avancée significative pour le suivi et le contrôle de la dengue.

Bibliographie

- BESANCENOT, J-P., 2001. *Climat et santé*, PUF, 70 p.
- FERNANDES de OLIVEIRA, M. M., 2004. A dengue em Curitiba/PR: Uma abordagem climatológica do episódio de março/abril – 2002. *Ra'e Ga – O espaço geografico em analise*, 8, 19-27.
- GATREL, A., 2002. *Geographies of health : An introduction*. Blackwel Publishers Ltd, 295 p.
- MENDONÇA, F. A., 1995. *O clima e o planejamento urbano de cidades de porte médio e pequeno : Proposição metodológica e sua aplicação à cidade de Londrina/PR*. Universidade de São Paulo/Tese de Doutorado, 314 p.
- MONTEIRO, C. A. F., 1971. Análise ritmica em climatologia : Problemas de atualidade climatica em São Paulo e achegas para um programa de trabalho. *Climatologia*, 1, 1-25.
- REITER, P., 2001. Climate change and mosquito-borne disease. *Environmental health perspective*, 109, 141-161.

Facteurs climatiquovorables et restrictifs dans le développement de la pomiculture

Etude de cas : la zone de Voinești-Gemenea (département de Dâmbovița, Roumanie)

Gica Pehoiu, Ovidiu Murarescu, Teodor Simion

Université Valahia de Târgoviște, Faculté de Sciences Humaines,
Roumanie
gpehoiu@yahoo.com

Résumé : La zone d'étude, localisée au sud des Carpates, est caractérisée par de hautes collines entre 400-600 m altitude. Dans la région de Voinești-Gemenea, la culture des arbres fruitiers représente l'activité économique de base et est la source principale de revenus, obtenus par la valorisation des fruits, spécialement des pommes. Pour valoriser la tradition dans la culture des arbres fruitiers, en 1950 on a créé La Station de Recherche et de Production d'Arbres Fruitiers de Voinești située au centre de cette région. Les plantations d'arbres fruitiers sont situées sur les terrasses de la rivière Dâmbovița et, dans une proportion moins significative, sur les versants et dans les interfluves, où les sols à fertilité moyenne et basse dominant.

Mots-clés : pomiculture, facteurs climatiques, production, Voinești-Gemenea

Abstract: The zone that we are analyzing is situated in a region favorable to fruit growing, south of the Carpathians, in the zone of the Curvature Sub-Carpathians, with a climate of high hills, between 400 and 600m altitude. In the region of Voinești-Gemenea, fruit growing represents the inhabitants' main activity and at the same time the main income source, obtained by the selling of the fruit, especially apples. In order to turn to good account the tradition in the field of fruit growing, in 1950, a Fruit Tree Research and Production Center was created in Voinești, in the center of this region. The fruit tree plantations are situated on the terraces of Dâmbovița River and, to a lesser extent, on the slopes and in the interfluves, where the soils of low and medium fertility are dominant.

Key Words: fruit growing, climatic factors, production, Voinești-Gemenea

Introduction

L'arboriculture roumaine, basée sur des cultures traditionnelles et modernes de la pomme, occupe une place significative dans le cadre de l'économie, disposant à présent de grandes disponibilités pour couvrir la consommation interne de fruits, dans une gamme variée d'espèces et de variétés durant toute l'année. A présent, le patrimoine « pomicole » de la région est d'environ 10 270 hectares. Le centre expérimentale de Voinești-Gemenea se trouve dans la partie centrale du bassin arboricole de Dâmbovița et détient plus de 60 % du taux de la pomiculture dans le département (sur approximativement 90 % de la surface on a cultivé des pommes, et sur le reste des fruits à noyau). La surface de la zone pomicole de Dâmbovița est à présent d'approximativement 4 300 hectares.

I. Les facteurs climatiques et leur influence sur le développement des arbres fruitiers

Le développement des cultures d'arbres fruitiers est conditionné par des conditions climatiques et de sol spécifiques. Dans la zone étudiée, le climat est tempéré continental de transition, la valeur normale des températures moyennes annuelles étant d'environ 9°C, et la somme des précipitations moyennes étant de plus de 750 mm. La période de végétation compte approximativement 200 jours.

Pour déterminer l'influence des facteurs agro-météorologiques sur le développement des

arbres fruitiers et la production de fruits nous avons recueilli des données en vue de préciser l'évolution des températures extrêmes, maximales et minimales, de l'humidité relative de l'air, des précipitations, la fréquence et l'intensité du vent et la fréquence des accidents climatiques. Les données climatiques représentent la moyenne 6 dernières années, à savoir 2000-2005, celles-ci étant fournies par la station météorologique qui fonctionne dans le cadre de la station expérimentale de Voinești depuis 1951.

I.1. Température

C'est un paramètre climatique important, conditionnant le déploiement du processus de développement des arbres et la production de fruits, ayant un caractère limitatif pour les espèces et les variétés.

De l'analyse des données statistiques présentées, il résulte que pendant la période 2000-2005 la température moyenne a été de $9,0^{\circ}\text{C}$, à savoir de $0,2^{\circ}\text{C}$ plus élevée par rapport à la situation normale de la zone, calculée pour 30 ans ($8,8^{\circ}\text{C}$) (figure 1).

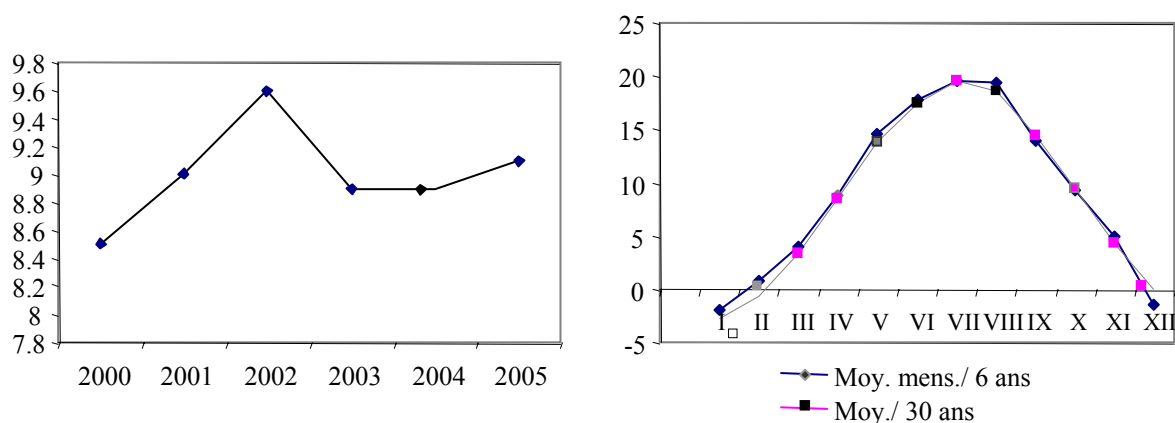


Figure 1 – Moyennes annuelle et mensuelle des températures ($^{\circ}\text{C}$) pour 6 ans et pour 30 ans

Les températures moyennes mensuelles les plus élevées ont été enregistrées aux mois de juillet ($19,6^{\circ}\text{C}$) et d'août ($19,4^{\circ}\text{C}$), alors que les températures moyennes les plus basses ont été enregistrées aux mois de janvier ($-1,9^{\circ}\text{C}$) et de décembre ($-1,4^{\circ}\text{C}$). Pendant la période 2000-2005, les températures minimales ont varié entre -14°C (en 2001) et -24°C (en 2002 et 2004) (figure 2).

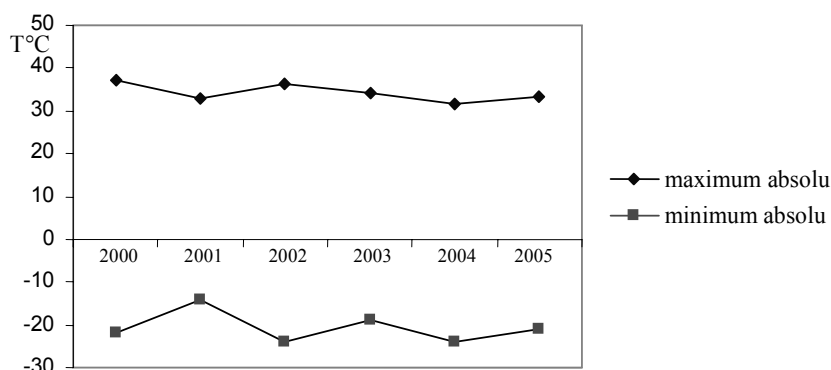


Figure 2 – Températures minima et maxima ($^{\circ}\text{C}$) entre 2000-2005

Les températures minimales les plus basses ont été enregistrées durant les hivers 2002 et 2004 avec -24°C . Durant cette période, les gelées ont persisté quelques jours, ce qui a produit des dommages sur les troncs des jeunes arbres, ainsi qu'aux boutons et aux rameaux productifs situés jusqu'à une hauteur de 1 à 1,2 m au-dessus du sol. Ce phénomène est accentué pour les arbres fruitiers plantés en fond de vallées situées où il y a des écoulements gravitaires d'air froid (phénomène observé dans la vallée de la rivière Dâmbovița). Les températures limites moyennes de résistance au gel, pour le pommier en période de dormance sont d'environ -35°C , mais il existe certaines variétés qui subissent des dommages avec des températures moins basses, surtout lorsque ces températures surviennent après le 15 février (tableau 1).

Les gelées blanches apparaissant tardivement pendant le printemps sont assez fréquentes aux mois de mars-avril, parfois même au commencement du mois de mai (c'est le cas de l'an 2000, le jour de 4 mai).

Les températures maximales absolues ont varié entre $31,7^{\circ}\text{C}$ (en 2004) et 37°C (en 2000) pendant la première décade du mois de juillet.

Années	mois			Dernière gelée blanche - période	mois			Première gelée blanche - période	Grêle
	III	IV	V		IX	X	XI		
2000	24	1	1	4 mai ($-0,5^{\circ}\text{C}$)	-	11	6	24 octobre ($-5,7^{\circ}\text{C}$)	19 mai
2001	9	5	0	16 avril ($-0,5^{\circ}\text{C}$)	-	-	13	3 novembre ($-1,2^{\circ}\text{C}$)	-
2002	6	3	-	9 avril ($-0,5^{\circ}\text{C}$)	-	3	5	21 octobre ($-1,0^{\circ}\text{C}$)	2 juin
2003	22	7	-	10 avril ($-2,3^{\circ}\text{C}$)	-	6	8	25 octobre ($-1,0^{\circ}\text{C}$)	25 mai
2004	13	4	-	4 avril ($-3,0^{\circ}\text{C}$)	-	1	16	21 octobre ($-9,0^{\circ}\text{C}$)	23 mai
2005	16	8	-	6 avril ($-2,6^{\circ}\text{C}$)	-	1	13	27 octobre ($-6,2^{\circ}\text{C}$)	-

Tableau I – Fréquence des accidents climatiques pendant la période 2000-2005

En 2003, la production de fruits pour certaines variétés de pommes, y compris des variétés résistantes au gel printanier, a diminué fortement, parce que au début du mois d'avril on a enregistré fréquemment des températures négatives, au moment où les arbres fruitiers se trouvaient dans la phase de floraison. La majorité des variétés ont subi une perte de 90% des boutons floraux et environ 35-40%, pour les variétés dont les boutons floraux se trouvaient à un niveau de croissance moins avancé.

L'évolution des températures mensuelles est favorable pour la culture du pommier, permettant ainsi une bonne croissance pour les arbres fruitiers au printemps et de poursuivre les phases végétales de reproduction et de maturité des fruits. La température la plus élevée et l'ensoleillement le plus fort sont enregistrés pendant la deuxième moitié de l'été, quand les arbres ont besoin de chaleur pour le déclenchement du processus de différenciation des boutons productifs et pour la maturation des fruits.

Pendant la période d'automne les gelées blanches sont plus fréquentes aux mois d'octobre et de novembre, mais celles-ci, étant d'intensité réduite, favorisent la coloration des fruits, sans les faire tomber.

1.2. Les Précipitations

Suite aux analyses effectuées pour une longue période, nous avons mis en évidence un régime pluviométrique élevé. La moyenne de la somme des précipitations annuelles, entre 2000-2005, a été de 758,6 mm.

L'année 2000 est marquée par un manque de précipitation (figure 3) notamment en août, qui a enregistré 8 mm de précipitations par rapport à la situation normale du mois (72 mm) ou par rapport à 104,8 mm, à savoir la moyenne des derniers six ans. Durant cette année de sécheresse, il a fallu irriguer les arbres fruitiers productifs, mais surtout les arbres jeunes et ceux des pépinières.

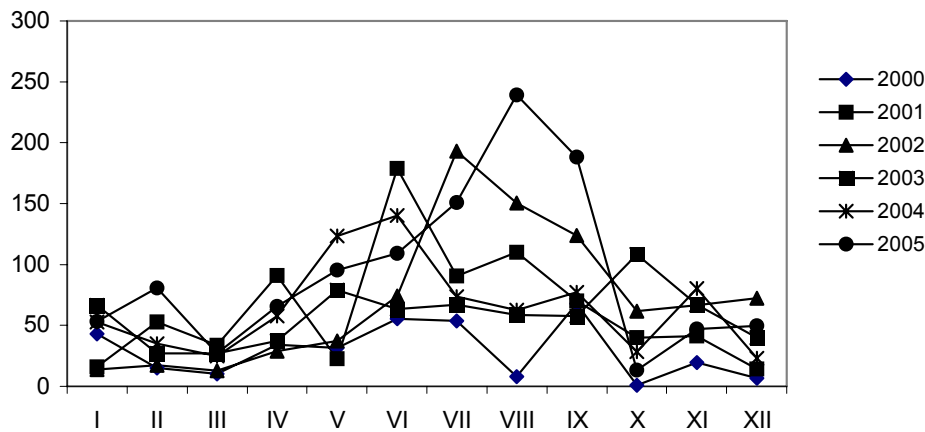


Figure 3 – Variation moyenne mensuelle, par années, des précipitations (mm) entre 2000-2005

Durant l'année 2005, qui a enregistré le plus important total de ces 30 dernières années (927 mm), les arbres fruitiers ont été affectés par certaines maladies (ex : taches brunes, ...) et cela a eu des conséquences importantes sur la production.

1.3. L'humidité relative, la nébulosité, le vent et la grêle

L'humidité la plus favorable pour la culture du pommier est de 70-80% pendant la période de dormance, de 55-60% pendant la floraison et de 65-70% durant le reste de la période de végétation. Les arbres fruitiers commencent à souffrir lorsque l'humidité relative baisse en dessous de 45%. La moyenne annuelle de l'humidité relative de l'air a oscillé entre 75-80% (figure 4).

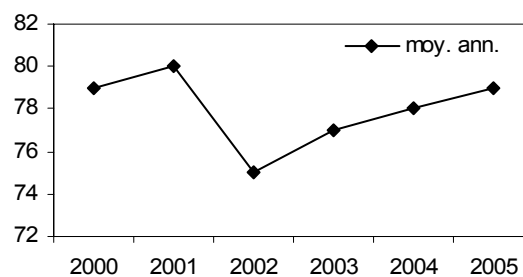


Figure 4 – La moyenne annuelle de l'humidité relative de l'air pendant la période 2000-2005

Du point de vue de l'ensoleillement, le pommier est une espèce à prétentions modérées. Pourtant, si l'ensoleillement est insuffisant, les fruits subissent un déficit au niveau de la coloration notamment pour les variétés rouges qui nécessitent un ensoleillement important. La durée d'ensoleillement est d'environ 1.910 heures/an, et l'ensoleillement pendant la période de végétation dure en moyenne environ 1 300 heures, représentant 69 % du total.

Les vents ont en moyenne une intensité et une fréquence réduites. La vitesse moyenne du vent est plus élevée en février-juillet, d'environ 2 m/s, ce qui peut engendrer une évaporation et une transpiration réelles plus accentuées durant la première partie de la période de croissance.

Les vents forts et les orages sont présents seulement à des grands intervalles de temps.

Il grêle assez fréquemment dans cette zone, mais l'intensité de ce phénomène est réduite, surtout aux mois de mai-juin, quand les fruits sont encore petits et la quantité et la qualité de la récolte est faiblement affectée (tableau 1). Les pertes et les dégâts les plus sérieux sont provoqués par épisodes de grêle qui se sont produits durant la deuxième partie de l'été (juillet-août), mais cela est rare que la grêle affecte une surface arboricole importante.

Conclusion

L'analyse des facteurs climatiques, de la station expérimental de Voinești-Gemenea, nous permet de conclure que :

- la station, située dans la partie centrale du bassin de Dâmbovița, est soumise à des conditions favorables et représentatives pour le développement de la pomiculture (température moyenne annuelle de 9° C, précipitations suffisantes de plus de 750 mm/an) ;
- la surface occupée par les plantations est organisée et positionnée de manière à faciliter l'exécution mécanisée de tous les travaux (2/3 de la surface occupée par des vergers est sur terrain subhorizontal);
- étant située dans la vallée de la rivière Dâmbovița, entre des collines, le secteur est généralement protégé du vent.
- la grêle produit des dégâts dans les plantations, surtout lorsqu'elle apparaît aux mois de juillet-août. Dans ce secteur, de tels phénomènes météorologiques sont assez rares ce qui affecte peu la production.

A partir de l'analyse des facteurs climatiques et les caractéristiques des vergers nous pouvons affirmer que dans secteur, le pommier, tout comme les autres espèces fruitières, trouve des conditions favorables de développement et de production, reflétées dans la production de fruits obtenue dans ce bassin arboricole. En ce sens, nous pouvons valider ces conclusions en présentant les productions moyennes obtenues par hectare entre 2000-2005 (tableau 2).

Localité	Année						Moyenne sur 6 ans
	2000	2001	2002	2003	2004	2005	
Cândești	14200	27680	29850	13300	24200	31000	23371,6
Malu cu Flori	34550	33850	40000	20700	29300	28000	31066,6
Mănești	27600	26500	33700	18900	23300	28000	26333,3
Pucheni	25700	23750	29700	13500	23300	18500	22408,3
Văleni Dâmbovița	35500	33700	39200	21000	28850	29500	31291,6
Voinești	34100	32900	36800	19500	28500	32000	30633,3
Moyenne annuelle	28608,3	29730,0	34875,0	17816,6	26241,6	27833,3	165104,8
Total bassin	171650	178380	209250	106900	134150	167000	967330

Tableau 2 – Production de fruits obtenue dans le bassin pomicole Dâmbovița entre 2000-2005 (kg/ha)

Nous constatons qu'en 2000, la production de fruits a été moins grande, parce que l'année a été marquée par une forte sécheresse. De la même manière, l'année 2003, la production a été affectée par les gelées de printemps, qui ont des conséquences négatives sur la production de fruits.

Bibliographie

* * *, 1984. *Geografia României*, vol. II, Academiei RS România, București, 544 p.

* * *, 2000-2005. *Données provenant de la Station Météorologique de Voinești, le département de Dâmbovița*.

PETRE GH., 1997. Cercetări privind eficiența culturii mărului în sectorul privat din bazinul pomicol Dâmbovița, *Buletin științific ICPP*, **57 (13)**, p. 8.

ȘERBOIU L. *et al.*, 2000. *Stațiunea de cercetare și producție Voinești la aniversarea a 50 de ani de cercetare științifică și dezvoltare*, Domino, Târgoviște, 264 p.

TEACI D. *et al.*, 1985. *Influența condițiilor de mediu asupra creșterii pomilor în România*, Ceres, București, 280 p.

Topoclimats et communautés des champignons endophytiques dans des bois de chênes-lièges dépéris et non dépéris en Sardaigne (Italie)

Maria Antonia Pulina¹, B.T. Linaldeddu², A. Franceschini²

1 Dipartimento di Ingegneria del Territorio,
Università di Sassari, Italie
pulina@uniss.it

2 Dipartimento di Protezione delle Piante,
Università di Sassari, Italie
afran@uniss.it

Résumé : Des topoclimats et des communautés des champignons endophytiques dans un bois composé de chêne-liège et de chêne-vert qui présentent des phénomènes de "dépérissement" ont été caractérisés. On a pris en considération deux versants collinaires opposés dont l'un deux est exposé à SSE avec de plantes dépéris ou déjà mortes, et l'autre est exposé à NNW avec des plantes en bonnes conditions de santé. Du point de vue topoclimatique on a relevé des différences significatives entre les versants et des conditions d'aridité plus accentuées dans le versant dépéri. Pour ce qui concerne les communautés endophytiques, on a observé une incidence plus élevée des espèces pathogènes dans le versant dépéri et des espèces antagonistes dans le versant non dépéri.

Mots-clés : Topoclimats, communautés champignons endophytiques, bois de chênes-lièges, Sardaigne.

Abstract: Topoclimates and endophytic fungal communities in a mixed wood of cork oak and holm oak trees showing decline symptoms are being characterized. We took into consideration two opposing hilly sides, one of which is exposed to SSE with several declining or already dead plants, the other one is exposed to NNW with plants in good healthy conditions. From a topoclimatic point of view, significant differences between the two sides and drought conditions more accentuated at the declining side were pointed out. With regard to endophytic communities, in the declining side a higher incidence of pathogenic species associated with a lower occurrence of potential antagonistic species were recognised.

Key words: Topoclimates, endophytic fungal communities, cork plantations, Sardinia.

Introduction

Les changements climatiques observés pendant le dernier siècle ont déterminé au niveau planétaire une hausse de la température moyenne annuelle de $0,6 \pm 0,2^\circ\text{C}$ (Folland *et al.*, 2001). À la suite de cela, des modèles prévisionnels ont indiqué pour les régions méditerranéennes une diminution de la disponibilité de l'eau dans le sol et un accroissement de la demande évapotranspiratoire des plantes (Wetherald et Manabe, 1995). Cela favorise l'apparition d'une condition de stress hydrique qui éloigne les plantes du niveau métabolique optimale et les rend plus susceptibles à l'attaque des parasites (Schoeneweiss, 1975). Parmi ceux-ci, une place importante est occupée par les champignons endophytes capables de survivre longtemps en latence dans les tissus des hôtes, mais aussi de se conduire comme des pathogènes opportunistes quand les défenses actives à leur égard diminuent, causant le dessèchement des organes qui les logent et, selon des temps plus ou moins longs, la mort des plantes. Dans les dix dernières années, des phénomènes de ce genre, indiqués avec le terme de « dépérissement » du bois, se sont diffusés surtout parmi les populations de chênes dans le milieu méditerranéen (Bakry et Abourouh, 1995 ; Ragazzi *et al.*, 1995; Franceschini *et al.*, 1999). En Sardaigne ils frappent toutes les espèces de chênes présentes, mais avec une incidence variable selon les topoclimats et la végétation (Sechi *et al.*, 2002).

Dans le but de déterminer des facteurs éventuels prédisposant à l'apparition de ces phénomènes, dans une zone de la Sardaigne septentrionale, il nous a paru opportun de caractériser le topoclimat et la communauté de champignons endophytiques dans des bois de

chênes-lièges situés sur deux versants collinaires opposés : l'un d'eux exposé NNW avec des plantes en bonnes conditions de santé, l'autre SSE avec plusieurs plantes dépériées ou déjà mortes. Dans ce travail, on présente et on discute les premiers résultats obtenus.

I. Méthodologie

Les bois de chênes-lièges sont situés dans une zone collinaire au pied du Monte Limbara (1359 m s.l.m), du côté nord-est de l'île. Le climat est typiquement méditerranéen, avec une température moyenne annuelle d'environ 16°C et des précipitations annuelles comprises entre 699 et 810 mm. Les deux versants qui font l'objet de la recherche ont une longueur d'environ 270 m et une pente de 30 %. Pour mesurer les paramètres climatiques, on a utilisé deux stations automatiques. La station n.1 a été située à 160 m d'altitude dans le versant exposé NNW ; la station n.2 a été placée à environ 500 m de distance de la première et à une altitude de 173 m dans le versant exposé SSE. Les deux stations sont dotées d'un *software* de type DL2^e et de senseurs pour l'acquisition des paramètres suivants : radiation globale solaire, température et humidité de l'air, direction et vitesse du vent, précipitation et humidité du sol. Tous les senseurs sont placés à l'altitude de 2 m, à l'exception de celui de l'humidité du sol introduit dans le terrain à une profondeur de 10 cm. Les mesures sont relevées toutes les 10 minutes. La période d'étude s'étend de mai-septembre pour les années 2002 à 2005, période pendant laquelle dans le climat méditerranéen les plantes sont soumises à un très fort stress hydrique.

Pour l'étude des champignons endophytes, on a repéré quatre zones : deux (A et B) dans le versant exposé à NNW et deux (C et D) dans le versant exposé à SSE. Dans chaque zone on a choisi *at random* 3 plantes asymptomatiques, soit de chêne-liège, soit de chêne-vert. En mai 2005, on a prélevé sur le côté moyen-inférieur de la chevelure de chacune de ces plantes, 15 échantillons de feuilles et autant de branches âgés de trois ans. Les échantillons ont été stérilisés à la surface et un fragment d'à peu près 2-3 mm² a été obtenu aseptiquement de chaque échantillon et placé dans une capsule Petri contenant un substrat de patate-dextrose-sucre (PDA) additionné avec 0,06 g/l de streptomycine. Toutes les plaques ont été rangées dans un thermostat à 25°C à l'obscurité. Après 4-5 jours d'incubation, les colonies développées de champignons ont été déplacées sur des nouvelles plaques Petri avec PDA, incubées dans les mêmes conditions pour 20 jours, et enfin, identifiées. Pour chaque espèce de champignon on a calculé la fréquence d'isolement (FI) en appliquant la formule : $FI = Ni \cdot 100 / Nt$, où Ni représente le nombre total de ses colonies et Nt le nombre total des fragments examinés. Les données relatives à la fréquence d'isolement, après une transformation angulaire, ont été soumises à l'analyse de la variance (ANOVA). Les moyennes ont été comparées au test LSD (P= 0,05), en utilisant le logiciel Statgraphics Plus Version 3.1.

2. Résultats

2.1. Caractères topoclimatiques des versants

Les valeurs décadales moyennes des paramètres climatiques des stations considérées sont illustrées dans les graphiques de la Figure 1. Quant à la radiation solaire globale, les valeurs plus élevées se rapportent à la station n.2 et sont comprises entre 6,1 kw/m² (3^e décade de juin et 1^{re} de juillet) et 3,3 kw/m² (2^e et 3^e décade de septembre) ; dans la station n.1 la quantité maximale de radiation est de 4,5 kw/m² pendant la 3^e décade de juin, la minimale de 2,6 kw/m², toujours dans la 2^e et la 3^e décade de septembre. Les différences entre les deux stations sont comprises entre 1,6 kw/m² et 0,7 kw/m². D'une manière analogue, les températures se révèlent toujours supérieures dans le versant exposé SSE, à l'exception des maximales absolues de quelques décades. Les maximales journalières, plus élevées dans la 3^e décade de juin et plus basses dans la 1^{re} décade de mai, varient entre 34,5°C et 20,3°C près

de la station n.2 et entre 33,5°C et 19,8°C près de la station n.1, avec des différences qui arrivent à 1°C dans la période plus chaude. Les températures minimales journalières permettent de différencier davantage les deux versants. Elles sont comprises entre 17,1°C (1^{re} décade d'août) et 8,5°C (2^e décade de mai) près de la station n.2 et entre 16,0°C et 7,6°C près de la station n.1, respectivement dans les mêmes décades. En outre, les différences entre les deux stations sont souvent supérieures à 1°C dans les décades de juin, juillet et août, et atteignent la valeur de 1,4°C dans la 2^e décade de juin. Les températures moyennes montrent des variations synchrones dans les deux stations, elles sont comprises entre 24,6°C et 14,6°C pour le versant exposé SSE et entre 23,9°C et 14,1°C pour le versant opposé. Les valeurs plus élevées se rapportent à la 3^e décade de juillet et les plus basses à la 1^{re} décade de mai, avec des différences entre les deux stations qui ne dépassent pas 0,9°C. Les conditions de vents des deux versants se sont aussi révélées différentes pour ce qui concerne soit la direction du vent soit, surtout, sa vitesse.

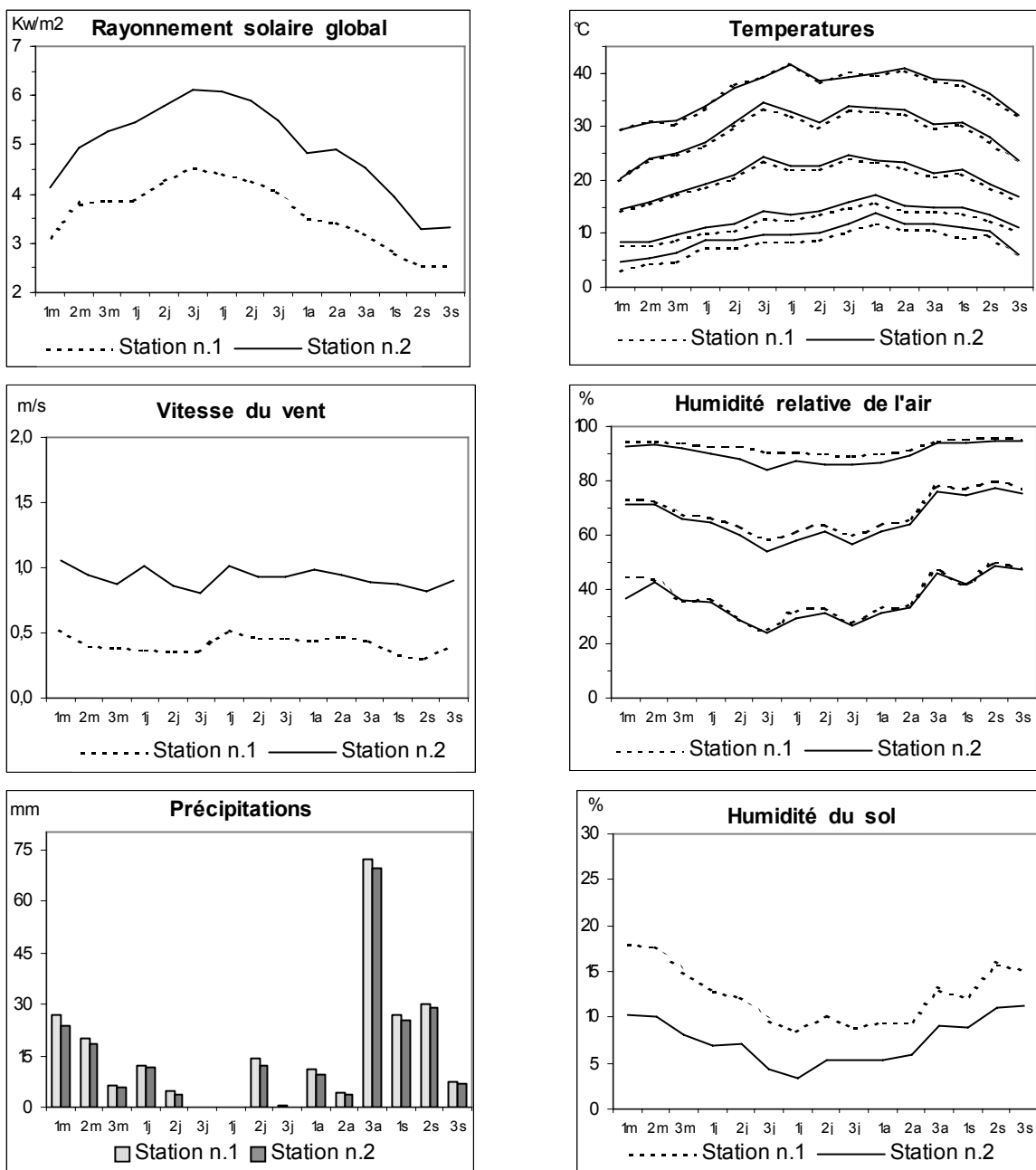


Figure I – Variation des valeurs décadales moyennes des paramètres climatiques

En effet, cette dernière a des valeurs moyennes décadales comprises entre 1,1 et 0,8 m/s dans le versant exposé SSE et entre 0,5 et 0,3 m/s dans le versant opposé. Au contraire, les paramètres relatifs à l'humidité de l'air, aux précipitations et au contenu hydrique du sol montrent des valeurs généralement plus élevées près de la station n.1. Dans cette dernière, l'humidité moyenne de l'air varie entre 79,7% et 58,7%, tandis que, près de la station n.2, elle est comprise entre 77,3% et 54,1%; les écarts s'élèvent autour de 2,6% et sont plus accentués dans les mois de juin et juillet jusqu'à un maximum de 6,6%. Toujours dans le versant exposé NNW, les précipitations sont plus abondantes : dans la 3^e décennie d'août, les totaux moyens arrivent à 72,1 mm, tandis que dans le versant exposé à SSE ils atteignent 69,7mm; les différences entre les valeurs moyennes des deux stations ne dépassent pas 3,3 mm (1^{re} décennie de mai) tandis que les totaux de chaque année peuvent dépasser 7 mm (3^e décennie d'août 2002). Enfin, pour ce qui concerne l'humidité du sol, exprimée en % de volume, ses valeurs varient entre 18% et 8,5% sur le versant exposé NNW, entre 11,2% et 3,5% sur le versant exposé SSE; les différences entre les valeurs moyennes des deux stations s'élèvent à 4,8 points, mais elles peuvent atteindre la valeur de 7,7 points (1^{re} et 2^e décennie de mai). De telles différences peuvent être mises en relation soit avec un plus grand apport radiatif, soit avec des conditions de plus grands vents sur le versant exposé SSE.

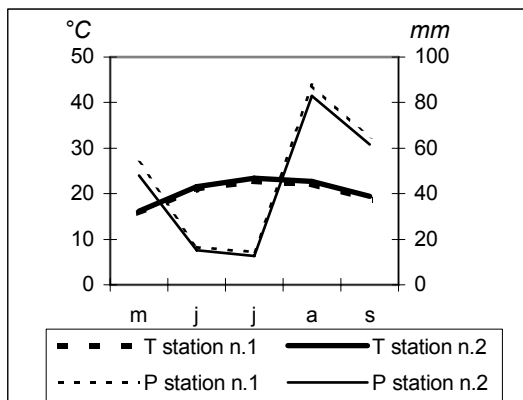


Figure 2 – Intensité et durée de la saison sèche dans les versants considérés

Pour synthétiser les principales caractéristiques topoclimatiques des deux versants, on a confronté, sur la Figure 2, les valeurs moyennes mensuelles des températures et des précipitations des stations, utilisant la relation $P=2T$ (Bagnouls et Gausson, 1957).

C'est évident comme le polygone relatif à la station n.1 retombe à l'intérieure de celui de la station n.2, indiquant pour cette dernière une saison sèche d'une intensité et d'une durée relativement plus grandes (Pulina, 1996 ; Brancucci et Pulina, 1996).

2.2. Champignons endophytes

On a isolé en tout 23 espèces de champignons, la plupart d'entre elles avec des valeurs basses de fréquence (Tableau 1). Seulement 9 champignons étaient présents dans les quatre zones étudiées. Parmi ceux-ci, *Biscogniauxia mediterranea* s'est toujours révélé le champignon dominant. Il revenait avec des valeurs de fréquence statistiquement supérieures dans les zones du versant déperé. Au contraire, aucune différence significative n'est apparue quant à la susceptibilité des organes des deux espèces de chênes aux infections de ce champignon. Parmi les espèces isolées plus fréquemment, mentionnons *Diplodia corticola*, *Discula quercina* et *Pleurophoma cava*, des espèces bien connues grâce à leurs attitudes parasitaires marquées. En particulier, *D. corticola* a indiqué des valeurs de FI statistiquement plus élevées dans les branches des plantes de chêne vert et de chêne liège de la zone D, tandis qu'elle s'est révélée insuffisamment présente dans les plantes situées dans les deux zones de bois de chênes-lièges en bonnes conditions phytosanitaires. *D. quercina* a été isolée dans la zone C du bois déperé avec des valeurs de fréquence statistiquement supérieures par rapport à celles des autres zones. Ses valeurs plus élevées ont été obtenues dans les feuilles des plantes de chêne-liège et dans les branches des plantes de chêne vert. *P. cava* a été isolée seulement dans les branches des plantes situées dans le bois de chêne-liège déperé.

Tableau I – Fréquence d'isolement (FI) en % des espèces des champignons endophytes dans les quatre zones considérées
(Lf = feuilles de chêne-liège; Lb= branches de chêne-liège; Vf = feuilles de chêne vert; Vb= branches de chêne vert)

Champignons endophytes	Zones expérimentales															
	A				B				C				D			
	Lf ^s	Lb	Vf	Vb	Lf	Lb	Vf	Vb	Lf	Lb	Vf	Vb	Lf	Lb	Vf	Vb
<i>Alternaria</i> sp.	6,7b-e*	0e	22,2a	0e	13,3abc	2,2de	17,8ab	11,1a-d	4,4cde	0e	4,4cde	4,4cde	2,2de	0e	6,7b-e	4,4cde
<i>Aureobasidium pullulans</i>	13,3ab	0d	11,1abc	2,2cd	17,8a	0d	13,3ab	0d	2,2cd	0d	6,7a-d	8,9a-d	2,2cd	2,2cd	8,9a-d	4,4bcd
<i>Bionectria solani</i>	0c	4,4bc	2,2bc	0c	2,2bc	8,9a	4,4ab	0c	0c	0c	0c	0c	0c	0c	2,2bc	0c
<i>Biscogniauxia mediterranea</i>	15,6c	20c	17,8c	15,6c	17,8c	24,4c	15,6c	28,9c	62,2ab	64,4ab	51,1b	51,1b	73,3a	66,7ab	68,9ab	64,4ab
<i>Botrytis cinerea</i>	6,7a	0b	2,2ab	0b	4,4ab	0b	6,7a	4,4ab	0b	0b	2,2ab	0b	0b	2,2ab	0b	4,4ab
<i>Cladosporium</i> sp.	2,2b	4,4b	4,4b	8,9a	2,2b	2,2b	4,4b	2,2b	0b	6,7ab	6,7ab	8,9a	2,2b	2,2b	0b	0b
<i>Cryphonectria</i> sp.	0a	0a	0a	0a	0a	2,2a	0a	0a	2,2a	0a	0a	0a	0a	0a	0a	2,2a
<i>Cytospora</i> sp.	0d	2,2d	0d	4,4bc	0d	2,2cd	0d	8,9ab	0d	13,3a	0d	4,4bc	0d	6,7bc	0d	6,7bc
<i>Diplodia corticola</i>	0c	0c	0c	2,2bc	0c	2,2bc	0c	0c	0c	6,7ab	2,2bc	0c	0c	8,9a	0c	11,1a
<i>Discula quercina</i>	6,7cd	11,1cd	2,2d	6,7cd	11,1c	8,9cd	2,2d	6,7cd	42,2a	13,3c	20bc	35,6ab	15,6c	6,7cd	15,6c	8,9cd
<i>Dothiorella iberica</i>	0b	0b	0b	0b	0b	2,2ab	0b	2,2ab	0b	0b	0b	0b	0b	4,4a	0b	0b
<i>Epicoccum nigrum</i>	4,4abc	2,2c	11,1a	2,2bc	2,2bc	0c	8,9ab	2,2bc	2,2bc	2,2bc	4,4abc	2,2bc	0c	0c	2,2bc	2,2bc
<i>Myrioconium</i> sp.	0a	0a	0a	2,2a	0a	2,2a	0a	0a	0a	0a	0a	0a	0a	2,2a	0a	0a
<i>Penicillium</i> sp.	2,2ab	2,2ab	0b	2,2ab	2,2ab	6,7a	6,7a	6,7a	0b	0b	0b	0b	0b	0b	2,2ab	4,4ab
<i>Pestalotia</i> sp.	0b	0b	11,1a	0b	0b	0b	8,9a	0b	0b	0b	0b	0b	0b	0b	0b	0b
<i>Pleurophoma cava</i>	0c	0c	0c	0c	0c	0c	0c	0c	0c	6,7ab	0c	4,4b	0c	11,1a	0c	4,4b
<i>Preussia aemulans</i>	0b	0b	0b	4,4a	0b	2,2b	0b	0b	0b	0b	0b	0ab	0b	0b	0b	0b
<i>Seimatosporium glandigenum</i>	2,2a	0a	0a	0a	2,2a	0a	0a	2,2a	2,2a	0a	2,2a	0a	0a	0a	0a	0a
<i>Sordaria fumicola</i>	2,2a	2,2a	0a	0a	0a	0a	0a	2,2a	0a	0a	0a	0a	0a	0a	0a	0a
<i>Stereum gausapatum</i>	0a	2,2a	0a	0a	0a	0a	0a	2,2a	0a	0a	0b	0a	0a	0a	0a	0a
<i>Trichoderma fertile</i>	2,2ab	4,4a	4,4a	6,7a	0b	0b	0b	2,2ab	0b	0b	0b	0b	0b	0b	0b	0b
<i>Trichoderma harzianum</i>	0b	6,7a	0b	2,2b	0b	0b	0b	2,2b	0b	0b	0b	0b	0b	0b	0b	0b
<i>Mycelia sterilia</i>	0a	0a	0a	0a	0a	2,2a	0a	0a	0a	0a	0a	0a	0a	0a	0a	0a

*) Les valeurs de la même ligne indiquées par la même lettre ne sont pas statistiquement différentes au test LSD ($P < 0,05$).

Outre ces pathogènes, les communautés endophytiques examinées comprenaient quelques champignons : *Bionectria solani*, *Preussia aemulans*, *Trichoderma fertile* et *T. harzianum*, qui ont montré, *in vitro*, que ces espèces possédaient une bonne capacité compétitive à l'égard des principaux pathogènes impliqués dans le dépérissement des chênes (Linaldeddu *et al.*, 2005). De telles espèces ont été isolées surtout dans les plantes situées au versant qui présentent de bonnes conditions phytosanitaires, tandis que leur présence dans les plantes du versant déperé s'est révélée très limitée. Dans l'ensemble, les plantes situées dans ce dernier versant sont caractérisées d'une biodiversité microbique inférieure.

Conclusion

Du point de vue topoclimatique, on a relevé des différences entre les deux versants qui concernent à peu près tous les paramètres analysés. Dans l'ensemble, le versant déperé présente des conditions plus accentuées d'aridité, liées soit à une quantité plus grande de radiation et à des vents plus intenses, soit à un taux d'humidité et à une pluviosité inférieure par rapport au versant qui soutient le bois sain. Pour ce qui concerne les communautés de champignons endophytiques, on a relevé dans les deux versants une composition différente soit quantitative soit qualitative des espèces : dans le versant déperé, on a observé une incidence plus élevée des espèces pathogènes et une biodiversité microbique inférieure. Dans le bois en bonnes conditions de santé, l'incidence des espèces dotées de capacités antagonistes est plus grande. Donc, il est vraisemblable que les conditions topoclimatiques plus favorables à l'apparition des stress hydriques et l'incidence endophytique élevée des pathogènes dans le bois exposé SSE ont eu un rôle important sur la diffusion du dépérissement des plantes de ce versant.

Bibliographie

- BAGNOULS F., GAUSSEN H., 1957 : *Les climats biologiques et leur classification*. Annales de Géographie, **66** (335), 194-220
- BAKRY M., ABOUROUH M., 1995 : *Dépérissement du chêne-liège au Maroc : état des connaissances et perspectives*. IOBC/wprs Bulletin, **18**, 50-55
- BRANCUCCI G. E., PULINA M.A., 1996 : *Analyse de la fréquence des années sèches sur le pourtour de la Méditerranée centre-occidentale en fonction de l'intensité de la sécheresse au sens de Bagnouls et Gausсен*. Publ. Ass. Int. de Climatologie, **9**, 68-75
- FOLLAND C.K., KARL T.R., CHRISTY J.R., CLARKE R.A., GRUZA G.V., JOUZEL J., MANN M.E., OERLEMANS J., SALINGER M.J., WANG S.W., 2001 : *Observed climate variability and change*. In: *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Houghton JT et al., (eds). Cambridge University Press, Cambridge, UK, New York, USA, 881p.
- FRANCESCHINI A., CORDA P., MADDAU L., MARRAS F., 1999 : Observations sur *Diplodia mutila*, pathogène du chêne-liège en Sardaigne. IOBC/wprs Bulletin, **22**, 5-12
- LINALDEDDU B.T., MADDAU L., FRANCESCHINI A., 2005: Preliminary *in vitro* investigation on the interaction among endophytic fungi isolated from *Quercus* spp. IOBC/wprs Bulletin, **28** (8), 101-102
- PULINA M.A., 1996: *Caratterizzazione dell'aridità in Sardegna attraverso l'uso dei diagrammi ombrotermici*. Bollettino Società Sarda Scienze Naturali, **XXXI**, 1-16
- RAGAZZI A., VAGNILUCA S., MORICCA S., 1995: European expansion of oak-decline, involved microorganisms and methodological approaches. *Phytopathologia Mediterranea*, **34**, 207-226
- SCHOENEWEISS D.F., 1975: Predisposition, stress, and plant disease. *Annu. Rev. Phytopathol.*, **13**, 193-211
- SECHI C., RUIU P.A., FRANCESCHINI A., CORDA P., 2002 : Nouvelles recherches sur l'extension des phénomènes de dépérissement dans les subéraies de Sardaigne. IOBC/wprs Bulletin, **25**, 5-12
- WETHERALD R.T., MANABE S., 1995: The mechanisms of summer dryness induced by greenhouse warming. *Journal of Climatology*, **8**, 3096-3108

Simulation et validation terrain de l'impact du remblai de la Ligne TGV-Est européen sur le gel printanier dans le vignoble de Vrigny (Champagne)¹⁷

H. Quénol¹, H. Gounine, S. Bridier², G. Beltrando³

1 Laboratoire COSTEL, UMR6554 LETG, Université Rennes, France

2 UMR ESPACE, Université de Provence, France

3 UMR 8586 PRODIG, Université Denis Diderot, Paris, France

Résumé : Cette étude a pour objectif d'analyser les caractéristiques aérologiques et thermiques nocturnes à proximité des (futurs) infrastructures ferroviaires de la Ligne à Grande Vitesse (LGV) du TGV Est Européen dans le vignoble de la commune de Vrigny afin d'estimer les secteurs où une accentuation du gel printanier dommageable liée à l'implantation du remblai sera probable. Des mesures in situ ainsi qu'une simulation par SIG ont permis de réaliser une cartographie du risque gélif accru. Une seconde campagne expérimentale, réalisée après la construction de la LGV, a permis de valider cette simulation.

Mots-clés : gel printanier, remblai, vignoble, mesures, SIG

Abstract: This study aims to analyze the aerological and thermal nocturnal characteristics near the Line at High Speed (LGV-East European) in the vineyard of Vrigny (Champagne) in order to estimate the frost risk caused by the embankment. Measurements as well as a simulation by GIS made it possible to carry out a cartography of the increased frost susceptible risk. One second experimental study, carried out after the construction of the LGV, permit to validate this simulation.

Key Words: spring frost, embankment, vineyard, measurements, GIS

Introduction

Le tracé de la Ligne à Grande Vitesse (LGV) du TGV Est Européen a été arrêté par Réseau Ferré de France (RFF) en 1994. Dans le département de la Marne, la ligne ferroviaire traverse le vignoble champenois en contrebas des coteaux de la Montagne de Reims. Par temps calme (ciel peu nuageux, vents faibles), dans les secteurs en remblai, l'ouvrage ferroviaire constitue un obstacle à l'air froid qui s'écoule naturellement suivant les lignes de pente vers les parties les plus basses des plaines avoisinantes. Au printemps, l'accumulation de l'air froid en amont du remblai peut générer un risque supplémentaire de gel pour les vignes qui sont particulièrement sensibles aux basses températures au moment du débourrement des bourgeons. En 2002, les vignerons des communes de Vrigny (sud-ouest de Reims), ont manifesté leur inquiétude sur le risque supplémentaire de gel que pouvait générer le talus dans leur vignoble sachant que le remblai est implanté dans le bas du coteau viticole. En effet, à Vrigny, la LGV passe dans un secteur subhorizontal (altitude 100 m) en contrebas d'un coteau exposé nord-est (Montagne de Reims) où se situe le vignoble. Le vignoble est situé entre 105 et 170 m d'altitude, sur une pente variant de 2 à 10 degrés. La présence du remblai ferroviaire surmonté de murs antibruits et du remblai permettant le passage de la RD 26 au dessus de la LGV, vont tout naturellement créer un barrage aux écoulements gravitaires et engendrer (ou accentuer) un lac d'air froid qui s'étendra en amont de l'ouvrage ferroviaire.

En 2002, une première campagne de terrain réalisée avant la construction du remblai a montré que le lac d'air froid se situait à la limite du vignoble. Une simulation informatique du futur "lac d'air froid" avec un système d'information géographique (SIG) a mis en évidence qu'avec l'obstacle, la masse d'air froid va croître en volume et s'étendre vers le vignoble. Au

¹⁷ Contrat de recherche UMR PRODIG.

printemps 2005, après la construction des ouvrages ferroviaires (remblai, murs anti-bruit, ...), une seconde campagne de terrain a été réalisée. Les résultats montrent que la masse d'air froid bloquée par le remblai s'étend dans le vignoble dans les secteurs prévus par la simulation SIG (Gounine, 2005).

Ici, sont présentés les différentes étapes de cette étude : mesures *in situ* sur le site initial ; simulation par SIG ; validation par des mesures *in situ* après la construction de la ligne ferroviaire.

I. Expérimentation *in situ* avant l'implantation de la LGV-Est Européenne (2002)

Au printemps 2002, des postes de mesures ont été définis selon un transect sud-ouest/nord-est du haut du versant de la Montagne de Reims (environ 170 m) jusque dans la zone subhorizontale en contre bas où le remblai est censé bloquer les écoulements gravitaires et engendrer la formation d'un lac d'air froid. Deux types de mesures ont été effectués par nuits anticycloniques (ciel clair, vent faible) :

- des mesures itinérantes de la direction des écoulements gravitaires afin d'évaluer l'aérologie locale et de prendre connaissance des différents couloirs où l'air peut s'écouler ou au contraire, les secteurs où il peut être bloqué par un obstacle ;
- des relevés ponctuels des températures nocturnes par l'intermédiaire de capteurs enregistreurs Tiny Talk, placés à l'air libre à 50 cm du sol (hauteur moyenne du bourgeon), afin d'obtenir simultanément, toutes les 5 minutes, les températures sur les différents postes de mesures. Six postes de mesures ont été installés dont cinq dans le vignoble.

Les résultats ont montré d'une part, une aérologie nocturne en relation avec la topographie (écoulement suivent les lignes de pente) et d'autre part, une forte variabilité spatiale des températures nocturnes provoquée par les caractéristiques topographiques du site. Par exemple, la nuit du 20 au 21 avril 2002, les températures les plus froides sont relevées dans le secteur subhorizontal de la Fosse Saint Marcoult (-0,6°C). Le gradient thermique entre cette zone plane et le haut du coteau est relativement important en atteignant 3°C. Les postes de mesures situés dans le vignoble enregistrent des températures plus chaudes que dans le secteur subhorizontal en contre bas (figure 1).

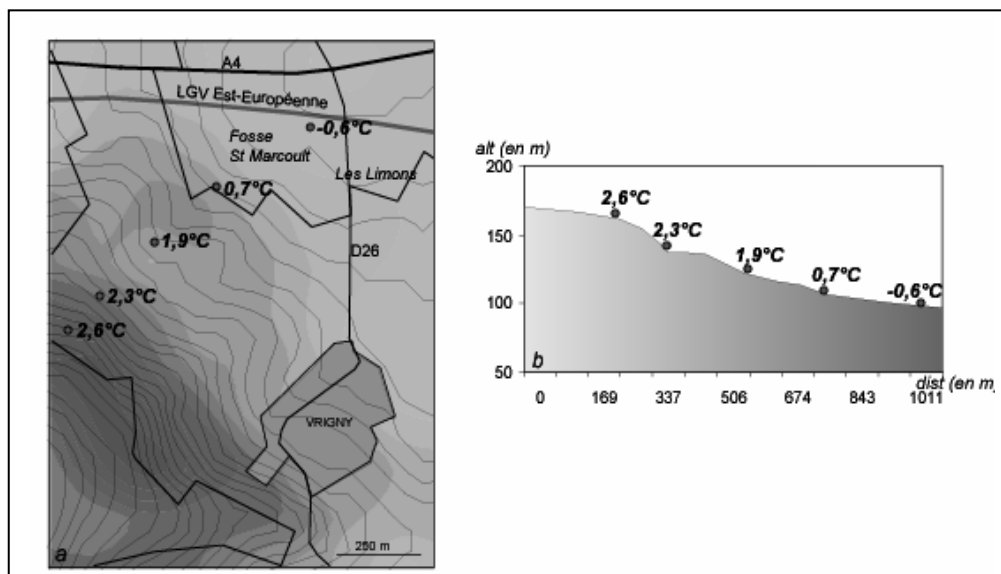


Figure 1 – Températures minimales de la nuit radiative du 20 au 21 avril 2002.
(Figure publiée dans les Annales de l'AIC 2005)

Après ces premières constatations (observées au cours des autres nuits de mesures), nous avons conclu que le lac d'air froid présent naturellement sur le site initial (sans l'implantation du remblai), n'atteignait pas le vignoble. Mais, la présence de l'obstacle ferroviaire de plusieurs mètres de haut (jusqu'à 6m) accentuera le blocage de l'air froid et favorisera l'extension du lac d'air froid vers le vignoble. La seconde étape de cette étude a donc été de réaliser une simulation du lac d'air après l'introduction du remblai ferroviaire.

2. Estimation du lac d'air froid et simulation informatique par SIG de l'impact du remblai de la LGV (2002)

Afin d'estimer le secteur viticole où le refroidissement nocturne sera accentué après l'implantation de la LGV, une modélisation spatiale du lac d'air froid a été réalisée à l'aide d'un Système d'Information Géographique (SIG).

L'utilisation du SIG permet de confronter sous la forme de couches de données, les paramètres atmosphériques avec les caractéristiques de l'espace (topographie, remblai, ...) susceptibles de modifier le climat local et la vulnérabilité du végétal (présence de la vigne) (Bridier *et al.*, 2004). La variabilité spatiale du gel printanier étant tributaire de la topographie (l'air froid s'écoule suivant les ligne de pente) et des différents obstacles pouvant ralentir voir bloquer l'air froid (cuvette, remblai), la superposition des couches représentant la pente et la direction théorique des écoulements gravitaires (réalisés à partir d'un Modèle Numérique de Terrain), la position et la hauteur du remblai ainsi que la localisation des cultures sensibles, permettent de spatialiser le risque de gel.

A Vrigny, la hauteur maximale du remblai (6 m) a été combinée à l'altitude de la zone subhorizontale où sera implanté la LGV (100 m) de manière à faire une première estimation de la surface du lac d'air froid. La hauteur du barrage correspondra donc à la courbe de niveau de 106 m (figure 2). En observant, sur le Modèle Numérique de Terrain, la première approximation du lac d'air froid, on remarque que la masse d'air recouvre une partie du vignoble à l'est de la RD26, mais elle reste relativement éloignée du vignoble à l'ouest de cette route. Cependant, un second facteur peut provoquer une extension du lac d'air froid : après une nuit calme de type anticyclonique, un léger vent se lève généralement juste avant le levé du soleil. Ce vent, d'échelle régionale ou synoptique, n'est pas assez fort pour déstructurer la masse d'air froid mais il est assez puissant pour déplacer le lac d'air froid (Cellier, 1989). Au cours d'une précédente étude réalisée dans le vignoble de Sillery, nous avons observé qu'un vent faible pouvait faire remonter la masse d'air froid le long de la pente lorsque celle-ci était inférieure à 3°. Nous avons donc intégré cette valeur empirique ainsi que la direction du vent dans le SIG.

Ici, par vent de nord à est, l'air froid stocké par le barrage peut atteindre le vignoble de part et d'autre de la RD 26. D'après la simulation combinant la pente, l'ouvrage ferroviaire, un déplacement de l'air froid dans un cadran nord à est selon une pente inférieure à 3°, on peut estimer que le risque le plus important apparaît à l'est de la RD 26, tandis qu'il reste peu important à l'ouest de cette route parce que la pente est plus forte. Cette simulation permet d'estimer à 11 hectares, la surface de vignes où le risque gélif est accentué par l'implantation de la LGV (figure 2) (Bridier *et al.*, 2004).

La première campagne de mesures et la simulation par SIG ont démontré que l'implantation du remblai ferroviaire (LGV) et routier (RD 26) accentuera inévitablement le blocage de l'air froid dans la Fosse St Marcoult et au niveau des Limons. Réseau Ferré de France (RFF) ainsi que le bureau d'étude responsable des travaux ont décidé de modifier le tracé : des ouvertures dans le remblai et dans les murs antibruit ont été réalisées afin de favoriser l'écoulement de l'air froid et de limiter son accumulation (non montré).

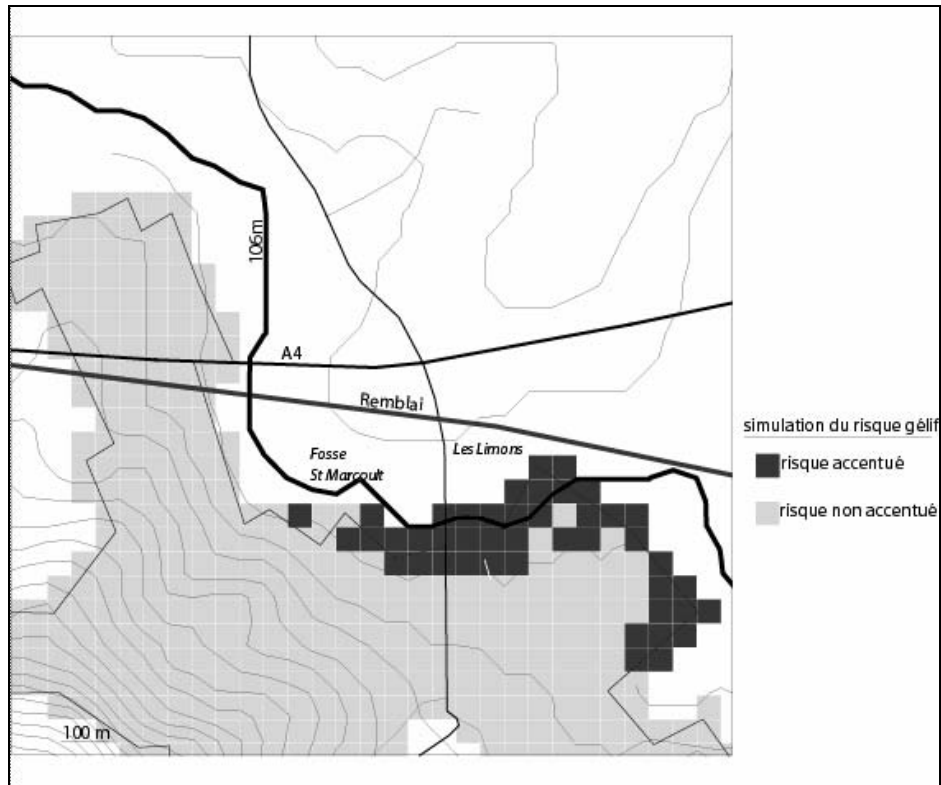


Figure 2 – Surface du vignoble où le risque gélif estimé est accentué par la LGV avec un vent de nord à est. (pixel de 50 m de coté)

Une seconde campagne de mesures a été réalisée au printemps 2005 (après la construction des ouvrages ferroviaires et routiers) afin de valider la simulation informatique et de vérifier si les aménagements réalisés par les maîtres d'œuvre ont été suffisants pour limiter l'accentuation du risque gélif.

3. Expérimentation *in situ* après l'implantation de la LGV-Est Européenne (2005)

Au printemps 2005, huit thermomètres enregistreurs TinyTalk ont été répartis sur le site expérimental en suivant le même protocole que dans la première étude *in situ* (à 50 cm de la surface et données recueillies toutes les 5 minutes). L'emplacement des postes expérimentaux a été choisi en fonction des caractéristiques topographiques et des résultats de la simulation informatique (secteur à risque gélif plus important à l'est de la RD 26). En définitive, quatre capteurs ont été disposés suivant le transect déterminé en 2002 afin de pouvoir réaliser une comparaison. Quatre autres capteurs ont été installés dans le secteur où la simulation estime que le risque gélif sera accentué après l'implantation de la LGV (ex : deux postes à l'est de la RD 26).

La figure 3 présente les températures minimales relevées le matin du 22 avril 2005. Les capteurs positionnés en haut du coteau enregistrent les températures les plus élevées (forte pente). Les températures les plus basses sont observées dans le secteur subhorizontal de la Fosse St Marcoult (-1,4°C) et un gradient thermique d'environ 1,5°C apparaît entre la zone plane et le coteau. Le gradient thermique est ici moins important que lors des mesures réalisées au printemps 2002, car l'extension du lac d'air froid est plus importante. Avec -1°C relevé à la limite du vignoble sur le transect situé à l'ouest de la RD26, nous pouvons estimer que le lac d'air froid s'étend au moins jusqu'à cet endroit (un capteur intermédiaire aurait

permis d'affiner la localisation du lac d'air froid). Les températures les plus basses ont été observées dans le vignoble immédiatement à l'ouest de la RD26. La combinaison entre les remblais routiers et ferroviaires génère un blocage de l'air froid. A l'est de la RD26, les températures minimales relevées sont également basses et correspondent à l'extension du lac d'air froid. Ces constatations ont été vérifiées lors d'autres nuits de mesures.

Les secteurs où les températures minimales les plus froides ont été enregistrées correspondent assez bien aux résultats de la simulation informatique. On peut même penser que la simulation réalisée en 2002 a sous estimé ces secteurs surtout pour la partie du vignoble située immédiatement à l'ouest du remblai de la RD26.

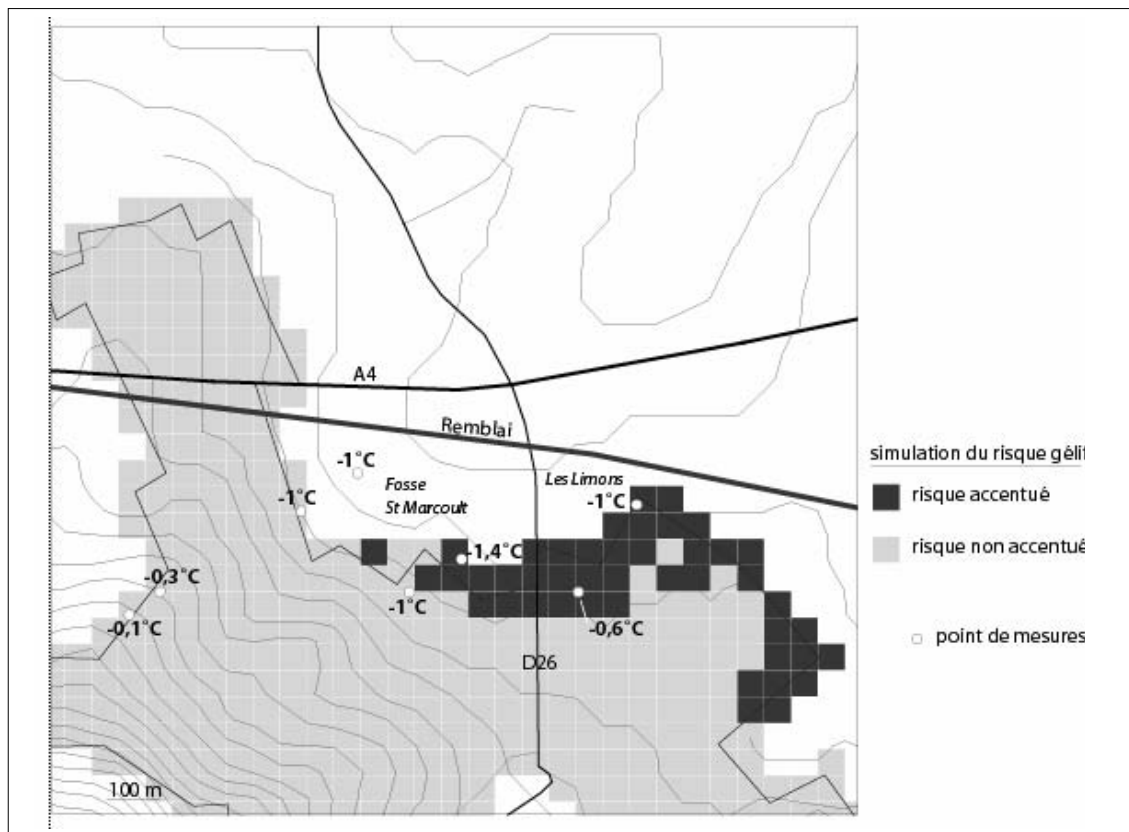


Figure 3 – Confrontation des mesures *in situ* (températures minimales de la nuit du 21 au 22 avril 2005) avec la simulation du risque gélif accru après l'implantation de la LGV (figure présente dans un article soumis aux *Annales de Géographie*).

Conclusion

La démarche suivie lors de cette étude – *mesures in-situ avant l'implantation de la LGV, simulation informatique par SIG puis validation par une seconde campagne de mesures in situ* – a permis d'évaluer puis de confirmer l'impact des remblais (LGV) ferroviaires (LGV) et routiers (RD 26) sur le risque gélif. Ce type de recherche permet au maître d'ouvrage et aux professionnels viticoles de mieux appréhender l'impact des infrastructures en remblai sur le gel dommageable évalué et aux Maîtres d'œuvre d'envisager le cas échéant des modifications du tracé. Toutefois, ici, il semble assez clair que les modifications apportées au remblai et aux merlons anti-bruit n'ont pas été suffisantes pour permettre une évacuation efficace de l'air froid vers la plaine de Reims. Dans certaines situations météorologiques, les ouvertures pratiquées à chaque jonction entre merlons anti-bruit et remblai routier de la RD 26 ne sont pas

assez importantes pour assurer un drainage optimal de l'air froid et réduire significativement le risque gélif supplémentaire.

Remerciement : Etude réalisé avec le soutien du Syndicat Général des Vignerons de la Champagne et l'Association Très Grande Vigilance (TGV).

Bibliographie

- BELTRANDO G., QUENOL H. ET BRIDIER S., 2002 : *Evaluation de l'impact du futur remblai de la ligne à Grande Vitesse Est Européenne sur les gelées de printemps dans les vignobles de Vrigny et des Mesneux (Champagne)*. Rapport d'étude pour le Groupement ISL, Réseau Ferré de France (RFF) et le Syndicat Général des Vignerons de la Champagne, 24 p.
- GOUNINE H., 2005 : *Evaluation de l'impact du remblai de la LGV-Est Européenne sur le gel printanier dans le vignoble de Vrigny*. Mémoire de Master 2, Univ. Rennes 2, 24p.
- CELLIER P., 1989 : Mécanismes du refroidissement nocturne : application à la prévision des gelées de printemps. *Le Gel en Agriculture I.N.R.A.*, 145-164.
- QUENOL H., BRIDIER S. ET BELTRANDO G., 2003 : Apport du SIG en climatologie locale. Colloque international « Géomatique et applications » : *Apport du SIG au monde de la recherche*. Orléans, 13-14 mars 2003, 151-160.
- QUENOL H., BELTRANDO G. ET BRIDIER S. : Risques de gel accru liés à la présence d'ouvrages linéaires en remblai. (soumis aux Annales de Géographie).

Du climat de la montagne corse et ses aléas

Sandra Rome¹, Jean-Paul Giorgetti²

¹ IUFM de Corse et Laboratoire Gestion et Valorisation
de l'Environnement (GVE - Nice) de l'UMR 6012 ESPACE, France
sandra.rome@wanadoo.fr
² Météo-France, Centre de la Haute-Corse, France
jean-paul.giorgetti@meteo.fr

Résumé : *La montagne corse est un milieu difficile en raison de la topographie insulaire accidentée ; pourtant cet espace est convoité pour l'attrait touristique lié à l'authenticité et la préservation des paysages. L'essentiel des villages de la montagne corse est situé entre 450 et 900 mètres d'altitude ; or, dès qu'un événement météorologique extrême se produit, la population montagnarde est momentanément coupée du reste de l'île. Ce travail présente les grands traits du climat dans le domaine de montagne en Corse, c'est-à-dire au-dessus de 800 mètres d'altitude, avant de proposer deux phénomènes météorologiques extrêmes ayant touché tout ou partie du massif insulaire. Les données moyennes mensuelles 1971-2000 de précipitations et de températures, du nombre de jours de gel, de jours de chaleur, de jours de pluie et les hauteurs de pluies sont obtenues par la méthode AURELHY de Météo-France et concernent l'ensemble du réseau insulaire. Les phénomènes extrêmes proviennent de la Banque de Données des Événements Marquants (BDEM) de Météo-France. Il apparaît que le climat de la montagne corse présente des caractères typiquement méditerranéens comme des jours de forte chaleur et un déficit hydrique en été, mais aussi des nuances alpines, telles un plus grand nombre de jours de pluie fréquemment associé à de violentes intensités.*

Mots-clés : Montagne, climat, Corse, aléas météorologiques

Abstract: *The Corsican mountain is a difficult medium because of steep insular topography; however this space is coveted for the tourist attraction related to the authenticity and the safeguarding of the landscapes. The main part of the villages of the Corsican mountain is located between 450 and 900 meters high; however, as soon as an extreme phenomenon occurs, the mountainous population is temporarily cut remainder of the island. This work presents the large features of climate in the field of mountain in Corsica, i.e. above 800 meters high, before proposing two extreme weather phenomena having touched whole or part of the insular solid mass. Monthly average data 1971-2000 of rainfall and temperatures, the number of days of freezing, days of heat, days rain and heights of rains are obtained by the AURELHY method of Météo-France and relate to the whole of the insular network. The extreme phenomena come from the "Banque de Données des Événements Marquants" (BDEM) of Météo-France. It appears that the Corsican mountain climate presents typically Mediterranean characters like days of strong heat and a hydrous deficit in summer, but also of the alpine nuances, such as greater number of days of rain frequently associated with violent intensities.*

Key Words: Mountain, climate, Corsica, meteorological hazards

Introduction

S'il est banal d'affirmer que la Corse bénéficie d'un climat méditerranéen dans toutes ses composantes, il est en revanche plus inhabituel d'évoquer les caractères alpins de cette « montagne dans la mer » selon l'expression de Ratzel (1882, Anthropogéographie). L'île de Beauté est la seule région du bassin méditerranéen qui offre un espace de montagne supérieur au tiers de sa superficie ; en effet, 39% des terres émergées sont situées au-dessus de 600 mètres d'altitude et 120 cimes dépassent 2 000 mètres. Par ailleurs, la Corse est bordée de tous cotés par une mer relativement chaude, ce qui contribue à expliquer certaines particularités climatiques. La majeure partie des villages de montagne en Corse se situe entre 450 et 900 mètres d'altitude ; or, certains d'entre eux sont d'autant plus enclavés qu'ils sont éloignés des routes nationales.

Cet article définit l'espace de montagne en Corse puis analyse la variabilité saisonnière du climat de l'île, à partir de données Météo-France de précipitations et de températures

mensuelles issues de la base AURELHY pour la période de référence 1971-2000. Il présente enfin deux aléas météorologiques ayant affecté le domaine montagnard en Corse, grâce aux données extraites de la Banque de Données des Evénements Marquants (BDEM) de Météo-France, qui répertorie tous les événements extrêmes depuis le début du XX^e siècle. Par phénomène extrême, on retiendra les fortes pluies de la Toussaint 1993 et la canicule d'août 2003.

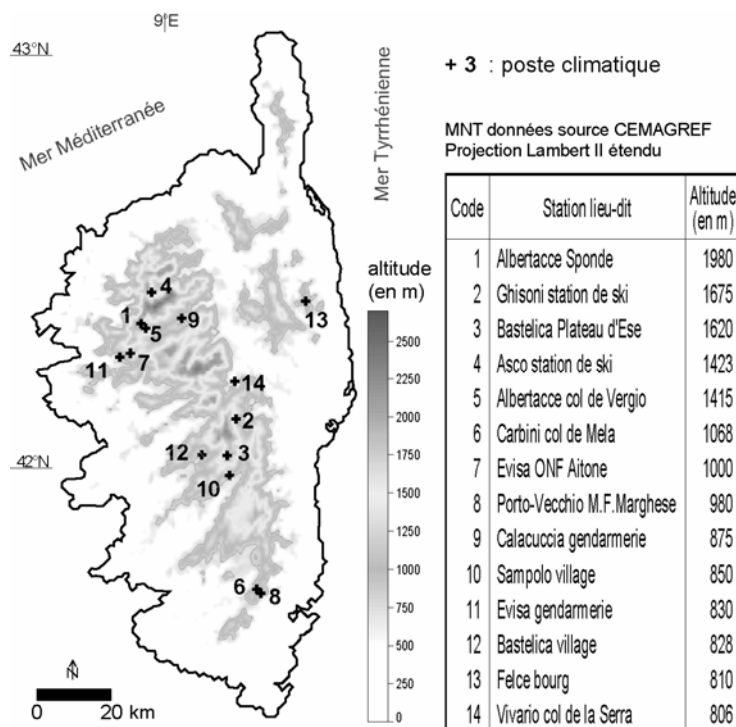
I. La montagne corse, un espace entre Méditerranée et Alpes

I.1. L'espace contraignant de la montagne corse

La *loi Montagne* (RF, 1985) définit la montagne comme « une zone où les conditions de vie sont plus difficiles, freinant ainsi l'exercice de certaines activités économiques, entre autre lié à l'altitude, aux conditions climatiques et aux fortes pentes ». La loi reconnaît sept massifs en France métropolitaine dont celui de Corse. L'altitude de 600 à 800 mètres selon les massifs, est désormais retenue pour marquer la limite inférieure du domaine montagnard français, soit 800 mètres pour les montagnes en France méditerranéenne. La *haute montagne* comprend les territoires situés au-dessus de 800 mètres dans les Vosges, 1 100 mètres dans le Jura, 1 600 mètres dans les Alpes, 1 400 mètres dans les Pyrénées, 1 200 mètres dans le Massif central et 1 100 mètres en Corse (RF, 1977).

I.2. Le massif corse : la montagne française la plus orientale

La Corse est traversée par le 9^e méridien Est et le 42^e parallèle Nord. Le massif corse est donc la montagne la plus orientale de France métropolitaine, et la plus méridionale avec les Pyrénées. Dans ce travail, trois types de stations climatiques sont référencés : les stations dites de plaine, situées à moins de 500 mètres d'altitude, celles dites « des villages », situées entre 500 et 800 mètres et celles de montagne (figure 1) localisées au-delà de 800 mètres.



La limite de la montagne en Corse peut également être définie en s'appuyant sur les divisions géographiques et botaniques, comme l'étage montagnard, caractérisé par les séries du pin Laricio, du sapin et du hêtre. Cet étage montagnard est développé en Corse à partir de 1100-1200 mètres pour la limite inférieure contre 500 mètres dans les Vosges, 600 mètres dans les Alpes du Nord et 800 mètres dans les Alpes du Sud (Ozenda, 1985). L'étage montagnard atteint 1750-1800 mètres, limite supérieure des forêts en Corse (Dupias *et al.*, 1965) contre 1600 à 1900 mètres en moyenne dans les montagnes françaises.

Figure 1 – Localisation des stations météorologiques de montagne utilisées, situées au-dessus de 800 mètre. Le réseau exploité comprend 5 stations de haute montagne (> 1100 m) et 9 de moyenne montagne (800-1100 m)

L'étage subalpin s'étend entre 1750-1800 mètres et 2000-2100 mètres en moyenne ; il est caractérisé en Corse, par le développement d'arbustes nains (aune odorant, fougères) et de landes (genêts et thym notamment), sans véritables arbres. L'étage alpin, situé au-delà de 2000-2100 mètres, est caractérisé par la durée de l'enneigement, la rigueur de l'hiver, les fortes amplitudes thermiques et une relative sécheresse estivale.

La végétation de montagne en Corse commence plus haut que dans les autres massifs français, mais la limite supérieure de l'arbre y est pourtant plus basse ; aussi, il convient d'étudier les facteurs climatiques susceptibles d'expliquer les principaux traits du climat de montagne de l'île.

2. Variabilité saisonnière du climat de la montagne Corse

2.1. Un régime pluvio- thermique aux caractéristiques à la fois méditerranéennes et alpines

La variabilité saisonnière moyenne des pluies et des températures des stations de montagne (altitude > 800 mètres) montre un régime caractéristique du domaine méditerranéen (figure 2).

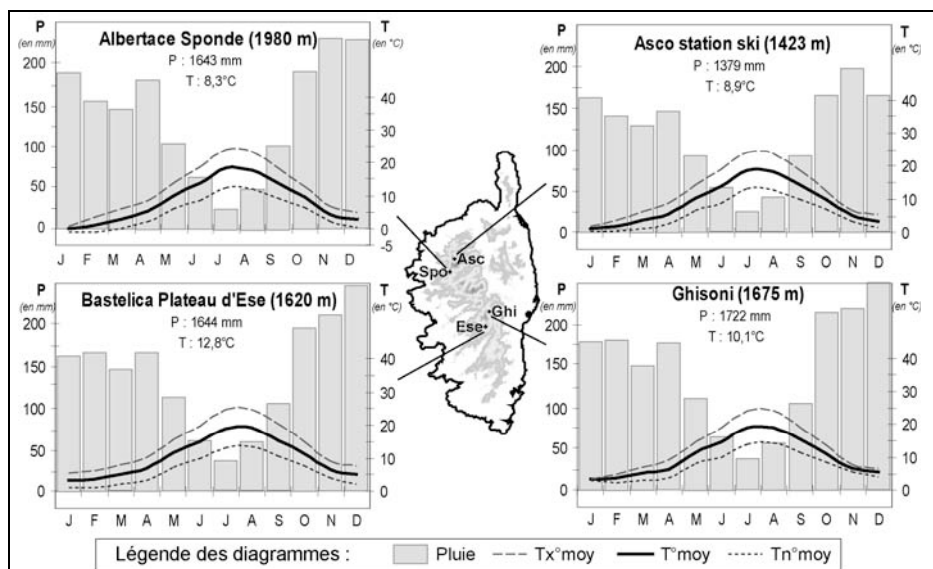


Figure 2 – Régimes climatiques des quatre stations les plus hautes. Les diagrammes ombro-thermiques sont construits à partir des normales 1971-2000 de la base AURELHY de Météo-France.

Le climat méditerranéen est déterminé par la fréquence de sécheresses estivales, d'étés chauds (22 à 25°C en moyenne en juillet et août) accompagnés d'une grande luminosité du ciel. A l'intérieur des terres se produisent des manifestations orageuses, parfois violentes en fin d'été et début d'automne. Les hivers sont relativement doux (7° à 9°C en janvier). Les vents locaux (Mistral, Tramontane, Libeccio) sont fréquemment violents, atteignant des forces moyennes de 60 à 80 km/h. Les précipitations tombent souvent sous forme d'averses réparties sur 50 à 80 jours seulement, avec deux apports principaux, l'un en fin d'automne, l'autre en début d'hiver et de printemps (figure 3).

Des nuances du climat alpin sont cependant très présentes dans les stations de haute montagne en Corse, avec des températures moyennes mensuelles inférieures à 5°C de novembre à avril. L'intensité des précipitations est plus importante en altitude qu'en plaine puisque celles-ci dépassent 150 mm d'eau pendant 5 à 6 mois de l'année. Les principaux cumuls pluviométriques se produisent bien en hiver, fréquemment sous forme de neige, d'où leur intérêt pour les ressources en eau.

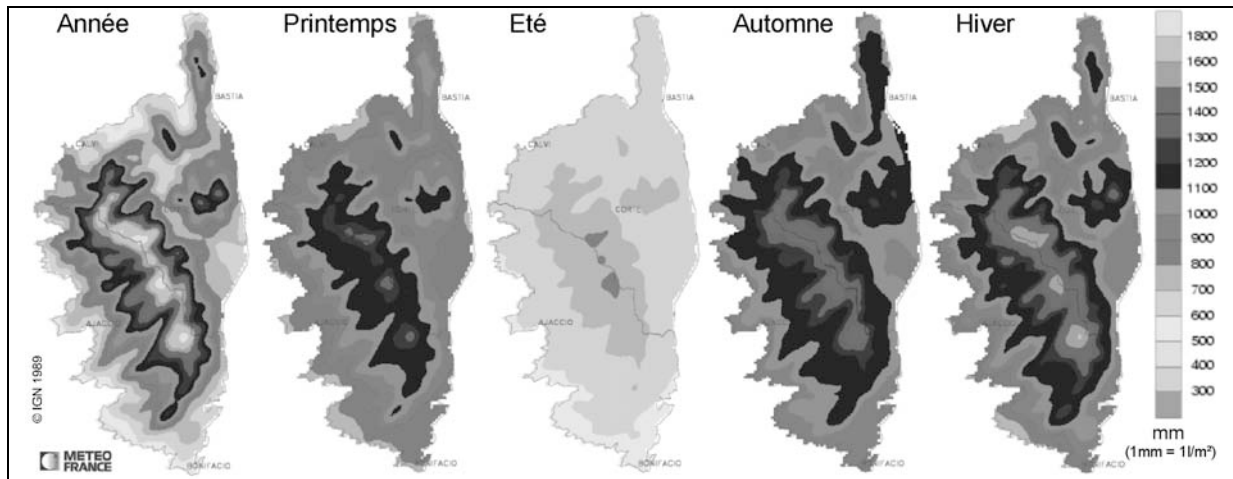


Figure 3 – Précipitations moyennes annuelles, de printemps, d'été, d'automne et d'hiver en Corse représentées d'après les normales 1971-2000 de Météo-France.

2.2. Nombre de jours et hauteur de pluie communs aux domaines alpin et méditerranéen

L'analyse du nombre de jours de pluie et de la hauteur moyenne des pluies saisonnières moyennes (1971-2000) permet de différencier les régimes pluviométriques des stations de montagne, de celles situées en plaine et en position intermédiaire (figure 4).

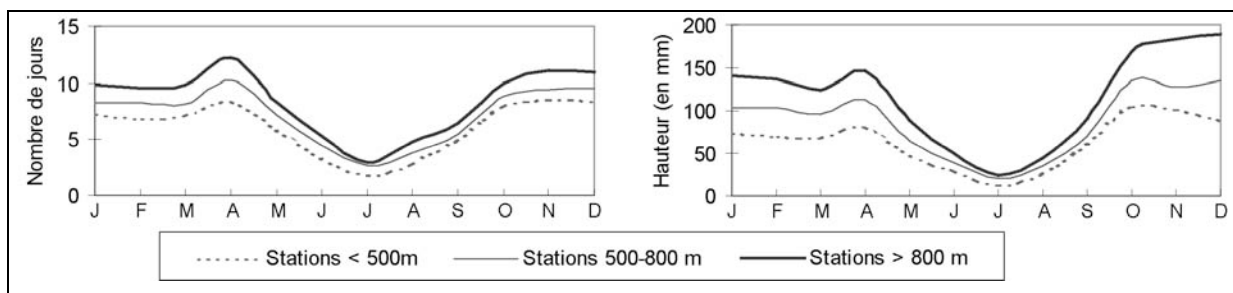


Figure 4 – Régime pluviométrique moyen saisonnier 1971-2000 dans l'ensemble des stations du réseau météorologique de Corse pour trois types de stations en fonction de leur altitude. A gauche, le nombre de jours moyen de pluie et, à droite, la hauteur moyenne de pluie saisonnières.

Quelle que soit la saison et l'altitude des stations, le nombre de jours et les hauteurs de pluie varient suivant le même modèle. L'activité pluvieuse augmente nettement en automne-hiver et en début de printemps (de fin octobre à fin avril), avec une nette diminution estivale. Le nombre de jours et les quantités de pluie sont toujours plus élevés en montagne (altitude > 800 mètres). Les précipitations sont presque deux fois plus importantes dans les stations de montagne que dans celles de plaine (figures 3 et 4) ; les totaux moyens au mois d'avril passent ainsi de 81 mm en plaine à 146 mm en montagne et, le cumul annuel moyen passe de 771 mm en plaine contre 1390 en montagne. Un gradient pluviométrique calculé entre *Ajaccio aéroport* situé au bord de la mer et le *Plateau d'Esè* à 1620 mètres d'altitude, montre une augmentation des précipitations moyennes annuelles de l'ordre de 160 mm /100 mètres.

Ainsi, les quantités et le nombre de jours de pluies associés sont globalement deux fois plus forts en montagne que dans les stations de basse altitude, ce qui est caractéristique du domaine montagnard. Qu'en est-il des températures ?

2.3. Des températures estivales très chaudes et un faible nombre de jours de gel

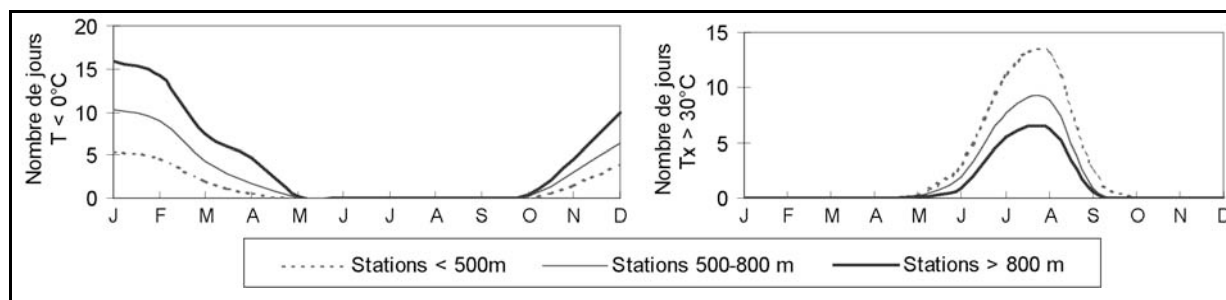
La Corse est dominée par un régime thermique méditerranéen aux fortes affinités subtropicales, chaud à très chaud en été, allié à la douceur relative hivernale procurée par la mer (Bruno *et al.*, 2001). La moyenne annuelle varie de 15-16°C en zone côtière à 8-9°C en haute montagne. Un gradient thermique altitudinal calculé entre Ajaccio et le Plateau d'Ese sur le versant occidental de la montagne corse, et entre Bastia et Asco station de ski sur le flanc oriental, montre une décroissance thermique moyenne annuelle faible, inférieure à 0,5°C/100m. Cependant, les gradients sont plus accentués en hiver qu'en été, ce qui montre bien les nuances alpines hivernales et l'effet thermique méditerranéen estival (tableau 1).

Tableau 1 – Gradients thermiques altitudinaux calculés entre Ajaccio et Ese et entre Bastia et Asco station de ski. Les gradients sont mesurés pour l'année, janvier et juillet.

Gradients thermiques (en °C / 100 m.)	GT° an	GT° jan	GT° jul
Ajaccio / Ese	-0,31	-0,37	-0,21
Bastia / Asco station	-0,49	-0,58	-0,34

Les jours de gel sont enregistrés d'octobre à mai, avec à ces deux périodes extrêmes, peu d'écart entre les stations de plaine, de village et de montagne (figure 5). Cependant, la progression des jours de gel s'intensifie avec l'altitude au cœur de l'hiver. Le maximum de jours de gel est évidemment enregistré en janvier et février avec un jour de gel sur deux en moyenne (respectivement 15,9 et 14,2 jours).

Figure 5 : Nombre de jours de gel (à gauche) et de jours de forte chaleur (à droite) en Corse, 1971-2000
Données source Météo-France (1971-2000)



Par ailleurs, l'été peut être chaud dans la montagne en Corse, en particulier durant la troisième décennie de juillet. En mai et en septembre, le nombre de *jours de forte chaleur* (i.e. $T_x > 30^\circ\text{C}$) diffère peu selon l'altitude contrairement au milieu de l'été où les écarts varient beaucoup (figure 5). En effet, les stations de montagne enregistrent jusqu'à 6,3 jours de forte chaleur en moyenne, contre 8,8 et 12,9 respectivement dans les stations « des villages » et de plaine.

Outre la variabilité climatique saisonnière et interannuelle, le massif corse connaît des aléas parfois extrêmes.

3. Exemples de phénomènes extrêmes ayant affecté la montagne corse

Parmi les aléas climatiques, deux ont marqué les annales météorologiques en Corse : la canicule d'août 2003 et le « déluge » de la Toussaint 1993.

3.1. La canicule d'août 2003 a également touché le massif corse

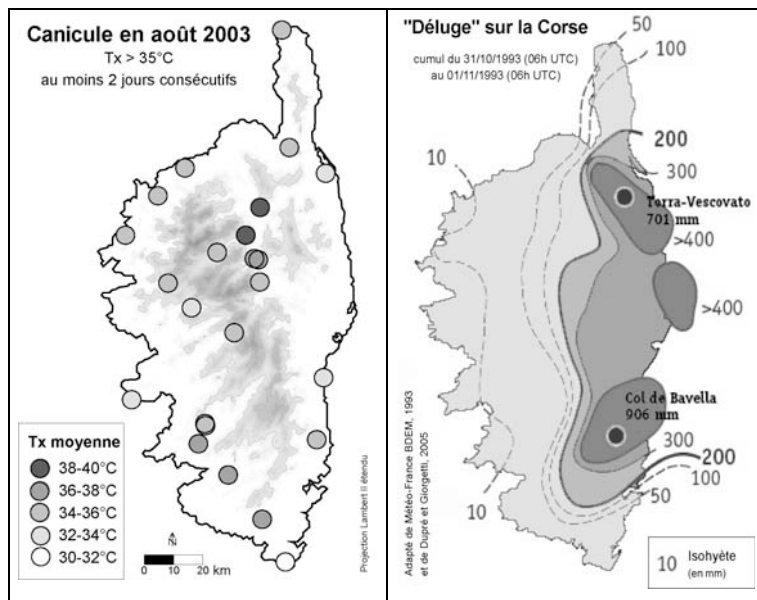
La *vague de chaleur* qui a affecté l'Europe de l'ouest durant l'été 2003 a également affecté la montagne Corse. Un précédent travail montre que la période juin-juillet-août 2003 a été particulièrement chaude partout en Corse, avec des températures localement supérieures de 8 à 10°C aux normales saisonnières, en particulier du 6 au 19 août où les températures maximales (T_x) ont dépassé 35°C (Giorgetti, 2005 ; Rome, 2005). Si la *canicule* - i.e. $T_x \geq$

35°C pendant au moins 2 jours consécutifs (Bessemoulin *et al.*, 2004)- concerne essentiellement les stations intérieures de l'île d'altitude inférieure à 500 mètres comme Castirla ou Ponte Leccia, elle a aussi touché le massif Corse pendant 9 jours consécutifs à Calacuccia situé en position d'abri, dans une cuvette glaciaire au sud du Monte Cinto. Les T_x moyennes d'août 2003 ont été partout très élevées, dépassant, en montagne, 32°C (figure 6). Les pluies et les brises ont été très faibles pendant cette période, ce qui a renforcé l'impression de chaleur.

3.2. Pluies cévenoles et effet de fœhn lors de retours d'est de la Toussaint 1993

L'épisode très pluvieux qui s'est abattu sur le versant oriental de la Corse du 31 octobre au 1^{er} novembre 1993, s'apparente à des pluies cévenoles ; il est dû à des « retours d'est » liés à la présence d'une dépression quasi stationnaire centrée sur le nord-est de la Corse et bloquée à l'est par une Haute Pression établie sur la Mer Tyrrhénienne, favorisant le développement de cumulo-nimbus à régénérescence multiple.

Figure6 – Phénomènes météorologiques extrêmes sur la montagne corse : T_x moyenne pendant la canicule d'août 2003 (à gauche) et les pluies cévenoles à l'est du massif corse (à droite).



Les pluies s'abattant en avant des reliefs dépassent à 200 mm en 48h sur toute la façade est de l'île, et atteignent 701 mm d'eau en Haute-Corse et 906 mm en 48h en Corse du Sud. Ces fortes pluies provoquent la crue subite qualifiée de centennale du Rizzanese, pourtant situé sur le versant occidental ; parmi les lourdes conséquences : un mort, maisons inondées, ponts génois endommagés, (BDEM, 1993 ; Maripa *et al.*, 2004 ; Dupré et Giorgetti, 2005a et 2005b). Or, l'ouest du massif enregistre des pluies inférieures à 50 mm en 48h y compris en montagne, abrité par un effet de fœhn.

Conclusion

L'analyse des principaux paramètres climatiques (précipitations, températures, nombre de jours de gel, de jours de forte chaleur, de jours de pluies et la hauteur des pluies) de stations de montagne en Corse mettent en évidence le caractère méditerranéen dominant en été dans son ensemble. Cependant, des traits du climat alpin apparaissent clairement, en particulier en période hivernale. Soumis à de forts aléas climatiques (pluies extrêmes, contrastes thermiques violents), le massif Corse présente les caractéristiques des milieux méditerranéen et alpin.

Bibliographie

- BDEM, 1993 : Toussaint 1993 : déluge sur la Corse. Météo-France Corse-du-Sud.
- BESSEMOULIN P., BOURDETTE N., COURTIER P., MANACH J., 2004 : La canicule d'août 2003 en France et en Europe. *La Météorologie* n°46, août 2004 ; 25-33.
- BRUNO C., DUPRE G., GIORGETTI G., GIORGETTI J.-P. ET ALESANDRI J., 2001 : *Chi tempu face ? Météorologie, climat et microclimats de la Corse*. CRDP de Corse, 130 pages.

- DUPIAS G., GAUSSEN H., IZARD M. ET REY P., 1965 : Carte de végétation de la France, n° 80-81 Corse. CNRS.
- DUPRE G. & GIORGETTI J.-P., 2005a : Déluge et désolation. *Stantari*, **3**, 56-59.
- DUPRE G. & GIORGETTI J.-P., 2005b : Déluge et désolation (suite). *Stantari*, **4**, 57-61.
- GIORGETTI J.-P., 2005 : L'été au village : une tradition salvatrice. *Stantari*, **2**, 55-57.
- MARIPA, BRUNO C., DELMOTTE J., DUPRE G., GIORGETTI J.-P. ET ALESANDRI J., 2004 : *Corsica météo.clic – Météorologie et climats de la Corse*. CRDP de Corse et Météo-France.
- OZENDA P., 1985 : *Etages de végétation de la chaîne alpine*. Paris, CNRS.
- REPUBLIQUE FRANÇAISE, 1977 : Décret n° 77-1281 du 22 novembre 1977 relatif aux zones de haute montagne.
- REPUBLIQUE FRANÇAISE, 1985 : Loi n° 85-30 du 9 janvier relative au développement et à la protection de la montagne. NOR : loi 85-30. URL : <http://www.argia.fr/adminet/jo/loi85-30.html>
- ROME S., 2005 : Bilan thermique de l'été 2003 en Corse : une canicule ? *Actes du XVIII^e colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, Gênes, 193-196.

Variabilité à long terme des pluies en Amérique du Sud tropicale

Josyane Ronchail¹, Gérard Cochonneau², Jean-Loup Guyot³,
Jhan Carlo Espinoza Villar⁴, Eurides de Oliveira⁵, Luis Noriega⁶,
Juan Julio Ordoñez Galvez⁷, Henry Romero⁸

¹ IPSL/LOCEAN – Université de Paris 7, Paris, France
josyane.ronchail@lodyc.jussieu.fr

² Maison de la Télé-détection
Montpellier, France

³ IRD/LMTG, Lima, Pérou

⁴ IRD/UNALM – FIA, Lima, Pérou

⁵ Agencia Nacional de Aguas, Setor Policial, Brasilia, Brésil

⁶ SENAMHI, La Paz, Bolivie

⁷ SENAMHI, Lima, Pérou

⁸ IDEAM, Bogotá, Colombie

Résumé : Les modes de variabilité des pluies annuelles de 138 stations d'Amérique du sud tropicale et subtropicale sont analysés sur la période 1950-1999 au moyen d'une ACP.

Le mode principal (18% de la variance) est un mode ENSO très marqué par l'événement El Niño de 1982-1983, très pluvieux du sud-ouest de l'Amazonie au sud-est du Brésil et sec dans le nord de l'Amazonie, le Nordeste brésilien et sur l'Altiplano. Deux modes secondaires, l'un décennal et l'autre pluridécennal, permettent de mieux comprendre, entre autres, l'augmentation brusque des débits du Parana et de l'Amazone à partir de 1970.

Mots-clés : Amérique du Sud, pluie, variabilité à long terme

Abstract: Tropical and subtropical South American rainfall variability is analyzed using principal component analysis on annual rainfall in 138 stations (period: 1950-1999).

The main variability (18% of the total variance) is an ENSO mode marked by the 1982-1983 El Niño, rainy in south-eastern Brazil and south western Amazon and dry in northern Amazon, Nordeste and on the Altiplano. Two secondary modes, decadal to pluridecadal, make it possible understanding the abrupt discharge change that occurred in the Parana and Amazon basin at the beginning of the seventies.

Key Words: South America, rainfall, long-term variability

Introduction

Différents travaux ont montré l'existence en Amérique du Sud tropicale et subtropicale d'une variabilité à long terme de l'hydrologie, et en particulier celle de changements abrupts dans les séries au début des années 1980 (voir entre autres Zhou et Lau 2001) et au début des années 1970. Cette dernière rupture en particulier, accompagnée d'une augmentation considérable des débits, est décrite dans l'Amazone à Obidos (Callède *et al.*, 2004, Labat *et al.*, 2004 et 2005) et dans les pluies du sud du bassin amazonien (Ronchail 1996, Marengo 2004). Elle est présente également plus au sud, dans les débits du Paraguay à Ladario (Collischonn *et al.*, 2001), et plus généralement dans le bassin du Parana (Garcia et Vargas 1998, Genta *et al.*, 1998, Robertson et Mechoso 1998, Muller *et al.*, 1998, Garcia et Mechoso 2005) ainsi que dans les pluies du centre-ouest argentin (Minetti and Vargas 1997, Agosta *et al.*, 1999, Penalba et Vargas 2004).

Robertson et Mechoso (1998) attribuent l'augmentation des débits dans le bassin de La Plata à des anomalies négatives de température de surface océanique (TSO) sur l'Atlantique tropical nord, des alizés renforcés et une augmentation du flux de mousson le long des Andes, via le Low-Level Jet (LLJ), et par conséquent de l'apport de vapeur d'eau vers les régions subtropicales d'Amérique du Sud. L'augmentation des débits pourrait aussi être associée au renforcement de la Zone de Convergence de l'Atlantique Sud (ZCAS) (Robertson et Mechoso 2000). Plus au nord, Chu *et al.* (1994) et Chen *et al.* (2001) attribuent l'augmentation des

pluies et des débits à partir des années 1960 à l'augmentation de la convergence de vapeur d'eau au dessus du bassin amazonien.

Il est notable que tandis que pluies et débits augmentaient en Amérique du sud tropicale et subtropicale, les pluies sont devenues très déficitaires en Afrique de l'ouest à partir des années 1970 (Lamb *et al.*, 1986 et Foley *et al.*, 1986). Le manque de pluie est décrit dans le Sahel (Le Barbé et Lebel 1997, Lhôte *et al.*, 2002, entre autres) et dans le Golfe de Guinée (Servat *et al.*, 1997, Paturel *et al.*, 1997). De façon concomitante les débits des rivières baissent aussi ; c'est le cas par exemple du Sénégal et du Niger (Hubert 1989), du Congo (Laraque *et al.*, 2001), de l'Oubangui (Orange *et al.*, 1997).

Notre objectif ici est de compléter la documentation existante en Amérique du Sud sur la rupture de 1970. En effet, cette rupture est décrite en des points isolés et manque une information sur la continuité spatiale du phénomène et de façon plus générale sur son extension. Par ailleurs, la rupture de 1970 est essentiellement décrite dans les débits et peu dans les pluies.

C'est pourquoi nous nous demandons si un mode de variabilité des pluies en Amérique du sud tropicale et subtropicale restitue cette rupture et où ?

1. Données et Méthodes

Des séries de pluies longues dans les pays amazoniens et au Brésil ont été recueillies par le biais des programmes Hybam (Hydrogéodynamique du Bassin Amazonien) entre l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD) et les services météorologiques et hydrologiques du Brésil (Agence Nationale de l'Eau), du Pérou et de Bolivie (Service National de Météorologie et d'Hydrologie), d'Equateur (Institut National de Météorologie et Hydrologie) et de Colombie (Institut d'Hydrologie, de Météorologie et d'Etudes Environnementales).

Les séries suffisamment longues pour « encadrer » le début des années 1970 sont peu nombreuses, en particulier dans les régions amazoniennes qui ont été peu pénétrées jusqu'au début des années 1970 justement. L'intérieur non amazonien du Brésil est également peu documenté, contrairement aux côtes. Cependant, un défaut de documentation dans les régions brésiliennes qui vont du sud de Belém (embouchure de l'Amazone) au Paraguay, visible sur la figure 1, sera comblé.

La critique des données a été réalisée au moyen de la méthode du vecteur régional (MVR Hiez, 1977 et Brunet-Moret, 1979), grâce au logiciel Hydraccess (Vauchel, 2005). L'analyse minutieuse des résultats du MVR a permis de retenir 138 stations présentant de faibles probabilités d'erreur et des données mensuelles pour la période 1950-1999.

Les principaux modes de variabilité de pluie sont décrits au moyen d'une analyse en composantes principales.

2. Résultats

Les principaux modes de variabilité spatiale et temporelle des pluies annuelles en Amérique du sud tropicale et subtropicale sont présentés dans la figure 1.

Le premier mode (18 % de la variance totale) est très marqué par l'événement El Niño de 1982-1983 mais aussi par les événements chauds du Pacifique qui se produisent après 1980 (1991-1992 et 1997-1998 notamment). Après 1980, les années Niño sont pluvieuses le long d'un axe qui va du sud-ouest de l'Amazonie, en Bolivie, aux régions Sudeste et Sud du Brésil (et également sur la côte vénézuélienne) tandis que la région Nordeste du Brésil, le nord de

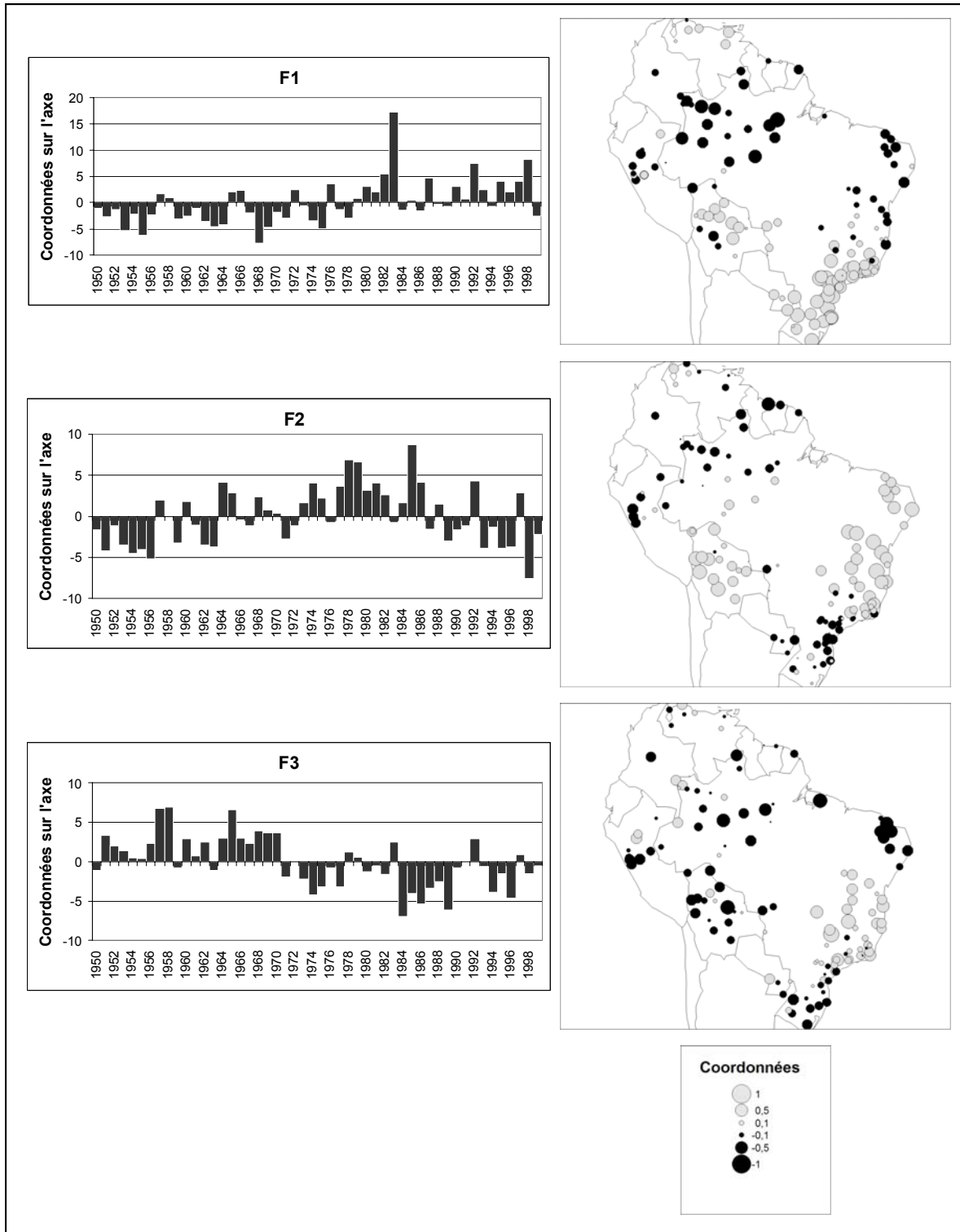


Figure 1 – Séries temporelles (à gauche) et structures spatiales (à droite) associées aux 3 premiers axes factoriels d'une ACP sur les précipitations annuelles de 138 stations (période : 1950-1999).
Les échelles verticales ne sont pas les mêmes pour les séries temporelles

l'Amazonie et les Andes reçoivent moins de pluie qu'en temps normal. Ces résultats sont cohérents avec ceux de Aceituno (1988) et Zhou et Lau (2001) entre autres.

Le second mode (12 %) oppose le centre du domaine étudié (sud-ouest de l'Amazonie, régions Nordeste et Sudeste du Brésil) aux régions qui entourent le plateau guyanais et le nord

Pérou d'une part et le sud du Brésil d'autre part. La variabilité temporelle est quasi décennale. Il pleut plus dans la région centrale (aux extrémités du domaine) dans les années 1970 à 1986 (dans les années 1950 et 1990).

Enfin, le troisième mode (10%) est caractérisé par une variabilité pluridécennale : les années 1950 et 1960 (1970, 1980 et 1990) sont plus sèches (humides) dans l'ensemble du domaine sauf dans la région Sudeste du Brésil où c'est l'inverse qui se produit. Ce résultat n'est pas cohérent avec Marengo (2004) qui décrit des variabilités pluridécennales inverses entre nord et sud de l'Amazonie, le sud (nord) de l'Amazonie étant plus arrosé (sec) après 1970.

Conclusion

La prise en compte de séries de données plus longues que celle communément utilisées permet de mettre en évidence différents phénomènes.

D'une part, on remarque la variabilité dans le temps de la réponse de la pluviométrie à El Niño Southern Oscillation, et en particulier depuis l'événement de 1982-1983.

D'autre part, l'analyse confirme que le début des années 1970 est un moment charnière aussi bien pour la variabilité décennale que pluridécennale ; ceci apparaissait déjà dans l'analyse en ondelettes des débits de l'Amazone à Obidos (Labat *et al.*, 2004). Ces variabilités intéressent l'ensemble du domaine et l'on comprend mieux que des signaux de rupture soient alors inscrits dans les débits des grands fleuves de la région, Amazone et Parana.

Enfin ce travail préliminaire doit être complété par l'introduction de données du centre du Brésil, par des analyses complémentaires (en particulier l'analyse en ondelettes des principaux facteurs) et par des éléments explicatifs.

Remerciements : Nos remerciements chaleureux vont à Jacques Callède, ingénieur hydrologue de l'IRD, pour l'aide qu'il nous a apportée à la constitution de la base de données.

Bibliographie

- ACEITUNO P. 1988. On the functioning of the Southern Oscillation in the South American Sector: surface climate. *Monthly Weather Review*, **116**, 505-524.
- AGOSTA E., R. Compagnucci and W. Vargas, 1999. Cambios en el régimen de la precipitación estival en la región centro-oeste argentina. *Meteorologica*, **24**, 63-84.
- BRUNET-MORET Y, 1979. Homogénéisation des précipitations. *Cahiers ORSTOM, Série Hydrologie.*, **16**, 3-4
- CALLEDE J., GUYOT J.L., RONCHAIL J., L'HOTE Y., NIEL H., DE OLIVEIRA E. 2004. Evolution du débit de l'Amazone à Obidos de 1902 à 1999. *Hydrological Sciences Journal*, **49**, 85-97.
- CHEN T.C., J. YOON, K. ST CROIX, E. S. TAKLE, 2001. Suppressing impacts of the Amazonian deforestation by Global Circulation change. *Bull. Amer. Meteo. Soc.*, **82**, 2209-2216.
- CHU P.S., Z.P. YU HASTENRATH, 1994. Detecting climate change concurrent with deforestation in the Amazon basin: which way has it gone?: *Bull. Amer. Meteo. Soc.*, **75**, 579-584.
- COLLISCHONN. W, C. TUCCI, R. CLARKE, 2001. Further evidence of changes in the hydrological regime of the River Paraguay : part of a wider phenomenon of climate change? *Journal of Hydrology*, **245**, 218-238.
- FOLLAND C.K., T.N. PALMER, D.E. PARKER, 1986. Sahel rainfall and worldwide sea temperatures, 1901-1985. *Nature*, **320**, 602-607.
- GARCIA N. ET VARGAS W. M. 1998. The temporal climatic variability in the Rio de la Plata basin displayed by the river discharges. *Climatic Change*, **38**, 359-379.

- GARCIA N. ET MECHOSO C. 2005. Variability in the discharge of South American rivers and climate. *Hydrological Science Journal*, **50**,459-478.
- GENTA J., G. PEREZ-IRIBARREN, C. MECHOSO, 1998. A recent increase trend in the stream flow of rivers in Southeastern South America. *Journal of Climate*, **11**, 2858-2862.
- HIEZ G. 1977. L'homogénéité des données pluviométriques. *Cahiers ORSTOM, série Hydrologie*, **14**,129-72.
- HUBERT P., CARBONNEL J.P., CHAOUACHE A., 1989. Segmentation des séries hydrométéorologiques. Application à des séries de précipitations et de débits de l'Afrique de l'Ouest. *J. of Hydrology*, **110**, 349-367.
- LABAT D., J. RONCHAIL, J. CALLÈDE, J. L. GUYOT, E. DE OLIVEIRA, W. GUIMARÃES 2004. Wavelet analysis of Amazon hydrological regime variability. *Geophysical Research Letter*, **31**, L02501.
- LABAT D., J. RONCHAIL AND J.L. GUYOT 2005. Recent advances in wavelet analysis:Part 2 – Amazone, Parana, Orinoco and Congo interannual and multidecadal variability. *Journal of Hydrology*, **314**, 289-311.
- LAMB P.J., R. A. PEPPLER, S. HASTENRATH, 1986. Interannual variability in the tropical Atlantic. *Nature*, **322**, 238-239.
- LARAQUE A., G. MAHÉ, D. ORANDE, B. MARIEU 2001. Spatiotemporal variations in hydrological regimes within Central Africa during the XXth century. *J. of Hydrology*, **245**, 104-107.
- LE BARBÉ L.ET T. LEBEL, 1997. Rainfall climatology of the Hapex-Sahel region during the years 1950-1990. *Journal of Hydrology*, **188**, 43-73.
- L'HOTE Y., G. MAHÉ, S. BONAVENTURE ET J. P. TRIBOULET, 2002. Analysis of a sahelian annual rainfall index from 1896 to 2000 ; the drought continues. *Hydrological Sciences*, **47**, 563-571.
- MARENGO J.A. 2004 Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin.*Theor. Appl. Climatol.*, **78**, 79-96.
- MINETTI J.L. ET W.M. VARGAS 1997. Trends and jumps in the annual precipitation in South America south of 15S. *Atmosfera*, **11**, 205-221.
- MULLER I., C. KRUGET, E. KAVISKI., 1998. Analysis of the stationarity of hydrological series in the incremental basin of Itaipu. *Revista Brasileira de Recursos Hidricos*, **3**, 51-71.
- ORANGE D., A. WESSELINK, G. MAHE AND C. FEIZOURE, 1997. The effect of climate changes on river baseflow and aquifer storage in Central Africa. Sustainability of Water Resources under Increasing Uncertainty. *IAHS Publ.* **240**, 113-123.
- PATUREL J. E. SERVAT, B. KOUAMÉ, H. LUBES, M. OUEDRAOGO, J.M. MASSON, 1997. Climatic variability in humid Africa along the Gulf of Guinea – Part II: an integrated regional approach. *Journal of Hydrology*, **191**, 16-36.
- PENALBA O., W. VARGAS 2004. Interdecadal and interannual variations of annual and extreme precipitation over central-northeastern Argentina. *International Journal of Climatology*, **24**, 1565-1580.
- ROBERTSON A. W. ET C. R. MECHOSO, 1998. Interannual and Decadal cycles in river flows of Southern South America. *Journal of Climate*, **11**, 2570-2581.
- ROBERTSON A. W. ET C. R. MECHOSO, 2000. Interannual and interdecadal of the South Atlantic Convergence Zone. *Monthly Weather Review*, **128**, 2947-2957.
- RONCHAIL J., 1996 : Variabilité pluridécennale des précipitations en Bolivie. Essai de mise en relation avec les températures de surface océaniques de l'Atlantique extra-tropical. *Publ. Assoc. Intern. Climat.*, **9**, 504-511.
- SERVAT E., J. PATUREL, B., H. LUBES, KOUAME, M. OUEDRAOGO, J.M. MASSON, 1997. Climatic variability in humid Africa along the Gulf of Guinea – Part I: detailed analysis of the phenomenon in Cote d'Ivoire. *Journal of Hydrology*, **191**, 1-15.
- VAUCHEL P, 2005. Hydraccess: Logiciel de gestion et traitement de données hydro-météorologiques, version 2.1.4. Téléchargeable sur www.mpl.ird.fr/hybam.
- ZHOU J., K.M. LAU, 2001. Principal modes of interannual and decadal variability of summer rainfall over South America. *International Journal of Climatology*, **21**, 1623-44.

Variabilité mensuelle des décès de 1975 à 2005 Surmortalité des étés caniculaires et surmortalité hivernale en France

Daniel Rousseau

Conseil Supérieur de la Météorologie, Toulouse, France
Daniel.Rousseau@meteo.fr

Résumé : Le nombre mensuel de décès en France de 1975 à 2005 présente une variation annuelle avec un maximum marqué durant l'hiver. Ce nombre de décès est comparé à un indicateur des conditions moyennes de température. Une surmortalité exceptionnelle se manifeste pour quelques étés particulièrement chauds. En hiver, la surmortalité est systématique : elle est sept fois plus importante que la mortalité estivale exceptionnelle, et modulée en partie par les conditions thermiques.

Mots-clés : Canicule, hiver, surmortalité, heat and cold mortality

Le caractère exceptionnel de l'été 2003 en France, tout particulièrement entre le 1^{er} et le 20 août, a mis en évidence la liaison très étroite entre les températures caniculaires et la surmortalité observée. Cette constatation incite à réexaminer la variabilité mensuelle des surmortalités en France en liaison avec la variabilité des températures.

Cette étude porte sur les années 1975 à 2005. Les données utilisées proviennent :

- de l'Insee, pour les mortalités mensuelles sur l'ensemble de la France métropolitaine (www.indices.insee.fr)

- de Météo-France, pour les températures journalières (<http://climatheque.meteo.fr/>)

Afin de définir des indicateurs de température pour l'ensemble de la France, nous avons utilisé comme données d'origine les températures journalières (maximale, minimale et moyenne) d'une station dans chacune des sept interrégions de Météo-France (Lille, Rennes, Bordeaux, Marseille-Marignane, Lyon, Strasbourg, Paris-Montsouris).

I. Les mortalités mensuelles en France de 1975 à 2005

Les figures 1a et 1b illustrent la chronologie des mortalités en France. On y remarque une variation annuelle de la mortalité avec très généralement un minimum en été et un maximum en hiver.

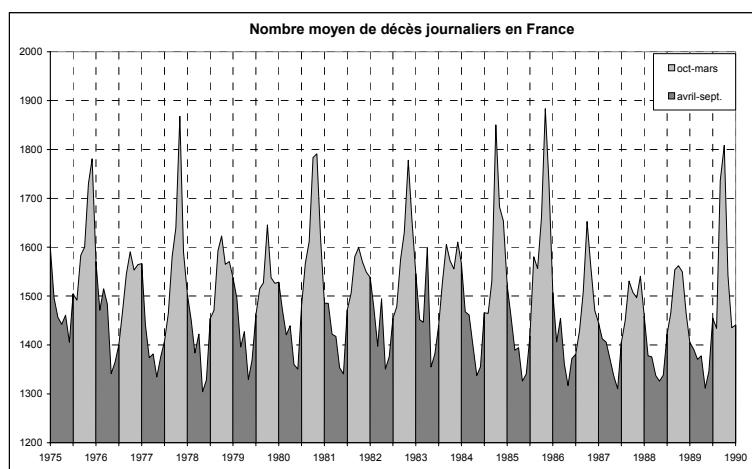


Figure 1a – Moyenne des décès journaliers en France de 1975 à 1990.

Le mois d'août 2003 apparaît sur cette représentation comme une singularité très marquée puisque, dans une période de minimum estival, on observe une pointe de surmortalité de niveau comparable aux pointes hivernales. Le maximum de cette pointe d'août est environ de 500 décès par jour au-dessus du niveau estival habituel, ce qui correspond bien au nombre de 15 000 décès supplémentaires qui a été estimé peu après cette canicule.

Outre ce mois d'août 2003, on décèle sur le diagramme quelques pointes relativement saillantes, où le nombre de décès dépasse les 1500 par jour :

- 1976, au mois de juillet, succédant à un mois de juin à la mortalité très élevée aussi,
- 1983, au mois de juillet, avec un maximum très marqué de 1 600 décès par jour.

On remarque aussi, pour certaines autres années, quelques pointes estivales de moindre amplitude : 1982, 1994, 1995, 1997.

Par ailleurs, on constate que, sauf pour l'année 2003, la mortalité la plus forte se produit toujours en hiver. La variabilité de ce maximum est beaucoup plus grande que la variabilité

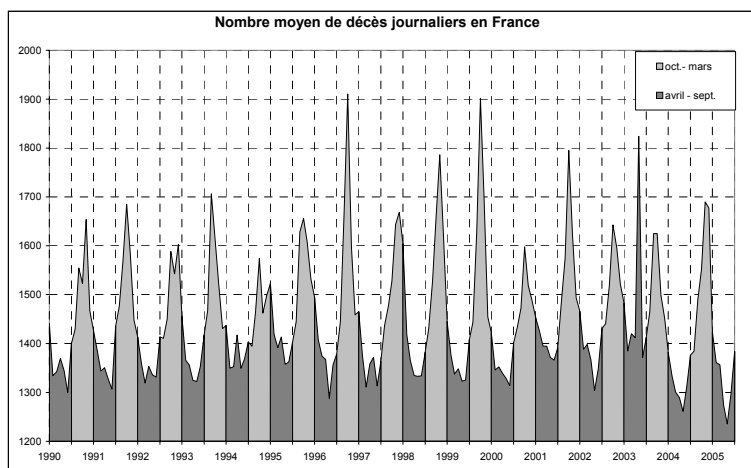


Figure 1b– Moyenne des décès journaliers en France de 1990 à 2005

du minimum. En comparant la mortalité des mois de décembre-janvier et février à celle de l'année entière, on observe une surmortalité hivernale de l'ordre de 10%, variant dans une large fourchette de 4 à 19 %. Cette surmortalité hivernale se rencontre dans tous les pays d'Europe. Paradoxalement, elle est plus forte dans les pays où l'hiver est relativement doux (Portugal, Espagne, Royaume-Uni) que dans des pays plus froids comme la Finlande (Healy 2003).

2. Les températures moyennes en été et en hiver

La figure 2 donne, pour les trois mois d'été et les trois mois d'hiver, une moyenne de la température sur la France. Il s'agit

de la moyenne des valeurs enregistrées dans les stations principales des sept interrégions météorologiques, moyenne ensuite pondérée par l'effectif de la population de ces interrégions. Se distinguent ainsi les étés 1975, 1976, 1982, 1983, 1994, 1995, 2003 et les hiver débutant en décembre 1984, 1985, 1986, 1990.

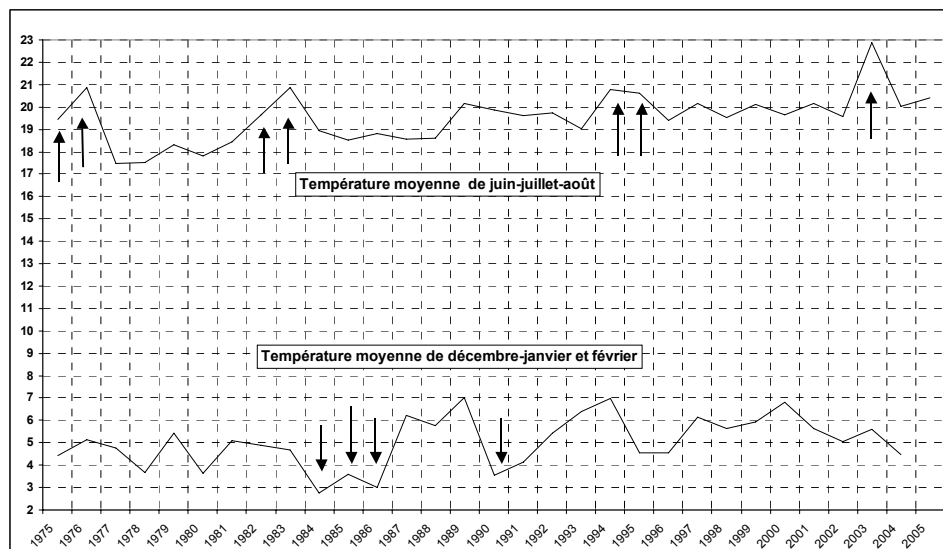


Figure 2 – Températures moyennes pour l'été et l'hiver l'année indiquée correspond à l'année du premier mois de la période

3. Relation entre les décès et les températures en été

La liaison entre température moyenne de l'été et nombre de décès est explicitée sur la figure 3. Cette figure montre un regroupement remarquable de la plupart des points représentatifs en deux amas disjoints et quelques points s'éloignant de ces deux amas. On peut distinguer trois périodes : 1975-1987, 1988-2003 et 2004-2005. Pour chacune des deux premières périodes,

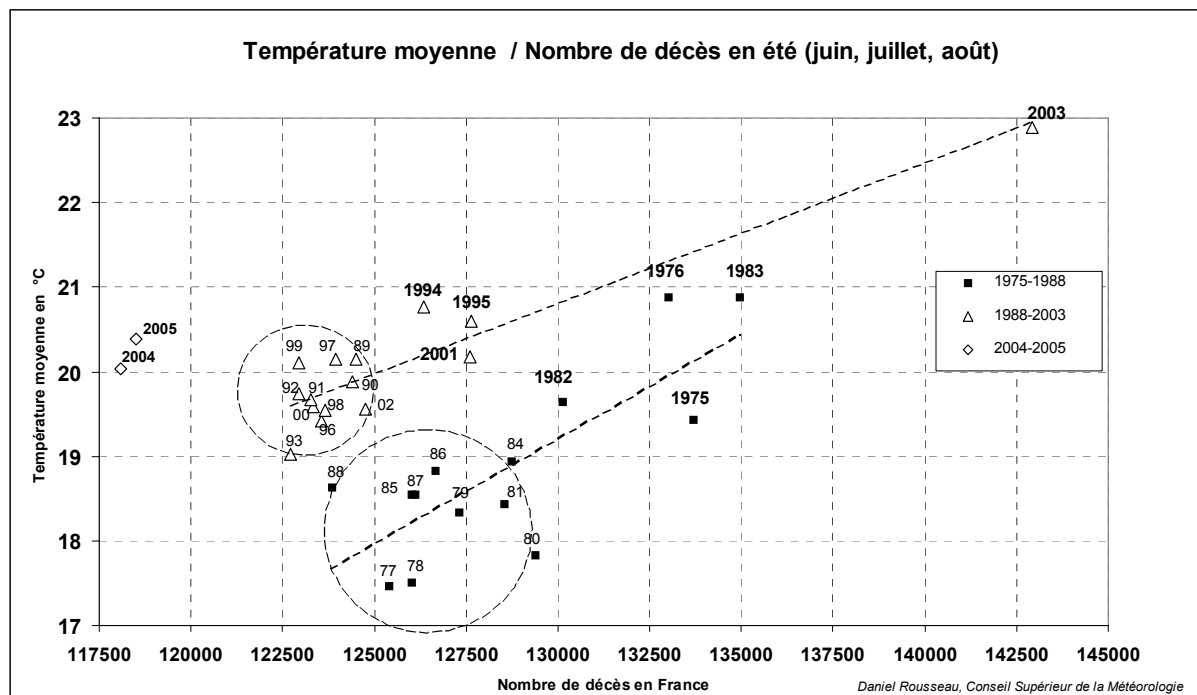


Figure 3 – Relation entre la température moyenne et le nombre de décès du trimestre juin-juillet-août

les points sont assez bien alignés le long d'une droite, avec un amas de points en bas et quelques points séparés correspondant à des températures plus chaudes et une mortalité plus grande. La séparation assez nette des points entre les deux périodes est liée, d'une part, à une augmentation de température de plus de 1°C dans les années postérieures à 1988, d'autre part à une diminution sensible du nombre de décès dans les années postérieures à 1987. Ce dernier fait est vraisemblablement lié à la pyramide des âges de la population française, sans lien avec l'augmentation des températures estivales. Les années 2004 et 2005 se distinguent des périodes précédentes, avec une très faible mortalité estivale. Sans exclure un effet démographique, un effet de compensation de la surmortalité d'août 2003 due à la canicule est sans doute à prendre en compte pour l'été 2004 et un effet de compensation des surmortalités de février et mars 2005 pour l'été suivant.

La figure 3 montre par ailleurs de façon très claire qu'un excès de mortalité important se produit dans les années où les températures estivales ont été fortes, cet excès étant très marqué les années où de très fortes canicules ont été observées. Les pointes de mortalité des figures 1a et 1b, observées occasionnellement certaines années, ont donc bien une explication d'ordre climatique.

4. Relation entre les décès et les températures en hiver

Un diagramme comparable au diagramme estival peut-être réalisé pour examiner la relation entre les décès d'hiver et la température hivernale.

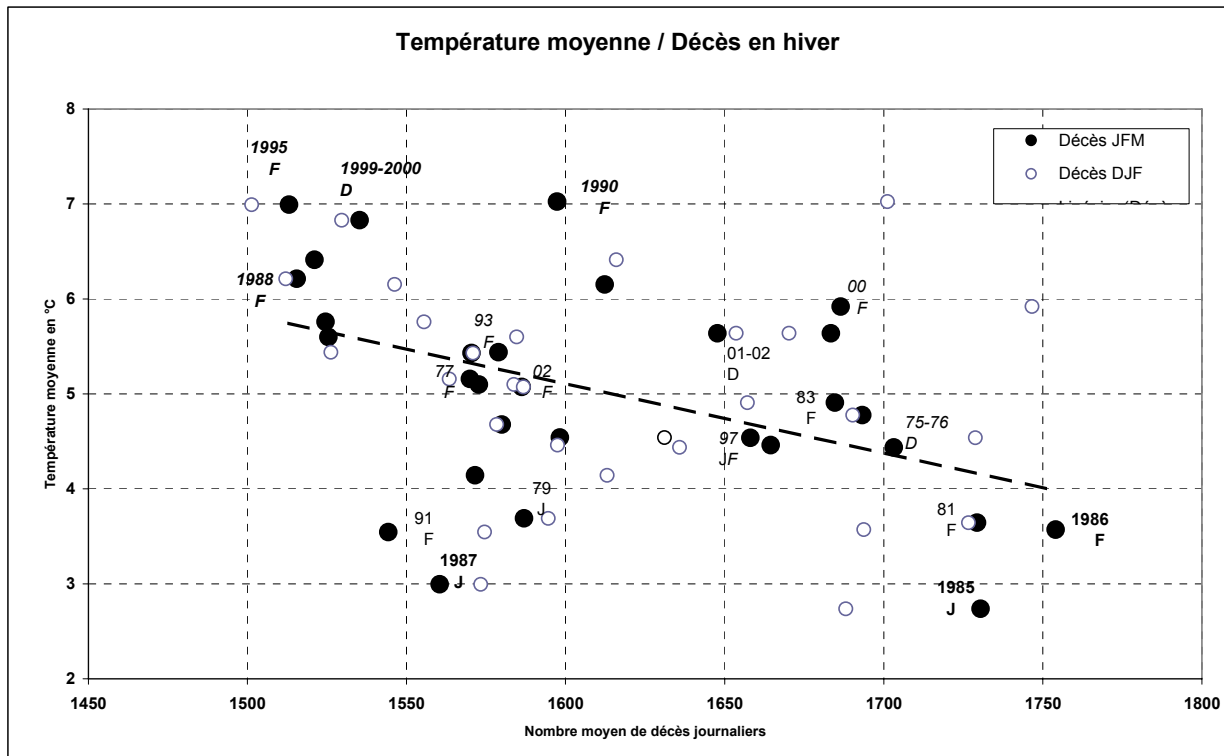


Figure 4 – Relation entre la température moyenne de décembre-janvier-février et le nombre de décès de ces trois mois, ainsi que du trimestre janvier-février-mars. L'année, suivie du mois concerné, est indiquée quand la température d'un des mois d'hiver s'est écartée de la moyenne de plus de 2°C.

On peut voir sur la figure 4 que la relation température-mortalité n'est pas aussi nette dans ce cas. En comparant la moyenne des températures de l'hiver avec le nombre moyen de décès pour les mêmes mois (décembre-janvier-février), il y a une assez grande variabilité et une faible corrélation. Par contre, la corrélation est meilleure quand on compare la moyenne des températures de décembre-janvier-février avec les décès d'une période décalée d'un mois : janvier-février-mars. Cette meilleure relation est en accord avec l'observation que l'accroissement des décès hivernaux est lié à une augmentation d'issues fatales de maladies respiratoires et cardiovasculaires, qui se produisent quelque temps après une période de grands froids. Si tous les hivers entraînent une surmortalité, l'importance de cette surmortalité n'est pas toujours dépendante de la sévérité de l'hiver. Par exemple, l'hiver très froid 1986-1987 a connu une mortalité assez basse, l'hiver 1999-2000 doux a connu une forte mortalité. D'autres raisons que l'effet « grand froid » doivent être examinées pour expliquer ces « anomalies ». Sur la figure 4 ont été indiquées en gras les années où l'un des mois de janvier ou février a connu une anomalie négative supérieure à 2°C au-dessous de la moyenne 1975-2005 et en italique celles où l'anomalie a été positive et supérieure à 2°C. On constate que, généralement, les années les plus froides coïncident avec les plus fortes mortalités et les années les plus douces avec les plus faibles. On note que, pour une différence de température moyenne d'environ 3°C, la mortalité se trouve diminuée de 200 décès par jour. On observe aussi que, même pendant les hivers les plus chauds (années 1977 ou 1995 par exemple), il existe encore une surmortalité hivernale. Ces constatations renforcent la thèse que l'habitat et le mode de vie en France sont loin d'être bien adaptés au climat hivernal actuel et qu'il existe encore une importante marge possible d'amélioration pour diminuer les décès prématurés pendant l'hiver.

5. Étés très chauds et hivers très rigoureux : l'effet moisson

La période 1975-2005 a connu des situations exceptionnelles, qui ont eu des conséquences importantes sur la mortalité. Il est particulièrement instructif d'en étudier deux de plus près : celle encadrant la canicule d'août 2003 et celles des hivers rigoureux de 1985-1986 et 1987.

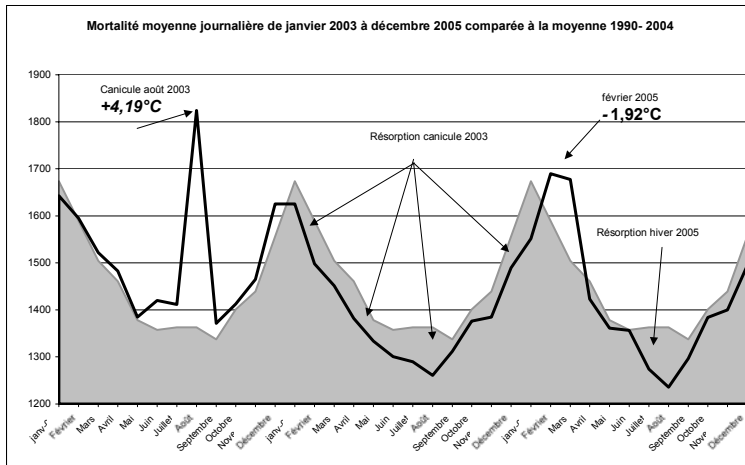


Figure 5 – Mortalité moyenne journalière de janvier 2003 à décembre 2005, comparée à la moyenne 1990-2004
Nota : les anomalies de moyenne mensuelle de températures remarquables sont indiquées sur le diagramme pour août 2003 et février 2005.

La figure 5 fournit mois par mois l'évolution de la mortalité de janvier 2003 à décembre 2005. On notera que la surmortalité a débuté dès le mois de juin 2003, où la température a été 4,2°C au-dessus de la moyenne et que, de février 2004 à janvier 2005, la mortalité a été constamment en dessous de la moyenne. Ce phénomène a été analysé par Valleron et Boumendil (2004) : les décès de l'été 2003, qui ont touché plus particulièrement les personnes les plus âgées et les plus fragiles, apparaissent statistiquement comme une anticipation de décès. Si l'« effet moisson »

ne s'est pas produit dans les jours ou les semaines suivant la canicule, il est bien intervenu quelques mois plus tard, l'excédent de décès de l'été 2003 se trouvant résorbé 15 mois après, en novembre 2004 (figure 6). On retrouve le même phénomène pour les canicules de juin-juillet 1976 et de juillet 1983. La surmortalité y a été plus faible (respectivement 5 000 et 6 000 décès en surnombre) et la résorption de l'excédent de mortalité plus rapide (6 et 7 mois respectivement).

La figure 5 montre aussi clairement que la surmortalité hivernale de 2005 a été décalée par rapport à la moyenne, en liaison avec un hiver tardif où les températures de février et mars ont été nettement inférieures à la moyenne. Il est probable que le minimum de mortalité de l'été 2005 a été dû, au moins en partie, à la résorption de l'excédent de mortalité de l'hiver.

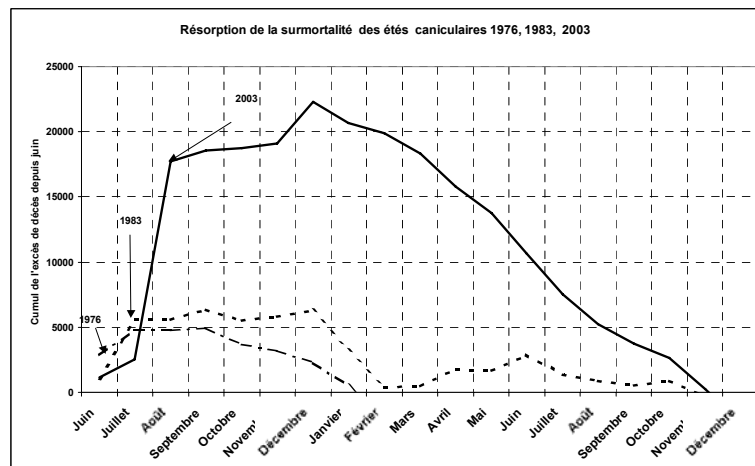


Figure 6 : Résorption de la surmortalité des étés caniculaires 1976, 1983, 2003. Nota : les excédents de mortalité sont cumulés à partir du mois de juin de l'année.

Les hivers encore plus rigoureux de 1985, 1986 et 1987, illustrés sur les figures 7 et 8, ont eu des conséquences très importantes sur la mortalité. La surmortalité de l'hiver 1984-1985 a atteint presque 8 000 décès au-delà de la surmortalité hivernale moyenne. Un certain « effet moisson » s'est ensuite manifesté au printemps et en été 1985, sans résorber totalement l'excédent de décès. L'hiver suivant 1985-1986 a aussi engendré une surmortalité additionnelle d'environ 10 000 décès, suivie ensuite d'une compensation de juin 1986 à juin 1987 des surmortalités cumulées depuis janvier 1985, ce qui a vraisemblablement masqué les surmortalités additionnelles du troisième hiver rigoureux consécutif de 1986-1987. On observe enfin sur la figure 7 que la surmortalité hivernale atténuée de 1988 correspond à un hiver particulièrement doux.

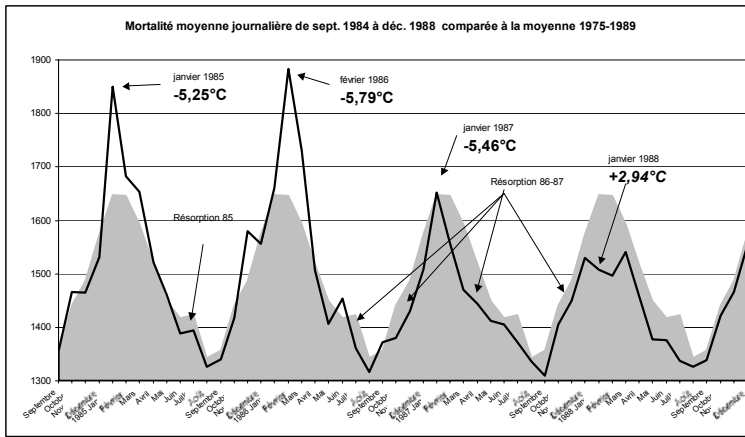
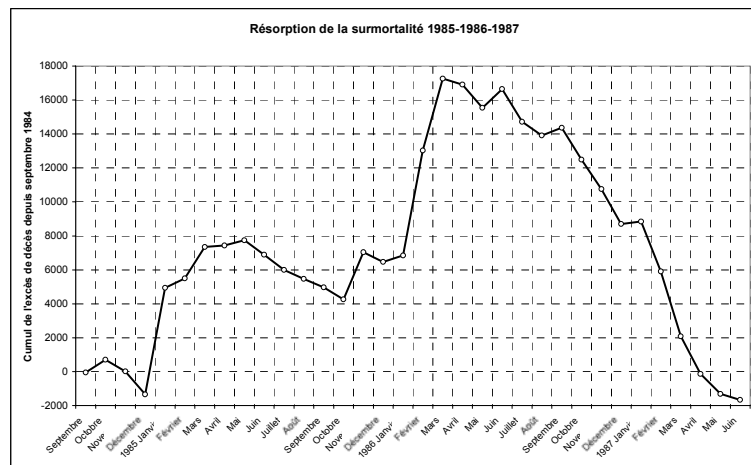


Figure 7 – Mortalité moyenne journalière de septembre 1984 à décembre 1988, comparée à la moyenne 1975-1989. Nota : les anomalies de moyenne mensuelle de températures remarquables sont indiquées sur le diagramme.

Figure 8 – Résorption de la surmortalité 1985, 1986, 1987
Nota : les excédents de mortalité ont été calculés à partir de septembre 1984



Conclusion

L'étude comparée de la chronologie mensuelle des décès sur la France et des conditions thermiques a mis en évidence une influence sensible des températures moyennes, estivales aussi bien qu'hivernales.

L'été est généralement favorable, mais des conditions de très forte chaleur sont responsables de pointes de surmortalité. Si l'on totalise les surmortalités correspondant aux pointes estivales occasionnelles, on obtient 55 000 décès en 31 ans, de 1975 à 2005, ce qui montre l'enjeu des mesures de prévention en période de forte chaleur.

L'hiver, par contre, est chaque année la cause d'un excédent de décès, généralement amplifié quand les hivers sont rigoureux et atténué quand ils sont doux. Si l'on totalise les surmortalités systématiques correspondant aux trois premiers mois de l'année, on obtient près de 400 000 décès en 31 ans. Ce chiffre montre toute l'ampleur du problème de la surmortalité hivernale en France.

Bibliographie

- HEALY J.D, 2003 : Excess winter mortality in Europe: a cross country analysis identifying key risk factors. *Journal of Epidemiology and Community Health*, 57, 784-789.
- VALLERON A.J, BOUMENDIL A., 2004 : Épidémiologie et canicules : analyses de la vague de chaleur 2003 en France. *Comptes Rendus Biologies*, 327, 1125-1141.

L'évolution climatique et ses risques dans le monde rural du sud-Congo

Gaston Samba, Martin Massouangui, Geoffroy Ibiassi, Marcel Pounza

Centre de Recherches sur les Tropiques Humides (CRTH)
Université Marien Ngouabi
Brazzaville, République du Congo
crth_umng@yahoo.fr

Résumé : Nous avons dans ce travail évalué, par rapport aux conditions climatiques, les risques dans le monde rural du sud du Congo. L'analyse des données des précipitations qui sont 'élément essentiel du climat a permis de mieux circonscrire la nature et le type de risques qu'encourt ce monde rural. Le risque pluviométrique direct est l'instabilité des saisons pluvio-agricoles, notamment l'instabilité des dates de début des pluies et la réduction de la durée de la saison. L'érosion hydrique des sols, est aussi un risque majeur diagnostiqué dans ces interrelations entre les précipitations, la nature des sols et le taux de couverture.

Mots-clés : Sud du Congo, monde rural, risques climatiques.

Abstract: We have in this paper, with regard to the climatic conditions, the risks in the rural world of the South of Congo. The data analysis of the precipitation which are aim element of the climate allowed to confine better the nature and the type of risks which incurs this rural world. The risk direct rainfall is the instability of the agricultural rainfall seasons, notably the instability of the onset and end rains of the season. The water erosion grounds, is also a major risk diagnosed in these interrelations between the precipitation, the nature of grounds and the rate of coverage.

Key Words: South of Congo, rural world, climatic risks.

Introduction

La notion de « *risques liés au climat* » reste complexe à définir dans le monde rural tropical humide en général et celui du Congo en particulier. D'autant que ces dernières décennies à travers les travaux et rapport du GIEC (Groupe Intergouvernemental des Experts sur l'évolution du Climat), il a été montré que l'action de l'homme n'est pas indépendante de l'évolution du climat. Au sud du Congo où l'évolution du climat se caractérise par la désorganisation des saisons pluvio-agricoles (forte instabilité des dates de début et fin de pluies des saisons), les déficits ou les excès pluviométriques, la persistance des épisodes non pluvieux intra-saisonniers et à cela il faut ajouter la dégradation des terres. Le sud du Congo situé en climat tropical humide est une aire comprise dans une aire située, entre 2°14' et 5°00S de latitude, et entre les méridiens 11°18' et 16°13' E. C'est à partir des récents travaux (Samba, 1993, 1996, Samba et Diop, 2000) sur le plateau des Cataractes et les plateaux Batéké que la problématique de la variabilité climatique avec ses corollaires de risques et de la dégradation des terres a été posée. Les causes à l'origine de cette dégradation des terres peuvent être liées à l'évolution de l'environnement climatique et aux activités humaines. Il est difficile de fixer leur étendue actuelle par manque d'une nouvelle cartographie. L'intérêt dans ce travail est axé sur l'identification des risques liés au contexte climatique dans le monde rural au sud du Congo et tenter de les cartographier.

I. Données et méthodes

Les données utilisées sont issues des archives de la direction de la Météorologie Nationale du Congo intégrées à la base de données développée par le CRTH (Centre de Recherches sur les Tropiques Humide) de l'Université Marien Ngouabi de Brazzaville (Congo). Ce sont de données des précipitations journalières des huit (8) principales stations synoptiques du sud du Congo étudiées sur la période 1950 à 1994. Le réseau d'observations utilisé est celui de la Météorologie

Nationale du Congo, qui, malheureusement, est caractérisé par l'inégale répartition des spatiales stations et l'hétérogénéité des séries. Toutefois nous avons intégré aussi certaines stations non synoptiques ayant des séries moins longues, pour leur représentativité spatiale.

En s'inspirant des travaux *Stern et al. (1981)* sur l'Afrique de l'ouest qui ont défini le début de la saison des pluies à partir des premières occurrences de 10, 20 et 30 mm pour 2 jours successifs et non suivis respectivement de 5, 7 et 10 jours sans pluie, ceux de *Jolliffe et al. (1994)* en Afrique de l'Est et australe, avec 5 jours recevant un cumul de 25 mm pendant une période de 30 jours sans enregistrer 7 jours consécutifs sans pluie. Le critère de début de la saison des pluies retenu ici est celui précédemment (*Samba et al., 1999*) utilisé pour la définition de la SPPU (Saison des pluies potentiellement utiles) : celui de deux jours consécutifs cumulant 20 mm de pluie, non suivis d'une séquence de sept jours sans pluie.

2. Les risques liés à l'organisation des précipitations

A ces types de risques on peut noter ceux liés à des incertitudes de démarrage des pluies. De même, l'organisation des pluies saisonnières montre une grande modification au cours de l'année et dans leur évolution inter-annuelle (figure 1). C'est ainsi qu'à Pointe-Noire ou Loubomo la tendance est à la disparition de l'une des deux saisons (Septembre à Novembre et Mars à Mai). Le début réel des pluies, constitue un facteur important, mais souvent mal diagnostiqué. Plus de 65% des paysans démarrent leurs campagnes de semis en retard (entre la troisième décennie et tout le mois novembre).

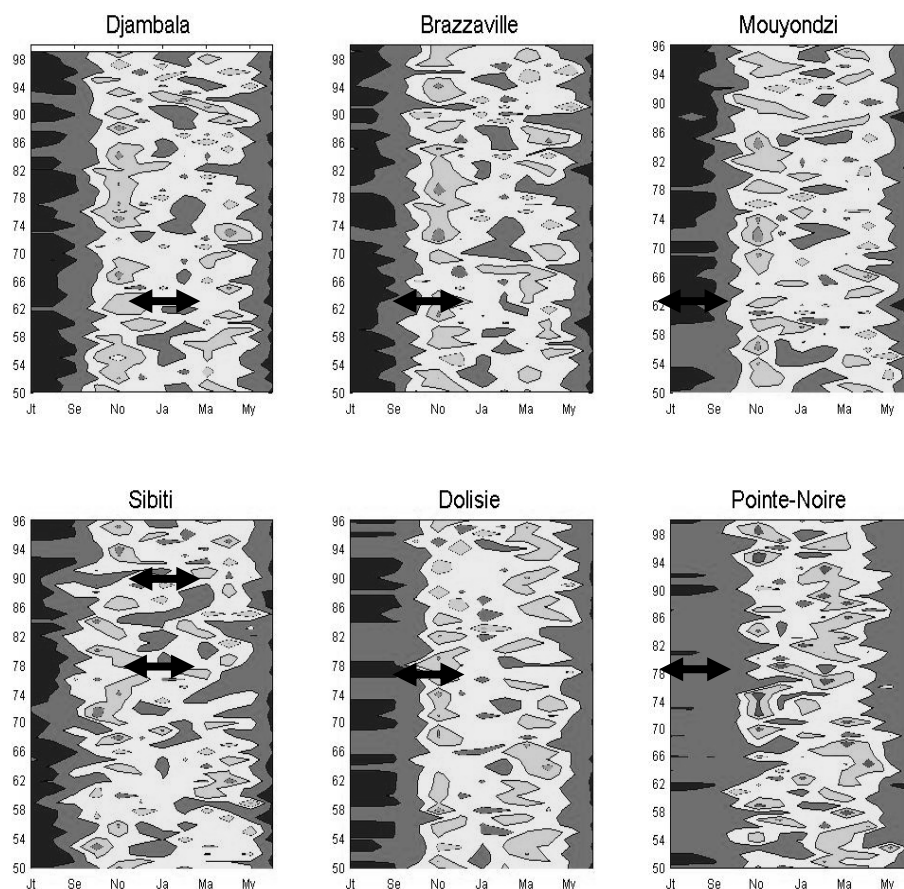


Figure 1 – Organisation de la saison des pluies (la double flèche noire matérialise la durée de la première saison des pluies)

La définition des critères agro-climatiques de début réel des pluies (*Samba et al., 1999*), permet non seulement de réduire les risques liés au climat mais aussi d'appréhender la variabilité de la saison des pluies. Le fait que le début des pluies varie d'une année à l'autre et d'une station à l'autre, c'est à partir de l'analyse fréquentielle que l'on a pu apprécier l'incertitude de démarrage des pluies potentiellement utilisables entre les écarts des dates observées huit années sur dix et deux années sur dix (tableau 1).

Stations	SPPU - Ntombo					
	Début			Fin		
	80%	Méd	20%	80%	Méd.	20%
Mpouya	16 sept.	27 sept.	11 oct.	21 déc.	15 janv.	5 févr.
Vindza	7 oct.	20 oct.	2 nov.	20 déc.	16 janv.	6 févr.
Mayama	7 oct.	14 oct.	26 oct.	25 déc.	5 janv.	17 févr.
Brazzaville	10 oct.	19 oct.	31 oct.	3 janv.	15 janv.	29 janv.
Mouyondzi	21 oct.	29 oct.	1 nov.	23 déc.	29 janv.	9 janv.
Dolisie	24 oct	31 oct	7 nov	2 janv.	17 janv.	5 févr.
Pointe-Noire	22 oct	31 oct	5 nov	30 déc	17 janv.	11 févr.
Mindouli	19 oct.	26 oct.	6 nov.	23 déc.	16 janv.	20 janv.
Boko	16 oct.	26 oct.	7 nov.	19 déc.	31 déc.	19 janv.
Mfouati	21 oct.	27 oct.	5 nov.	21 déc.	28 déc.	12 janv.

Tableau 1 – Occurrence des dates et de fin de SPPU – Ntombo dans quelques stations

En somme, il a été montré que les mois de novembre, décembre et mars situés au cœur des deux SPPU ont des pluies caractérisées par des fortes intensités (plus de 8 mm/h). Ces intensités sont néfastes pour les cultures, par exemple pour l'arachide qui, au mois de novembre, doit être en pleine floraison. De plus, les fortes intensités ont pour conséquences des dégrader les sols, ce qui conduit à une destruction des semis. Les longues séquences des jours sans pluies au sein de la SPPU constituent un risque dans le monde rural du sud Congo. Les courtes séquences de jours sans pluies laissent peu de temps aux acteurs du monde rural pour la réalisation des travaux agricoles. Le rythme diurne des précipitations, avec une forte occurrence le matin (31 % à Brazzaville, 28% à M'pouya) retarde les paysans pour démarrer leur journée et dans une moindre mesure l'après-midi (22% à Brazzaville, 23 % à M'pouya) les empêchent de continuer le travail. Quelquefois les pluies de fin d'après-midi, souvent de forte intensité, détruisent les semis de la journée. L'analyse en fréquence relative a montré l'existence des hauteurs de pluies journalières de plus de 50 mm pouvant engendrer des destructions des cultures. En effet, Il n'est pas rare que la saison de *Mwanga* (décembre - janvier- février) soit caractérisée par des pluies journalières abondantes détruisant les récoltes.

3. Les risques liés à l'érosion hydrique des sols

L'érosion pluviale des sols constitue le risque majeur dans le monde rural du sud du Congo. Les fortes pentes, le faible taux de couverture végétal sur les espaces exploités, la surexploitation des sols et l'agressivité climatique (intensité des précipitations, des températures relativement élevées) sont des facteurs responsable de la dégradation des terres. Sur les versants des collines, l'érosion en nappe est très spectaculaire avec un départ massif des particules fines et le peu de matière organique des horizons supérieurs des sols. Cela se traduit par la présence de sols tronqués qui perdent progressivement leur fertilité. Le taux de ruissellement qui varie en moyenne entre 30 et 60 % sur ces sols, constitue un élément déterminant dans la dégradation des terres. Sur les plateaux des Cataractes et Batéké, par

exemple, on estime un départ de matériau entre 3 à 15 tonnes par hectare et par an dû à l'érosion pluviale qui décape les horizons supérieurs des sols cultivés (*Samba, 1993*). En effet, l'érosion des sols fait souvent suite à une conjugaison de l'agressivité des précipitations et de la dégradation du couvert végétal par des activités anthropiques. Les sols connaissent une importante dégradation due à l'érosion pluviale en relation avec leur nature intrinsèque. L'agriculture itinérante ou brûlis reste une activité destructrice des terres est aussi tributaire des incohérences entre, d'une part, les techniques agricoles et d'autre part, la nature des sols. Le défrichement dénude les sols et accélère la diminution de la matière organique et de la fertilité. De plus, ces sols ne sont pas protégés par une végétation contre les premières pluies. C'est ainsi que l'on peut observer différentes formes d'érosion (ravinement, rigole, lessivage, drainage). Il arrive que les ravins atteignent leur profil d'équilibre et arrêtent leur progression après la colonisation par une formation forestière.

Les conditions édaphiques et climatiques sont telles que la mise en valeur de ces vastes espaces exige de mesures efficaces contre l'agressivité des pluies qui appauvrit les sols. Pour lutter contre l'érosion des sols, les paysans pratiquent le système des micro-barrages qui sont une technique efficace à l'échelle du champ pour la conservation des sols, mais demeure moins efficace au niveau du bassin-versant.

Conclusion

Il conviendrait de mettre en place une stratégie de recherche sur les risques naturels et ceux liés à l'évolution du climat et de prévision des pluies saisonnières. De cette façon on peut tendre à minimiser les risques liés au climat.

Bibliographie

- SAMBA G., DIOP MB., 2000 : Les bilans hydriques dans la région du Pool (République du Congo) *Cahiers agricultures*, 1, 47-53.
- SAMBA G., MALOBA MAKANGA J. D., MBAYI R., 1999 : Les saisons des pluies sur les plateaux Batéké et le plateau des Cataractes. *Publ. de l'Assoc. Intern. de climatologie*, 12, 190-197.
- SAMBA G., 1993 : L'érosion des sols au Congo méridional dans le secteur agricole de Boko. Diplôme d'Etudes approfondies ; Centre de Recherches de Climatologie, Dijon. 67 p
- SAMBA G., 1996 : Quelques remarques sur les phénomènes d'érosion des sols au Congo méridional dans le secteur agricole de Boko : essai de synthèse cartographique. *Bulletin réseau érosion*, ORSTOM, Montpellier, 12, 119-126.
- STERN R. D., DENNETT M. D., GARBUTT D. J., 1981 : The start of the rains in West Africa. *Journal of climat.*, 1, 59-68.
- JOLLIFFE I. T., SARRIA-DODD D. E., 1994 : Early detection of the start of the wet season in tropical climates. *International Journal of Climatology*, vol. 14, 71-76.

La variabilité climatique et ses conséquences environnementales à Dakar

Tidiane Sane¹, Aminata Ndiaye²

¹ Laboratoire d'Enseignement et de Recherche en Géomatique (LERG),
Campus universitaire de l'ESP - UCAD, Dakar, Sénégal
tsane@ucad.sn

² Laboratoire de Climatologie et d'Etudes Environnementales,
Département de Géographie, UCAD Dakar, Sénégal
amindiay@ucad.sn

Résumé : *L'explosion urbaine et les difficultés induites sont très ardues en Afrique subsaharienne où la part des logements non-conformes aux mesures en vigueur atteint, un peu partout, des proportions démesurées : 75 % à Ibadan, 67 % à Dakar, 40 % à Accra 34 % à Johannesburg. Ce phénomène est davantage exacerbé au Sahel où la variabilité climatique enregistrée ces dernières années contribue à l'affluence des ruraux dans les capitales. Ainsi, la forte densité humaine et le processus d'urbanisation accélérée et anarchique dans les quartiers périphériques de Dakar caractérisés par des facteurs physico-géographiques limitants, entraînent des conséquences environnementales accentuées par la déficience des services de base. L'analyse diagnostique que se propose cet article permet de mettre en évidence les difficultés de fonctionnement de la ville de Dakar liées au climat et cela, malgré la politique de décentralisation qui, il faut le dire, reste encore hésitante dans cette ville, complètement, à bout de souffle.*

Mots-clés : Dakar, variabilité pluviométrique, environnement, dynamique démographique.

Introduction

L'afflux massif de migrants, des campagnes vers les centres décisionnels comme Dakar a été amplifiée ces dernières années, par la venue de vagues de ruraux victimes d'une sécheresse multi décennale aux conséquences socio-économiques désastreuses.

Il s'en est suivi une occupation irrégulière de l'espace dakarois et la naissance de toute une multitude de quartiers spontanés, voire improvisés et dépourvus de toutes normes urbanistiques. Ainsi, avec seulement 550 km², Dakar, presque île de surcroît, ne peut convenablement contenir 25 % de la population sénégalaise qui, d'après le recensement de 2002, avoisine la dizaine de millions d'habitants.

Après une description sommaire des caractéristiques physiques, dans le but de montrer les limites naturelles de cet espace géographique, une analyse des paramètres climatiques sera présentée. La pluviométrie est le meilleur paramètre permettant de caractériser le climat en zone intertropicale. Les conséquences de sa variabilité sur la dynamique démographique seront ensuite abordées, de façon à montrer la pression exercée sur l'environnement de la capitale sénégalaise, de plus en plus, hypertrophiée.

I. Un Contexte physico-géographique spécifique

Les caractéristiques physiques de la région de Dakar s'inscrivent dans les grands mouvements géologiques qui ont façonné toute la zone ouest africaine avec cependant des éléments caractérisant localement la physionomie des structures actuellement en place dans la presque île du Cap Vert, partie extrême Centre-Ouest du Sénégal, considérée à juste titre comme *Finistère* de l'Afrique occidentale. Il nous paraît important de démontrer comment ces contrastes géographiques saisissants constituent une contrainte à l'extension de l'actuelle capitale, Dakar, vouée à jouer, depuis l'ère coloniale, un rôle déterminant dans l'histoire politique et économique du Sénégal.

Dakar peut, au plan topographique, être subdivisée en trois sous ensembles (Seck, 1970) qui sont la traduction du façonnement des structures géologiques par les différents mouvements tectoniques qui ont jalonné l'histoire géologique de cette région. Il s'agit d'une partie orientale élevée (prolongement du plateau de Thiès et du massif de Ndiass formés de calcaires

et marnes de l'Eocène moyen), d'une partie occidentale formant la tête de la presqu'île constituée de roches volcaniques du Tertiaire et du Quaternaire et, enfin d'une partie intermédiaire, les *Niayes* qui des dépressions interdunaires formés de dépôts du Quaternaire, formant le col (figure1).

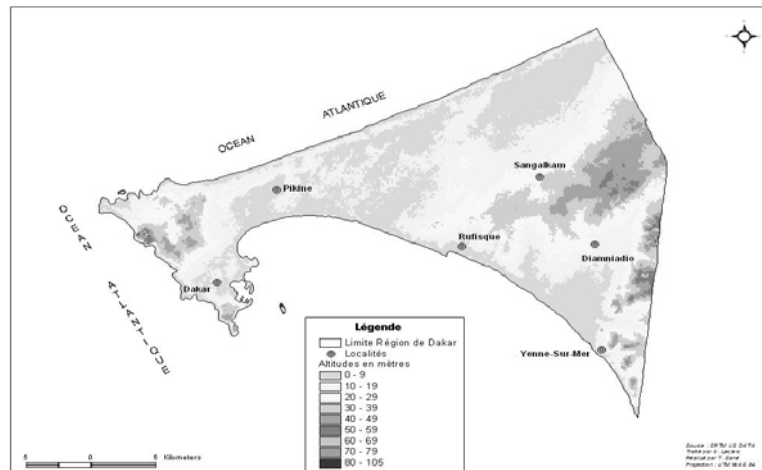


Figure 1 – Carte topographique de la région de Dakar

2. Analyse des paramètres climatiques et de leurs impacts environnementaux

La région de Dakar appartient au domaine climatique sahélien. Cependant, son climat est assez doux par rapport au reste du pays en raison d'une position géographique "privilegiée" et des influences océaniques qui donnent à la région un cachet particulier. En effet, Dakar reçoit les courants frais de l'anticyclone des Açores une bonne partie de l'année.

L'analyse des caractéristiques climatiques de Dakar est fondée sur les principaux paramètres comme les vents, les températures et les précipitations. Ce sont ces paramètres qui affectent le plus l'environnement de la région.

2.1. Les vents

Les caractéristiques aérologiques moyennes de la région de Dakar dépendent des différents types de circulation suivant la prédominance des flux en surface et cela en rapport avec les deux principales saisons climatiques qui y prévalent. C'est ainsi que le régime des vents y est caractérisé par une variation saisonnière de la vitesse et des directions dominantes. Les alizés dominant durant la saison sèche tandis que les vents d'ouest ou du sud-ouest restent les plus importants en saison pluvieuse. C'est surtout l'alizé maritime, flux issu de l'anticyclone des Açores, qui prédomine dans la région de Dakar où il se maintient pendant presque toute l'année. Vent constamment humide et marqué par une faible amplitude thermique, l'alizé maritime y est souvent chargé d'embruns saturés en eau salée et mobilise souvent des sables dunaires tendant à envahir les dépressions, les zones d'habitation et les axes routiers. A ce flux, s'ajoute la mousson, un flux particulièrement humide marquée par une faible amplitude thermique avec cependant des températures globalement plus élevées que celles de l'alizé maritime. C'est ce flux qui apporte le potentiel précipitable dans la région.

Cette variation saisonnière des flux en surface dans la région de Dakar est matérialisée sur la figure 2 qui présente les variations moyennes mensuelles de la vitesse du vent. En effet, celle-ci est plus importante en saison sèche avec un maximum en avril d'environ 5,9 m/s tandis que les valeurs les plus faibles sont observées en saison des pluies.

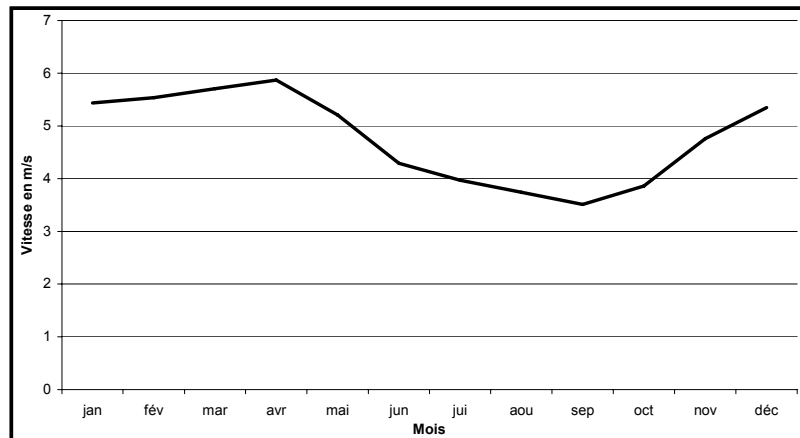


Figure 2 – Evolution moyenne mensuelle de la vitesse du vent à Dakar-Yoff (1951-2004)

2.2. Les précipitations

Les précipitations sont provoquées par la présence de la mousson et sont généralement le résultat de deux phénomènes : la partie active de l'équateur météorologique et les lignes de grains qui constituent la source essentielle des précipitations à Dakar (Leroux, 1983 ; Sagna, 1988 ; Leroux et Sagna, 2000). Elles surviennent généralement entre juin et octobre (figure 3) avec un maximum en août. Ces précipitations sont peu abondantes et dépassent rarement 500 mm par an dans la région de Dakar (figure 4).

Compte tenu des contingences du site dakarois, l'abondance des précipitations provoque souvent d'importantes inondations surtout dans la banlieue dakaroise en l'occurrence dans la zone de Pikine. C'est ainsi que beaucoup de lieux d'habitation étaient occupées en 2005 par les eaux laissant ainsi une importante frange de la population sans abris. Selon les statistiques de la Direction de la Prévision et de la Statistique (DPS), 15 communes regroupant 198 quartiers, situés tous dans le Département de Pikine, étaient concernés par les inondations (tableau I). De plus, la plupart des axes routiers sont coupés par endroits rendant ainsi difficile la mobilité urbaine. C'est le cas de l'autoroute, notamment de la zone située à la hauteur de la cité Bellevue, de Thiaroye-Diacksao-Diamaguène, mise hors d'usage pendant quelques jours lors des fortes pluies des mois d'août et de septembre 2005. Cette situation a provoqué de sérieux problèmes dans l'environnement dakarois particulièrement pour l'habitat et la mobilité urbaine. A cela, s'ajoute l'occupation anarchique de l'espace induite par la croissance rapide de la population. Cette situation pose le problème de l'enlèvement et la destruction des ordures ménagères. La déficience du ramassage de ces ordures, rendue compliquée par les inondations des quartiers et des axes routiers, entraîne des problèmes de stockage et celles-ci restent parfois entassées dans certains quartiers entraînant de graves problèmes de santé et d'hygiène. De plus, il y a des risques relatifs aux problèmes de la contamination de certaines nappes par les pesticides, les substances chimiques provenant des eaux usées des unités industrielles et les nitrates surtout dans la zone de Pikine. Cela est d'autant plus préjudiciable pour les populations que le tout à l'égout est inexistant et/ou inconnu dans la plupart des quartiers spontanés qui évacuent leurs eaux usées par des fosses septiques, à la mer ou sur la voie publique.

La tendance à la baisse généralisée des précipitations observée dans la région depuis le début des années 1970 (figure 4), combinée à l'augmentation exponentielle de la population et au développement des activités maraîchères dans la zone des *Niayes*, a entraîné la baisse du niveau des nappes. Cette situation a augmenté de façon significative les besoins en eau de Dakar d'où le recours aux eaux du Lacs de Guiers pour l'alimentation en eau potable de l'agglomération dakaroise (tableau 2).

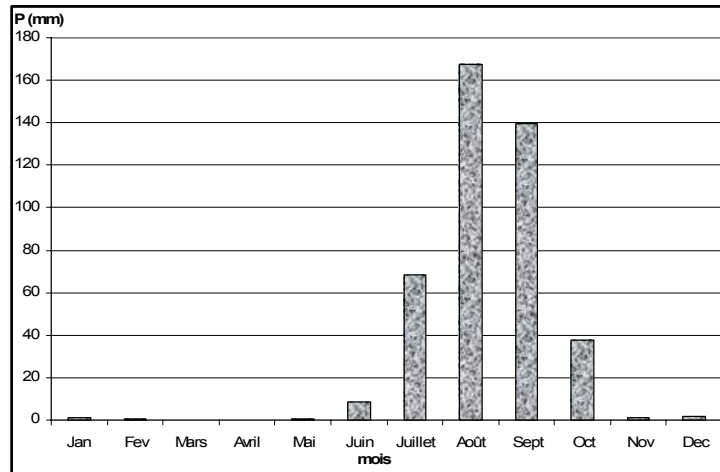


Figure 3 – Evolution moyenne mensuelle de la pluviométrie à Dakar-Yoff (1951-2004)

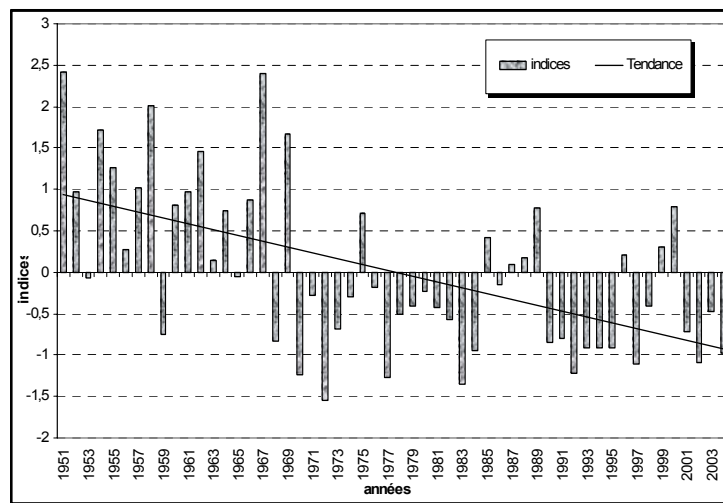


Figure 4 – Indices standardisés des précipitations à Dakar-Yoff (1951-2004)

Communes d'arrondissement	Nombre de quartiers inondés
Djiddah Thiaroye Kao	58
Pikine Ouest	04
Guinaw Rail Nord	11
Dalifort Foirail	06
Guinaw Rail Sud	13
Pikine Est	12
Yeumbeul Nord	29
Yeumbeul Sud	19
Keur Massar	13
Malika	03
Diamaguène Sicap Mbao	14
Thiaroye Sur Mer	05
Thiaroye Gare	04
Tivaouane Diack Sao	06
Mbao	01

Tableau I – Statistiques sur les inondations de l'hivernage 2005 à Dakar

Années	Production moy. (m ³ /j)	Besoin moy. (m ³ /j)	Déficit moyen	
			Déficit m ³ /j	Taux %
1990	175 000	223 700	48 700	22
1991	205 000	229 100	42 100	10
1992	205 000	249 600	44 600	18
1993	205 000	263 600	58 600	22
1994	205 000	278 200	73 200	26
1995	205 000	292 800	87 800	30

Source : Direction de la planification

Tableau 2 – Evolution de la production et des besoins en eau de 1990 à 1995 à Dakar

2.3. Les températures

La clémence des températures observée dans la région de Dakar résulte de la présence quasi-permanente de l’alizé maritime et du rôle thermorégulateur de l’Océan. La figure 5 montre que la période juin-novembre reste globalement la plus chaude (en moyenne 25 à 28°C). La période novembre-mai est caractérisée par des températures relativement basses. De façon générale, on observe une nette tendance générale à la hausse des températures moyennes surtout depuis le milieu des années 1990 (figure 6). La période de chaleur correspond donc à la saison pluvieuse. Les températures élevées observées durant cette période conjuguées à la forte pluie de l’hivernage 2005, ont entraîné la prolifération de beaucoup de pathologies comme le paludisme et le choléra. La rapide propagation du choléra en 2005 à Dakar a été rendue possible à la fois par les inondations et par la forte canicule qui a favorisé la pullulation des agents pathogènes à partir des tas d’ordures non ramassées et disséminées un peu partout par les eaux de ruissellement.

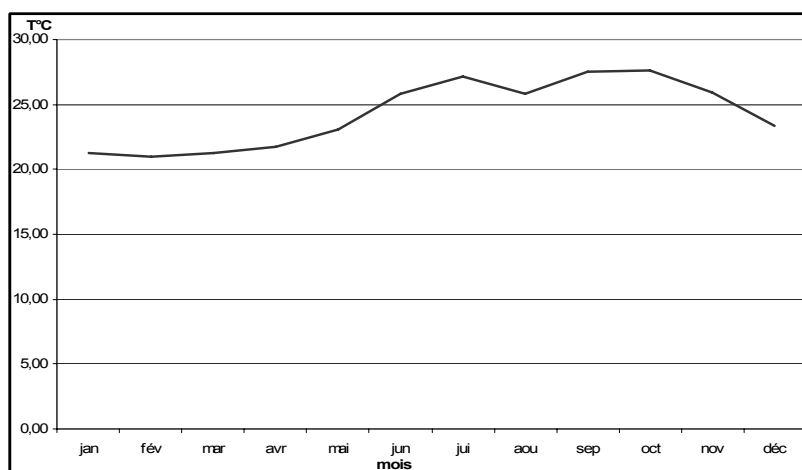


Figure 5 – Evolution moyenne mensuelle des températures à Dakar-Yoff (1951-2004)

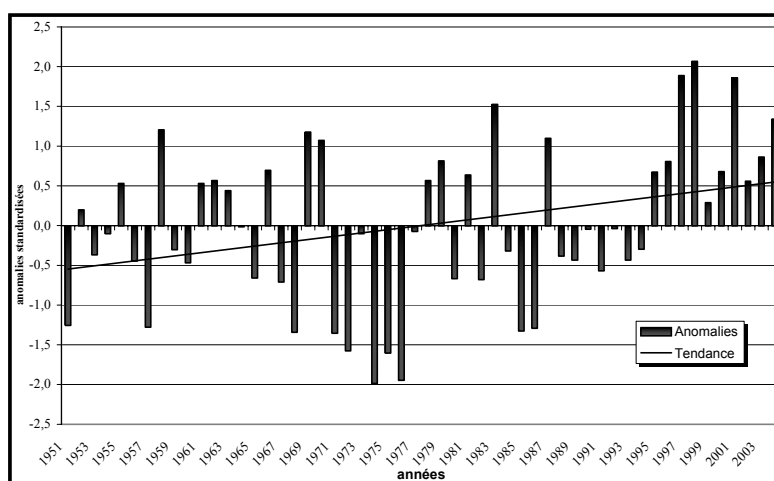


Figure 6 – Indices standardisés de la température moyenne à Dakar-Yoff (1951-2004)

Conclusion

L'analyse des paramètres climatiques les plus importants en milieu tropical comme les vents, les températures et les précipitations a permis de montrer que ceux-ci ont un impact certain sur l'environnement dakarois. En effet, les vents constituent un facteur favorisant l'ensablement des dépressions et des axes routiers. Quant aux précipitations, une année d'abondance pluviométrique est synonyme de problèmes environnementaux de taille comme l'insalubrité et les inondations récurrentes favorisées par la vulnérabilité morphopédologique du site. La période de chaleur coïncidant avec la saison pluvieuse entraîne et/ou favorise par ailleurs la présence de certaines pathologies qui causent un sérieux problème de santé publique. En somme, le milieu naturel de la région présente dans l'ensemble une vulnérabilité très forte aux aléas climatiques. Cette vulnérabilité est amplifiée par la sécheresse multidécenale qui s'est installée dans le pays depuis le début des années 1970 et qui a traumatisé les populations, entamé les paysages et les activités, et perturbé durablement les sociétés rurales sénégalaises, d'où l'afflux massif de migrants vers Dakar contribuant ainsi à une rapide augmentation de la population. L'urbanisation accélérée de l'agglomération dakaroise qui en résulte, combinée à l'occupation anarchique de l'espace constitue un des facteurs aggravants des problèmes environnementaux dans cette ville qui porte aujourd'hui 3 des 10 millions d'habitants que compte le Sénégal.

Bibliographie

- LEROUX M., 1983 : *Le climat de l'Afrique tropicale*. Thèse de doctorat d'Etat ès-Lettres, Dijon, 3 tomes, 1427 p.
- SAGNA P., 1988 : *Étude des lignes de grains en Afrique de l'Ouest*. Thèse de doctorat de 3^e cycle. Dakar, UCAD, 291 p.
- LEROUX M., SAGNA P., 2000 : Le climat du Sénégal. In *Les Atlas de l'Afrique : Sénégal*. Paris, Les Editions Jeune Afrique, p. 16-19.
- SECK A., 1970 : *Dakar, Métropole ouest africaine*. Mémoire n°85 de l'Institut Fondamental de l'Afrique Noire (IFAN) Dakar, 516 p.

Le potentiel climato-thérapeutique de la zone Nord-Est de Bucarest

E.Teodoreanu¹, Bunescu^{1,2}

1 Université d'Oradea, Roumanie
gilitedor@gmail.com

2 Institut National de Médecine,
Balnéoclimatologie et Récupération Médicale, Bucarest, Roumanie
emil@bunescu@yahoo.com

Résumé : La présente étude inventorie les facteurs climato-thérapeutiques de la zone de parcs située au nord-est de la ville de Bucarest, avec des lacs, des forêts, mais aussi une source et deux forages d'eau minérale. On a calculé différents indices bioclimatiques (confort thermique, bains d'air, stress cutané et pulmonaire, classes de temps) et pris en compte les caractéristiques physico-chimiques de l'air, en vue de déterminer les aptitudes à la pratique de cures naturistes pour les habitants de la capitale.

Mots-clés : Facteurs thérapeutiques, bioclimat, Bucarest

Abstract: The present study examines the climatic-therapeutic factors in the north-eastern zone of Bucharest, with parks, lakes, forests, mineral spring and two deep mineral water drillings. Various bioclimatic indices were analysed: thermal comfort, air baths, skin and lung stress, weather classes, as well as the physical and chemical conditions of the air, in order to evaluate the potential of Bucharest' naturist cure.

Key Words: Therapeutic factors, bioclimate, Bucharest.

Introduction

La ville de Bucarest, située dans la région de steppes de la Plaine Roumaine, est soumise à un climat continental, avec des hivers assez rudes et des étés chauds. Dans la partie nord-est de la capitale, on trouve une surface assez étendue de parcs, avec des monuments historiques et quelques lambeaux d'une ancienne forêt. Ce secteur, traversé par la Colentina, petit affluent de la Dâmbovița, est parsemé de lacs d'origine anthropique, aménagés pour le sport et la relaxation. On trouve également dans cette région une source de surface d'eau minérale et deux forages de grande profondeur. Le Ministère de la Santé a demandé à l'Institut de Balnéologie de réaliser des études sur le potentiel balnéoclimatique de cette zone nord-est de Bucarest. La présentation qui suit est le résumé d'un travail plus approfondi, effectué avec une équipe de chercheurs climatologues, biologistes, physiciens, chimistes, médecins, ingénieurs et architectes, sur les éléments qui peuvent constituer une base pour définir des indications climato-thérapeutiques. L'accent sera mis spécialement sur le rôle des facteurs climatiques.

I. Méthode

On a étudié les principaux paramètres (température, vents, etc.) qui font la spécificité du climat et du bioclimat de la zone nord-est de Bucarest, à partir de la station météorologique de București-Băneasa, par comparaison avec les quartiers centraux de la capitale, pour lesquels la station météorologique de București-Filaret a servi de référence. On a utilisé à cette fin les formules et les nomogrammes consacrés dans la littérature bioclimatologique (Munn, 1970 ; Tromp, 1974 ; Teodoreanu, 2002, etc.). On y a ajouté quelques observations topoclimatiques, ainsi que diverses considérations sur l'état électrique et chimique de l'atmosphère, dans la ville et dans la zone de parcs. Ainsi peut-on espérer donner des indications assez précises sur les perspectives offertes à la pratique de cures naturistes, en liaison avec d'autres paramètres, par exemple les eaux minérales.

2. Le climat de la zone nord-est de Bucarest

La plaine où se trouve la capitale de la Roumanie est soumise à un climat continental de steppe, avec quelques nuances excessives, en hiver (température minimale absolue de -30°C le 25 janvier 1942) aussi bien qu'en été (maximum absolu de $41,1^{\circ}\text{C}$ le 20 août 1945). D'autres caractéristiques marquantes résident dans une durée d'ensoleillement qui dépasse 2 200 heures par an, dans une dynamique atmosphérique particulièrement active, avec prédominance des flux de secteur nord-est.

La température moyenne annuelle à Băneasa s'établit à $10,3^{\circ}\text{C}$, contre $10,8^{\circ}\text{C}$ à Filaret. Tout au long de l'année, la différence entre les deux sites est de l'ordre de $0,5$ à $0,6^{\circ}\text{C}$, du fait de la présence d'un îlot de chaleur sur le centre-ville. On retrouve cet îlot de chaleur dans tous les paramètres thermiques, y compris les maxima moyens ($25,9^{\circ}\text{C}$ à Filaret contre $25,1^{\circ}\text{C}$ à Băneasa en août 1946) et les minima moyens (respectivement $-10,3$ et $-10,6^{\circ}\text{C}$ en janvier 1942). Dans ces conditions, le nombre annuel de jours de gel est plus réduit au centre-ville, alors que le nombre de jours à caractère tropical y est majoré. En moyenne, on enregistre 10 à 15 nuits « tropicales » par an dans le centre de la ville, mais seulement 1 ou 2 dans la banlieue. Le gel et la neige sont plus fréquents et plus durables dans la zone périurbaine. Les quantités moyennes annuelles de précipitations reçues à Filaret dépassent de 30 mm celles qui sont mesurées à Băneasa, sans doute en raison de la plus grande pollution de l'atmosphère de la ville, les différences les plus marquées (10 à 15 mm) étant enregistrées durant les mois d'hiver. Mais on trouve aussi des situations, notamment lors de l'advection de masses humides venant du nord, où les pluies les plus fortes se concentrent sur le nord-est de la capitale. En général, la vitesse du vent est un peu plus élevée dans la zone nord-est (moyenne annuelle de 2,4 m/s à Băneasa, au lieu de 2,0 à Filaret), et les calmes y sont sensiblement moins fréquents (10% du temps, en comparaison de 19%). Les directions dominantes (20 à 22%) sont de NE et E, alors qu'au centre de la ville les directions se diversifient en fonction de l'orientation des grands boulevards.

3. Les caractéristiques du bioclimat

On a essayé d'évaluer différents indices bioclimatiques.

3.1. Les classes de temps

L'indice bioclimatique dénommé « classes de temps » (Baibakova *et al.*, 1964) n'est *a priori* pas adapté à la mise en évidence de différences climatiques assez mineures, dans des topoclimats relativement peu contrastés. Les bioclimatologues soviétiques ont mis au point cette méthode pour une superficie qui couvrirait presque la moitié de l'Europe et de l'Asie. Il n'empêche que le climogramme de classes de temps construit pour Bucarest montre bien que prédominant pendant les mois d'hiver les classes où la température passe par 0°C : classe VIII (nuageuse) ou classe IX (avec soleil). Les classes froides (X et XI, avec températures diurnes négatives) et les classes chaudes (VII, avec pluie, ou VI, nuageuse) ont une fréquence plus faible. Au contraire, pendant les mois d'été, arrivent en tête les classes chaudes (II, III et V, ensoleillées, avec des températures largement positives), les classes avec nuages, uniquement pendant le jour ou tout au long du nyctémère (classes IV et VI) n'ayant qu'une présence assez réduite. Au printemps et en automne, on peut enregistrer le plus grand nombre de classes de temps chaudes ou avec le passage de la température par 0°C , ce qui confirme l'ampleur des fluctuations du temps au cours des saisons intermédiaires. D'après la caractéristique de la classe, on peut, pour chaque jour, préciser si les conditions sont plutôt favorables à l'aérophothérapie, à l'hydrothérapie ou à l'héliothérapie... Il est également possible, par cette méthode, de déterminer les heures les plus propices à ces différentes activités.

3.2. Le stress bioclimatique

On a utilisé diverses formules pour établir le stress exercé par les éléments climatiques sur l'organisme humain. Nous avons utilisé la méthode de Besancenot (1974), qui a analysé le stress cutané (exprimé par le pouvoir de rafraîchissement, résultant de l'action combinée de la température et de la vitesse du vent sur la peau) et le stress pulmonaire (résultant de l'action de la tension de vapeur d'eau atmosphérique sur les poumons).

Étant donné que l'on utilise uniquement des valeurs moyennes mensuelles, les différences entre le centre de la ville et la zone de parcs sont relativement estompées ; il est néanmoins possible de définir les caractéristiques bioclimatiques de chaque mois. On constate ainsi que les mois de décembre à mars sont hypertoniques au niveau de la peau (plaçant l'organisme humain en situation de thermogenèse) et déshydratants au niveau des poumons. Les mois de mai à septembre sont au contraire hypotoniques (obligeant l'individu à engager un processus de thermolyse, donc d'élimination de chaleur) et hydratants pour l'appareil pulmonaire. Les deux mois intermédiaires, avril et octobre, sont les plus favorables : relaxants au niveau cutané et équilibrés au niveau pulmonaire. Si l'on utilise les valeurs diurnes de la température, de la vitesse du vent et de la tension de valeur d'eau, on peut mettre en évidence quelques petites différences entre le centre de la ville et la zone de parcs, spécialement pendant les jours chauds et ensoleillés, avec vent faible. En règle générale, les conditions sont plus relaxantes et plus équilibrées, aux alentours de midi, dans la zone lacustre, couverte de végétation (parc ou forêt).

3.3. Le confort thermique

Il est également possible de caractériser le niveau de confort ou d'inconfort thermique en prenant en considération la température, l'humidité et le vent, d'après les nomogrammes de Yakovenko-Baibakova (1964) ou de Seifert (1958), etc., ou encore à partir des formules de Missenard (1937), Thom (1958), etc. (Teodoreanu 2002) Nous avons utilisé ici la formule de Missenard pour calculer la température effective-équivalente ressentie par l'organisme humain ($^{\circ}\text{TEE}$), ainsi que le nomogramme et la formule de Seleihovski (1946), qui ajoutent la radiation solaire ($^{\circ}\text{TEER}$). Pour la région de plaine où se trouve la capitale de la Roumanie, si l'on prend en considération seulement les trois premiers paramètres, on peut affirmer que les jours avec confort thermique sont les plus nombreux au printemps et en automne (avril-mai et septembre-octobre), avec 6 à 10 jours par mois. En hiver prédomine l'inconfort du fait du froid et du vent, tandis qu'en été c'est la chaleur qui détermine l'inconfort. Des jours de confort peuvent apparaître très tôt dans l'année, parfois même en mars, lors de vagues de chaleur apportées par des masses d'air tropical ; mais en général ces périodes sont éphémères. De même, on peut retrouver le confort thermique certains jours de novembre, mais toujours pour de courtes périodes. Si l'on ajoute aux paramètres précédents la radiation solaire, la période de confort devient plus longue, tant au printemps qu'en automne, mais la période d'inconfort du fait de la chaleur est également allongée pendant l'été et les valeurs de la température effective-équivalente sont majorées, entraînant un stress plus fort pour l'organisme humain, spécialement chez les personnes âgées ou malades.

En ce qui concerne la base des valeurs du $^{\circ}\text{TEE}$, on a délimité les « bains d'air » d'après Mihalkov (1961) cité par Baibakova (1964). Du point de vue thermique, la gamme s'étend du froid ($1-8^{\circ}\text{TEE}$) à la très forte chaleur ($> 27^{\circ}\text{TEE}$). Du point de vue hygrométrique, on passe de la sécheresse (humidité relative $< 55\%$) à la forte humidité ($> 86\%$). Enfin, référence faite à la vitesse du vent, les ambiances vont de statiques (situations de calme atmosphérique) à fortement dynamiques (vent > 4 m/s). L'héliothérapie et l'hydrothérapie ne sont envisageables que dans le cas où la température effective-équivalente dépasse la limite de la fraîcheur (17°TEE).

Pour avoir une idée sur le potentiel de la zone nord-est de Bucarest pour la pratique des cures naturistes, on a utilisé les recherches topoclimatiques effectuées à l'Institut de Balnéologie pendant la période de juin-juillet 1966, sur la plage de Băneasa aménagée au bord de la rivière Colentina où, en plus de l'aérophérapie, de l'héliothérapie et de l'hydrothérapie, on pouvait pratiquer des bains de boue, la boue étant apportée par train du lac salé Techirghiol, sur le bord de la Mer Noire¹.

Les températures effectives-équivalentes ont été calculées pour les heures de fréquentation des plages, soit de 8 à 16 heures, et l'on a défini la fréquence des différentes catégories de « bains d'air », à un moment typique de la saison chaude. Pendant cette période, la température de l'air a varié entre 18°C le matin et 36°C à midi. La température du sable était comprise entre 26 et 51°C. L'humidité relative oscillait entre 28% à midi et 75% le matin. Le vent soufflait entre 0 et 3 m/s. Le temps était toujours ensoleillé. Dans ces conditions, la température effectivement ressentie par l'organisme humain, à l'état de repos, d'après l'échelle normale (à l'ombre, individu sommairement vêtu) évoluait de 13,4 à 26,7°TEE. D'après l'échelle de base (en costume de plage), les valeurs s'échelonnaient de 6 à 24,7°TEE.

Si l'on prend en considération la classification des « bains d'air » thermiques d'après l'échelle normale, la fréquence maximale revient aux situations confortables : de 33 à 57% pour les « bains frais » (17-20°TEE) et de 7 à 33% pour les « bains indifférents » (21-22°TEE). Le reste est constitué par les « bains chauds », autour de midi. Les bains « modérés froids » (9-16°TEE) prédominent le matin. De point de vue de l'humidité, les « bains d'air », après 11 heures du matin, sont en général « secs », alors que les situations « modérées humides » sont rares. D'après la vitesse du vent, les bains « statiques » ou « peu dynamiques » prédominent le matin. À midi la convection, accentuée lorsque la terre est plus chaude, accroît la fréquence des bains « modérés dynamiques ».

À l'abri du vent et au soleil, les valeurs du confort thermique se déplacent vers les bains « chauds, secs et statiques », mais le risque d'inconfort par la chaleur se trouve fortement augmenté.

4. Quelques données sur l'ionisation de l'air

Il n'existe pas de réseau d'observation sur l'état électrique de l'air, mais on a essayé d'étudier ce paramètre par des sondages réalisés en divers endroits de la capitale, avec un ionomètre qui mesure la concentration des ions. On peut de la sorte calculer le rapport entre les ions positifs (N^+) et les ions négatifs (N^-), ainsi que le rapport entre les gros et les petits ions. Ces rapports donnent une idée de l'état de pureté de l'air, dans des conditions topoclimatiques différentes.

En général, les mesures ont indiqué une aéroionisation à prédominance négative dans tous les points d'observation installés dans le parc, près des lacs, ce qui se traduit par un rapport N^+/N^- inférieur à l'unité, même s'il s'en approche (0,77 à 0,94) vers midi, quand la convection entraîne les particules polluantes dans l'air. Au centre de la ville, ou même dans les endroits de la zone nord-est proches d'une route, et tout près d'un forage de grande profondeur, le rapport est supérieur à l'unité, et toujours majoré à midi (1,10 à 1,50).

Si l'on ajoute la détermination de particules d'aérosol, on peut confirmer l'observation précédente. Ainsi, la valeur moyenne des concentrations mesurées avec le conimètre est de 73 particules de 3 à 5 μm de diamètre dans la zone verte du nord-est, contre 224 en centre-

¹. Après 1970, la direction administrative a supprimé l'apport de boue, puis elle a fermé la plage, ce qui a été un inconvénient pour les habitants de la ville qui venaient en grand nombre pour bénéficier de l'air, du soleil, de l'eau, du sable et des boues, mais qui pouvaient aussi faire un traitement à l'intérieur d'une base spécialement aménagée. À la suite des recherches effectuées par l'Institut de Balnéologie, un nouvel établissement de cure a été bâti, toujours dans la zone nord-est, mais aux environs d'un forage d'eau minérale ; cette fois, l'ensemble a été conçu dans la perspective de traitements réalisés à l'intérieur, dans des bases spécialement conçues pour l'hydrothérapie.

ville. Quelques particules de très grande taille, trouvées dans les zones d'air propre, traduisent la présence d'un aérosol de forêt, de nature végétale. Bien entendu, la grande variabilité de l'état électrique de l'air dépend beaucoup de facteurs généraux et locaux, de la radioactivité de l'air ou du sol, des caractéristiques des masses d'air et de leurs paramètres climatiques. Par exemple, les observations de l'aéroionisation faites sur le lac Fundeni, deux semaines après l'accident nucléaire de Cernobîl, ont mis en évidence une concentration totale de 3 340 ions, en comparaison avec les moyennes de 1 100 à 1 720 enregistrées dans la zone de parcs (valeurs semblables à la concentration moyenne enregistrée dans quelques stations balnéoclimatiques) et seulement un total de 400 à 600 ions négatifs et positifs, enregistrés sur un boulevard central de la ville. Les données du 9 mai 1986 n'ont pas été prises en compte pour notre étude, car elles représentaient une situation anormale de l'état électrique de l'atmosphère.

Le rapport entre les petites particules d'aérosol (gros ions) et les petits ions représente un indicateur d'après lequel on peut apprécier la pureté de l'air. Le rapport de 10 à 25 dans les parcs montre que l'air y est très pur. À l'inverse, les valeurs de 70 à 100 dans la zone centrale de la ville indiquent que la zone est polluée. Dans la littérature spécialisée, on souligne qu'une ionisation à prédominance négative est bénéfique pour la santé, dans la mesure où elle agit sur les principales fonctions de l'organisme humain (respiration, circulation...) et sur les principaux organes ou tissus (cerveau, sang...).

5. Quelques données sur la chimie de l'air

Parallèlement à la détermination des paramètres physiques de l'air, on a réalisé des sondages sur le pH et sur divers gaz polluants que l'on peut trouver dans une grande ville : CO₂, O₃, H₂S, SO₂, NO₂ et vapeurs d'essence.

Le résultat des observations effectuées au centre de la ville et dans le parc indique des valeurs semblables pour l'acidité de l'air (pH compris entre 5,4 et 6,8) et des valeurs faibles, quelquefois non dosables, pour la majorité des gaz. Mais en ce qui concerne les quantités de CO₂, on a constaté une différence marquée entre la zone de parcs du nord-est (312 à 420 mg/m³) et le centre-ville (834 à 850 mg/m³), où la concentration maximale admissible (580 mg/m³) est régulièrement dépassée. Des petites quantités, toujours inférieures à la concentration maximale admissible, de H₂S et SO₂ (0,008 à 0,016 mg/m³, respectivement 0,27 à 0,35 mg/m³) et de vapeurs d'essence (0,10 à 0,12 mg/m³) ont été enregistrées dans le centre de la ville et, pendant quelques jours où soufflait un vent assez fort, dans la zone du lac Băneasa, sans doute à cause de la proximité d'une fabrique de béton, d'une station d'essence et d'autres unités industrielles. Les données de la chimie confirment donc l'état de pureté de l'air dans la zone de parcs, en comparaison avec la zone centrale de la ville.

6. Autres facteurs de cure dans la zone de nord-est du Bucarest

Dans le parc de Herăstrau, il y a une source d'eau faiblement minéralisée, avec un débit modeste, qui est indiquée pour la cure interne dans les maladies de l'estomac et les lithiases, du foie aussi bien que des reins. Les deux forages se trouvent, l'un près de l'aéroport de l'Otopeni, l'autre près du lac Băneasa. L'eau provient d'une grande profondeur (respectivement 2 500 et 2 600 m), la température de l'eau est hyperthermale (> 50°C). L'eau est caractérisée par une forte minéralisation (2 850 et 1 340 mg/l). Elle est préconisée en cure externe dans les affections rhumatismales et après traumatismes, mais nécessite des opérations préalables de purification car le contenu en substances organiques dépasse les valeurs permises. Les lacs aménagés sur la rivière de Colentina sont utilisés pour l'agrément et les sports. La minéralisation y est réduite, mais l'eau est partiellement polluée par les résidus chimiques. Elle est également polluée de point de vue microbiologique, ce qui nécessite une purification pour la natation ou le bain.

Conclusion

Les recherches effectuées à l'Institut de Balnéologie viennent de démontrer que la zone nord-est de Bucarest présentait des qualités bioclimatiques et balnéaires qui la rendent propice aux traitements utilisant les facteurs naturels, à savoir l'eau douce des lacs et l'eau minérale de source de surface ou des forages de profondeur, mais aussi l'air assez propre et confortable, en tout cas plus confortable que celui de la partie centrale de la ville. La zone nord-est est donc recommandée, à un coût qui reste modique, pour l'agrément, les sports, la balnéation, l'aérotérapie et l'héliothérapie, en vue de conserver ou d'améliorer la santé, pour une large fraction des habitants de la ville, y compris malades, enfants et personnes âgées.

Bibliographie

- BAIBAKOVA E.M., ILICEVA E.M., NEVRAEV B.A., 1964 : *Metodica izucenia i shema opisania klimata kurortov*. Ţentr. naucino-issledov. Inst. Kurort i fiziot., Moskva, 80 p.
- BESANCENOT J.P., 1974, Premières données sur les stress bioclimatiques moyens en France. *Annales de géographie*, **93**, 497-530.
- BOGDAN OCTAVIA, 1980 : *Potenţialul climatic al Bărăganului*. Edit. Academiei, 173 p.
- DOBREA I., BÂRCĂ I., 1969 : Unele caracteristici microclimatice ale zonei lacului Băneasa. *Hidrotehnica, gospodăria apelor, meteorologia*, **14**, 6, 7-12.
- MUNN R.E., 1970 : *Biometeorological methods*. Academic Press, 336 p.
- TEODOREANU E., DACOS-SWOBODA M., ARDELEANU C., ENACHE L., 1984 : *Bioclima staţiunilor balneoclimatice din Romania*. Edit. Sport-Turism, 283 p.
- TEODOREANU E., 2002 : *Bioclimatologie umană*. Edit. Academiei, 215 p.
- TEODOREANU E., BUNESCU I., ANDRIESCU L., TIHON V., TRICĂ V., ANIŢEI L., 1986 : Studiul factorilor terapeutici din zona de agrement nord-estică a Bucureştiului. *Texte manuscrit, Archives de l'Institut de Balneologie*, 75 p.
- TROMP S.W., 1974 : *Progress in Biometeorology, vol I, A et B*. Swets & Zeitlinger, 726 p.

Adaptation à la vulnérabilité des ressources en eau souterraine au changement climatique dans le sud du Bénin

Henri Totin¹, Moussa Boukari², Michel Boko¹

1 Laboratoire d'Etude des Climats, des Ressources en Eau
et de la Dynamique des Ecosystèmes

2 Laboratoire d'Hydrogéologie Appliquée,
Université d'Abomey-Calavi, Bénin
sourouhenri@yahoo.fr, mboko47@yahoo.fr

Résumé : Le sud du Bénin, concerné par cette étude correspond la région des plateaux de Comè, d'Allada et de Sakété où sont implantés les champs de captage de Comè, de Godomey et de Ouando pour l'alimentation en eau potable des villes telles que Comè, Lokossa, Cotonou et Porto-Novo. Les tests non paramétriques de corrélation de rangs de Spearman et de Kendall ont permis de caractériser la vulnérabilité des ressources en eau souterraine en fonction de la décroissance pluviométrique. En outre, les observations directes sur le terrain des traceurs écologiques de la dynamique des systèmes hydriques et les enquêtes socio-anthropologiques ont servi à identifier les stratégies d'adaptation développées par les populations pour réduire les risques de pénurie d'eau.

Mots-clés : Sud-Bénin, eaux souterraines, vulnérabilité, stratégies d'adaptation

Abstract: The south of Benin corresponds to the region of plateau of Comè, Allada and Sakété where water pumping area of Comè, Godomey and Ouando are established to provide water for the cities such as Comè, Lokossa, Cotonou and Porto-Novo cities. The nonparametric tests of Spearman and Kendall are used to characterize groundwater vulnerability to rainfall decrease. Moreover, direct field observations of ecological tracers of water system dynamics and socio-anthropological investigations were used to evaluate adaptation strategies developed by populations to reduce water shortage risks.

Key Words: South of Benin, Groundwater, vulnérabilité, adaptation strategies

Introduction

La région des plateaux de Comè, d'Allada et de Sakété, située entre 6°21' et 7°00' N et 1°45' et 2°45' E (figure 1), connaît depuis les années 70 une récession pluviométrique (Boko, 1988 ; Houndénu, 1999 ; Totin, 2003) accentuée par l'extension de la diagonale de sécheresse (Totin, 2005).

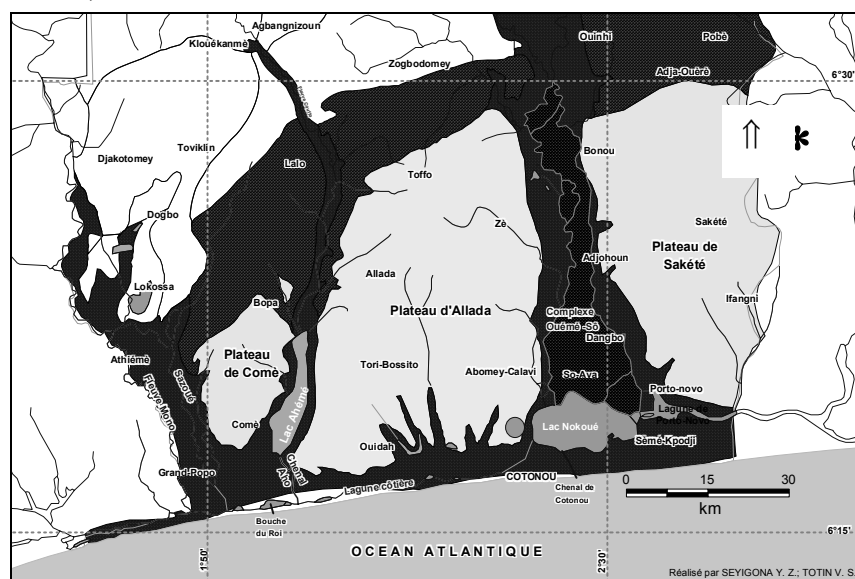


Figure 1 – Situation géographique des plateaux du sud-Bénin

Cette aridification climatique affecte la disponibilité en eau dans les plans et cours d'eau (fleuves Mono, Couffo, Ouémé et les lacs Ahémé et Nokoué) en interconnexion hydraulique avec les aquifères de la région. La fluctuation saisonnière des niveaux piézométriques dans les champs de captage de Godomey et de Ouando permet de caractériser la vulnérabilité des eaux souterraines aux changements climatiques et les stratégies d'adaptation.

I. Données et méthodes

Les données statistiques utilisées sont tirées des bases de données de l'ASECNA-Cotonou, de la Direction de l'Hydraulique, du Département des Sciences de la Terre à la Faculté des Sciences et Techniques et du Laboratoire de Climatologie de l'Université d'Abomey-Calavi. Le réseau d'observation utilisé est composé de 3 stations météorologiques et 10 postes pluviométriques, de 3 stations hydrométriques et de 2 stations piézométriques. L'analyse des phénomènes climatiques, hydrogéologiques et hydrologiques a permis d'identifier les paramètres déterminants la disponibilité en eau souterraine.

I.1. Etude des tendances pluviométriques et de la sensibilité des eaux souterraines

L'analyse des tendances hydroclimatiques est faite grâce aux tests de corrélation sur rang de Spearman et de Kendall. L'hypothèse nulle H_0 de ces tests est une absence de tendance entre les paramètres analysés. L'hypothèse alternative est celle de l'existence d'une tendance (Lubes *et al.*, 1994). Les coefficients de corrélation sur rangs de Spearman (ρ_s) et de Kendall (τ) et les probabilités de non dépassement (α_I) permettent d'apprécier la significativité des tendances d'évolution spatio-temporelle de la pluviométrie et des niveaux piézométriques.

Les flux hydriques entre plateaux et vallées sont analysés par détermination du coefficient de tarissement de Maillet (k) et des volumes d'eau mobilisés par les aquifères de versant. Ce coefficient a la dimension de l'inverse du temps (j^{-1}) est calculé par la résolution dichotomique (Savane *et al.*, 2001) d'expression mathématique $Q_t = Q_0 e^{-kt}$. Avec Q_t , débit à un instant t donné ; Q_0 , débit initial (au début du tarissement) et t , le temps. Il s'ensuit que $k = (\ln Q_t - \ln Q_0)/t$. La variation du tarissement retrace ainsi l'évolution de la vidange des réservoirs souterrains des versants des plateaux exprimée par le volume d'eau mobilisée (V_{em} en km^3) : $V_{em} = \int_0^{+\infty} Q_0 e^{-kt} dt = \frac{Q_0}{k}$ avec Q_0 (exprimé en m^3/s) multiplié par la constante 86400 pour la compatibilité des unités.

Le zonage des variables pluviométriques dans le sud Bénin est fait par krigeage. Les figures 2D interpolées sur le logiciel Surfer 7 sont restreintes à une grille correspondant à la région quadrillée par les coordonnées géographiques des stations climatologiques retenues et représentatives des trois plateaux.

I.2. Evaluation des stratégies d'adaptation

Les stratégies d'adaptation sont évaluées par approche participative à travers les enquêtes individuelles, entretiens avec les personnes ressources (sages et chefs religieux, agents de services hydrauliques, météorologues communautaires) dans 70 villages en saisons sèches (décembre et février) et pluvieuses (juin et septembre). L'échantillon est constitué de 90 personnes-ressources, de 3 différents champs de captage et de 120 ménages (cadre d'usage domestique de l'eau). Le but de cette investigation est de connaître les différentes stratégies d'adaptation et de mitigation des crises hydriques actuelles et futures.

2. Tendances pluviométriques dans le sud Bénin

La répartition spatio-temporelle de la pluviométrie sur les périodes observée sur la période 1971-2000 et simulée aux horizons 2025 et 2050 montre une occurrence de la sécheresse depuis les années 1970. Les changements climatiques que connaît le sud Bénin sont caractérisés par le glissement des isohyètes 700 et 900 mm du Sud-Ouest vers le Nord-Est (figure 2).

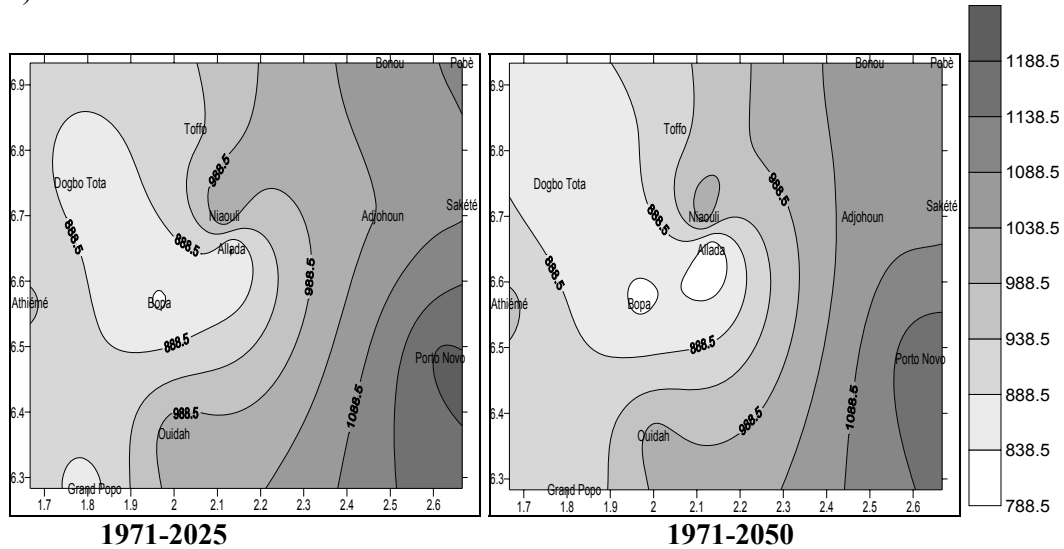


Figure 2 – Simulation de la variation spatiale de la pluviométrie moyenne aux horizons 2025 et 2050

La baisse pluviométrique de 0,09 mm/an, 1,7 mm/an et 0,82 mm/an sur la période 1931-2000 atteindra ainsi 0,3 mm/an, 2 mm/an et de 0,8 mm/an à l’horizon 2050 respectivement sur les plateaux de Comè, d’Allada et de Sakété en 2050. L’effet actif de la diagonale de sécheresse se prolonge vers l’Est au delà de ses limites initiales et induit l’extension des secteurs à pluviométrie inférieure à 1000 mm (Totin, 2005). La baisse des volumes d’eau précipitée sur les plateaux de Comè, d’Allada et de Sakété entraîne une diminution de la recharge des nappes d’eau souterraine.

3. Sensibilité des aquifères à la variation pluviométrique

L’hétérogénéité hydrogéologique du sud Bénin et la variation spatiale du niveau statique (-20 m à +50 m) expliquent la diversité des seuils pluviométriques initiaux (800 m à 1300 m) de recharge des différents aquifères. La vulnérabilité des ressources en eau souterraine se manifeste déjà par leur sensibilité à l’intrusion saline (Boukari, 1998) et à la récession pluviométrique (figure 3).

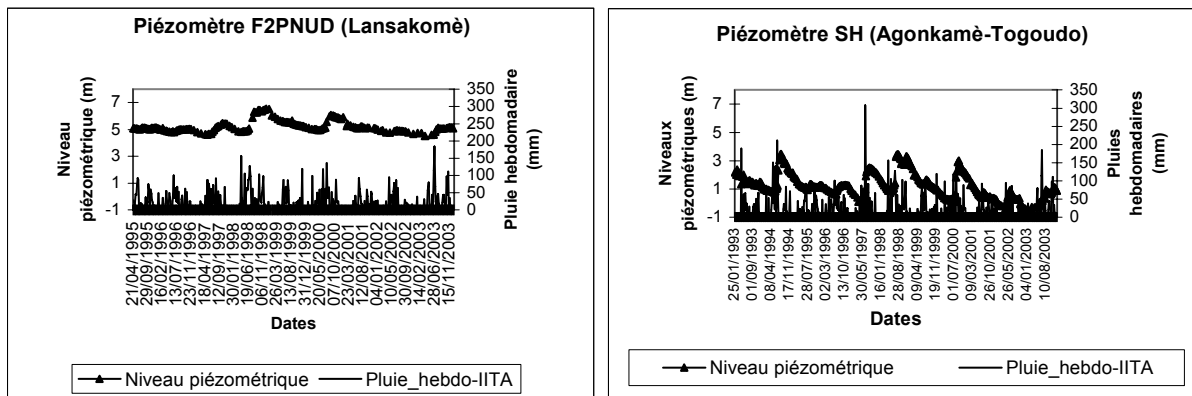


Figure 3 – Variation des niveaux piézométriques dans le secteur sud du plateau d’Allada

Cette variation du niveau pluviométrique est directement liée à la répartition des précipitations. Ce que confirment les résultats des tests non paramétriques qui montrent une tendance d'évolution corrélative entre les niveaux piézométriques et les pluies hebdomadaires (tableau 1).

Forage Coefficient et probabilité	PIPNUD (1995-2000)*	P2PNUD (1995-2003)*	SH (1993-2003)**
ρ_s	-0,182	-0,174	-0,081
α_1	0,025	0,016	0,051
τ	-0,124	-0,119	-0,053
α_1	0,024	0,015	0,054

* Corrélation significative et ** corrélation non significative

Tableau 1 – Corrélation entre niveaux piézométriques et pluies hebdomadaires au sud du plateau d'Allada

Les coefficients de rabattement de l'ordre de -0,18 pour le test de Spearman et de -0,120 pour le test de Kendall avec une probabilité de non dépassement inférieure à 0,05 montrent l'impact de la baisse pluviométrique sur les forages P1PNUD et P2PNUD. Quant au forage SH, il présente un coefficient de régression de $2,3 \cdot 10^{-3}$ m/semaine pour une diminution pluviométrique de $5,5 \cdot 10^{-3}$ m/semaine. Toutefois, les remontées de niveaux piézométriques totales du secteur de pompage de Godomey peuvent atteindre 3 m les années de pluies excédentaires. En années déficitaires, les remontées sont peu apparentes car toute recharge est pompée (Boukari, 1998).

Les flux hydriques entre les bassins et les aquifères indiquent, en outre une baisse des volumes d'eau mobilisée par les nappes souterraines de $24 \cdot 10^{-4}$ km³/an entre 1952 et 1995. Cette diminution atteindra $132 \cdot 10^{-5}$ km³ en 2050 dans le bassin de l'Ouémé à Bonou. Ainsi, la pression anthropique, le forçage pluviométrique et la hausse du niveau marin exacerberont la vulnérabilité des eaux souterraines aux changements climatiques à l'horizon 2050. La reconstitution des stocks de réserves souterraines nécessitera probablement plusieurs années consécutives de bonne pluviométrie (Mahé et Olivry, 1995). Ce qui semble être probablement impossible dans cette région, au regard de la baisse continue des eaux pluviales, à moins d'une inversion de situation climatique à l'horizon 2050.

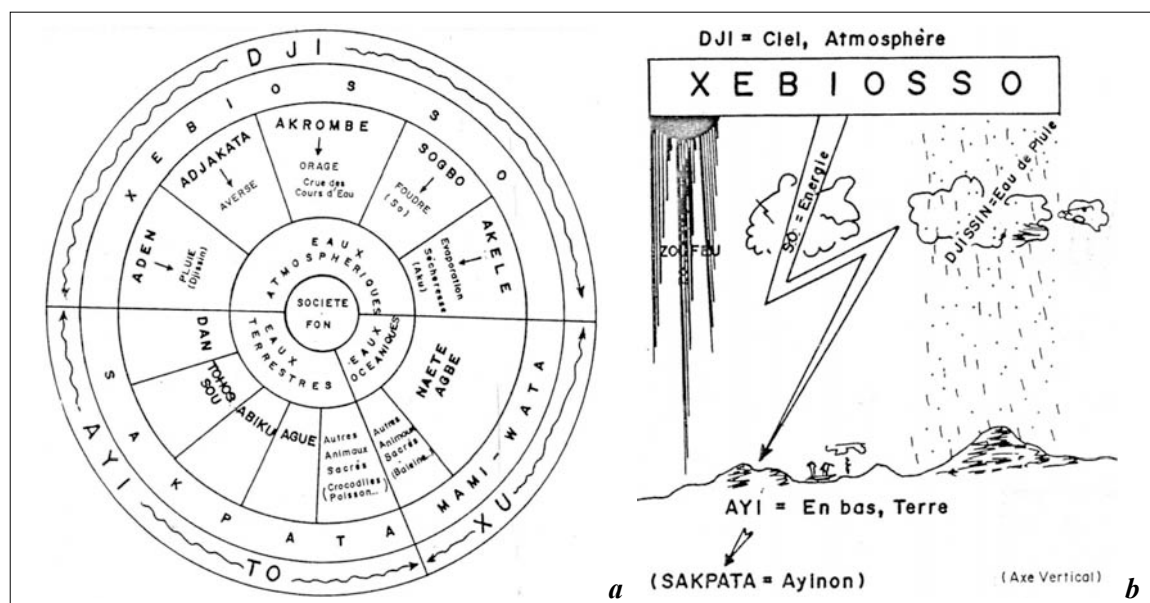
Face à l'amenuisement des ressources en eau souterraine, les populations développent des stratégies d'adaptation et de mitigation des crises de pénurie en eau.

4. Stratégies d'adaptation et de mitigation à la dégradation des eaux souterraines

Ces stratégies revêtent non seulement des aspects culturels et culturels, mais seront également fonction de l'évolution de la technologie hydraulique.

4.1. Aspects socioculturels d'adaptation

Les considérations socio-anthropologiques jouent un rôle important dans l'appréciation des changements hydroclimatiques au sud du Bénin. A cet effet, les populations développent des stratégies inspirées de leurs us et coutumes, et des relations établies entre les éléments physiques du milieu naturel et leur propre culture (Totin, 2003). Ces relations sont illustrées par les attributs des différentes divinités qui commandent la gestion des ressources en eau dans le panthéon *vôdown* du sud-Bénin (figure 4).



Source : Pérard J. et al., (1992)

Figure 4 – Divinités de l'eau (a) et attributs de Xèbiosso dans la tradition Fon

La principale source productrice de l'eau, la pluie est alors considérée comme un don de la divinité *Xèbiosso*, envoyée pour féconder la déesse de la Terre, *Sakpata*. *Xèbiosso* est, par conséquent, l'une des grandes divinités du panthéon béninois, qui dirige la pluie. Il est assisté de ses quarante-un (41) enfants 'So' et chacun, à sa manière, contrôle et rythme le temps et le climat : *Aden* donne la pluie, *Aklombè* produit l'orage et la crue des fleuves, *Adjakata* envoie les averses les plus violentes, *Akélé* est quant à lui chargé d'évaporer l'eau de mer (Boko, 2004). Cette maîtrise empirique du fonctionnement du cycle de l'eau explique le fondement de la *météorologie endogène* et la manipulation des paramètres du système climatique, en l'occurrence, pluviogènes par les *Jidonto* (faiseurs de pluie) afin de disposer d'eau pluviale nécessaire à la recharge des aquifères.

4.2. Stratégies technologiques d'adaptation et de mitigation

L'exploitation rationnelle des eaux de surface (fleuve Ouémé, Couffo et Mono) constituera une stratégie de réduction des pompages intensifs d'eau dans les aquifères. Des techniques de recharge artificielle des unités hydrogéologiques permettront aussi de réduire les risques d'amenuisement des réserves d'eau souterraine. Cette approche aidera ainsi à inverser l'équation : taux d'exploitation supérieur à taux de renouvellement ($T_e > T_n$) en augmentant le taux initial de recharge estimé par Géohydraulique à $500 \text{ m}^3/\text{ha}/\text{an}$ et d'assurer la fourniture constante de l'eau aux populations à l'horizon 2050. La principale technique qui sera développée est l'implantation des puits de recharge artificielle des aquifères par les eaux pluviales autour des champs de captages de Godomey (plateau d'Allada), de Ouando (Plateau de Sakété) et de Comè (plateau de Comè). Cette technique est aussi favorable pour la réduction la vulnérabilité des aquifères à l'intrusion saline mise en évidence par Sogréah (1997) et Boukari (1998).

Par ailleurs, les changements technologiques seront orientés vers la mobilisation des eaux des nappes artésiennes. L'eau de ces sites hydrauliques est, aujourd'hui, conservée dans des citernes hors sol (photo 1) et distribuée gratuitement ou par vente à un prix sociale à la population dans les localités de Bopa et Massi.



a



b

HSV Totin, février 2005

Photo I – Techniques de mobilisation et de distribution des eaux des nappes artésiennes à Bopa (a) et à Massi (b)

Le développement de cette technique est une prise de conscience de la crise prochaine de l'eau. Mais elle doit être généralisée aux sources qui coulent en permanence surtout dans la vallée de l'Ouémé.

Conclusion

La baisse pluviométrique pourrait atteindre respectivement de 0,3 mm/an, 2 mm/an et de 0,8 mm/an à l'horizon 2050 sur les plateaux de Comè, d'Allada et de Sakété. En effet, les hauteurs de pluie inférieure à 1000 mm à l'horizon 2050 et l'extension des secteurs de la diagonale de sécheresse du sud-ouest du Bénin vers le nord-est compromettent la disponibilité en eau souterraine exploitée par près de 98 % de la population. A cet effet, pour satisfaire les besoins en eau des populations à l'horizon 2050, il faudra opérer dès aujourd'hui des choix humains (changements sociaux, techniques de gestion de l'information hydroclimatique, etc.) et développer des technologies hydrauliques de pointe adéquats pour l'exploitation durable des ressources en eau souterraine dans le sud Bénin.

Bibliographie

- BOKO M., 1988. *Climats et communautés du Bénin : Rythmes climatiques et rythmes de développement*. Thèse de Doctorat d'Etat ès Lettres et Sciences Humaines. Université de Bourgogne, Dijon. 2 volumes, 608 p.
- BOUKARI M., 1998. *Fonctionnement du système aquifère exploité pour l'approvisionnement en eau de la ville de Cotonou sur le littoral béninois. Impact du développement urbain sur la qualité des ressources*. Thèse de Doctorat d'Etat. UCAD, Dakar, 278 p. + annexes.
- GEOHYDRAULIQUE, 1985. *Notice explicative de la carte hydrogéologique à 1/200 000 pour le bassin sédimentaire côtier du Bénin*. Direction de l'Hydraulique, Cotonou, 23 p.
- HOUNDENOU 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.
- LUBES *et al.*, 1994. *Caractérisation de fluctuations dans une série chronologique par applications de tests statistiques. Etudes bibliographiques*. UR2-DEC, ORSTOM, Montpellier.
- MAHE G., OLIVRY J-C., 1995. Variations des précipitations et des écoulements en Afrique de l'Ouest et centrale de 1989 à 1995. *Sécheresse*, 6, 109-117.
- PERARD J. *et al.*, 1992. Eaux et société en pays Fon. *L'eau, mythes et réalités*, Dijon, 53-68.
- SAVANE *et al.*, 2001. Variabilité climatique et ressources en eau souterraines dans la région semi-montagneuse de Man. *Sécheresse*, (12) 4, 231-237.
- TOTIN V. S. H., 2003. *Changements climatiques et vulnérabilité des ressources en eau sur le plateau d'Allada : Approche prospective*. Département de Géographie, Université d'Abomey-Calavi, Cotonou, 106 p.
- TOTIN V. S. H., 2005. *Tendances hydroclimatiques et scénarios de gestion des ressources en eau sur les plateaux du sud-Bénin*. Ecole Doctorale Pluridisciplinaire, Université d'Abomey-Calavi, Cotonou, 83 p.

Impacts des phénomènes pluviométriques exceptionnels sur les milieux montagnards marocains

Le cas du Prérif oriental

Abdellatif Tribak

LAGEA, Faculté des Lettres et Sciences Humaines,
Université Sidi Mohamed Ben Abdellah, Fès-Sais, Maroc
tribakabdellatif@yahoo.fr

Résumé : Les montagnes du Prérif oriental, sont fréquemment sujettes à des événements pluviométriques exceptionnels dont l'occurrence est liée à des perturbations du secteur N-NW ou seulement à des orages d'origine thermo-convective. Leurs incidences sur ces milieux fragiles sont parfois catastrophiques : accélération de la dynamique érosive, glissements de terrain, inondations, dommages au niveau des routes et des infrastructures. Le présent papier se propose d'étudier ces phénomènes et de mettre en relief les risques qu'ils peuvent engendrer dans un milieu où la stabilité est déjà précaire.

Mots-clés : Rif, pluies exceptionnelles, glissements, inondations

Abstract: The mountains of Eastern Prérif, are frequently prone to exceptional rainfall events whose occurrence is related to disturbances of sector N-NW or only on storms of thermo-convective origin. Their incidences on these fragile areas are sometimes catastrophic: acceleration of erosive dynamics, landslides, floods, damage concerning the roads and the infrastructures. This paper proposes to study these phenomena and to highlight the risks which they can generate in a milieu where stability is already precarious.

Key Words: Rif, exceptional rains, landslides, floods

Introduction

Malgré les longues sécheresses qui marquent le climat marocain depuis 1980, des événements pluviométriques exceptionnels sont de plus en plus fréquents et touchent plusieurs régions du pays (Ourika en 1994, El Hajeb en 1997, El Jadida en 1996, Taza en 1995, 1997, 2000, 2002, Mohamedia 2002, Demnat 2005...). D'énormes quantités d'eau sont déversées en quelques jours, voire en quelques heures seulement, avec des intensités instantanées très élevées. Leur succession rapprochée constitue des sources de risques menaçant plusieurs provinces septentrionales du pays. Les montagnes du Prérif oriental au nord de Taza (figure 1), taillées essentiellement dans des séries marneuses tertiaires, ont été le siège de tels phénomènes pluviométriques au cours des dernières décennies. Leurs dégâts corollaires constituent, dans certains cas, une contrainte réelle pour le développement local de ces zones de montagnes enclavées.

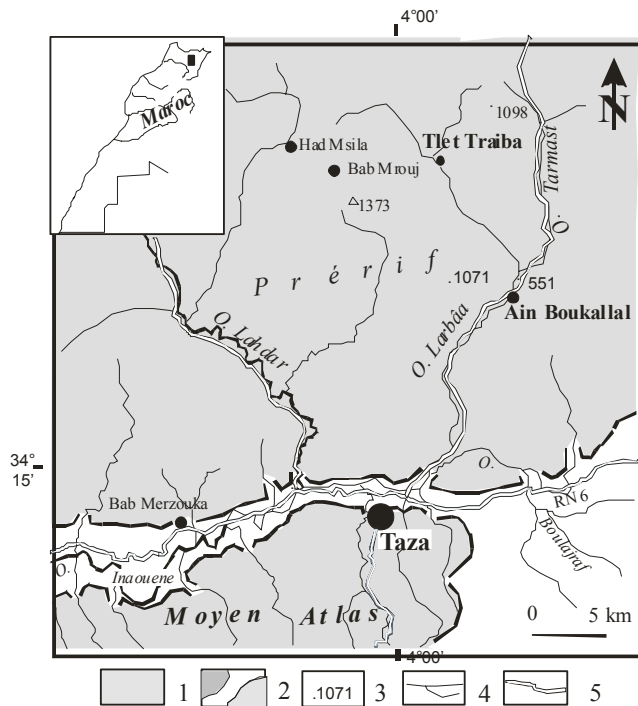
I. Un milieu fragile et propice aux risques

La région concernée fait partie du Prérif oriental au Nord de Taza. Elle intéresse une bonne partie des deux bassins des oueds Lahdar et Larbâa. Le contexte structural est marqué par la prédominance de matériaux tendres, essentiellement marneux dans une structure tourmentée affectée de charriages. La quasi-totalité des terrains est occupée par des séries marneuses ou marno-calcaires datées du Crétacé ou du Néogène ; exception faite des affleurements gréseux qui arment les sommets des unités allochtones. Cette structure marque la région par un relief disséqué et vigoureux dans le détail. Les basses montagnes offrent un modelé de versants irrégulier, vu le dispositif structural et l'importance de la dissection et des héritages quaternaires. La déclivité des pentes y est également importante : les pentes supérieures à 15 % y sont dominantes.

Le climat de la région est marqué par de forts contrastes saisonniers et des irrégularités très nettes des précipitations, avec un total annuel entre 390 et 740 mm, selon les stations (Tribak,

2000). Néanmoins, ce total ne reflète ni la variabilité interannuelle et saisonnière des pluies ni leur agressivité. Les abats d'eau sont généralement brutaux et les importantes pluies se concentrent en quelques jours sur la saison humide.

La région constitue un vieux foyer démographique où la sédentarisation est très ancienne. Les densités humaines restent toujours impressionnantes, malgré l'allègement dû aux mouvements migratoires. Elles atteignent un record de 100 h/km² avec une densité moyenne de 76 h/km² pour l'ensemble de la région. L'emprise humaine et les conquêtes agraires y sont spectaculaires. La plupart des versants sont totalement dénudés et mis en culture, exception faite du matorral ou de quelques périmètres de reboisement qui couvrent certains sommets.



Source : (Taous et al., 2004)

2. Evènements pluviométriques exceptionnels et leurs incidences

Il s'agit d'évènements qui donnent des quantités très importantes d'eau en quelques jours, voire en quelques heures seulement avec des intensités instantanées très élevées. Leur occurrence est liée à des perturbations du secteur N-NW ou seulement à des orages d'origine thermo-convective. Ils interviennent directement dans les mécanismes d'érosion et d'inondations et agissent ainsi sur l'effet de la torrencialité des eaux au niveau des cours d'eaux. Leurs incidences sur les milieux rifains sont parfois catastrophiques : ils peuvent causer des drames humains et des préjudices économiques très importants.

2.1. Les orages d'origine thermo-convective

Des pluies orageuses d'origine thermo-convective sont assez fréquentes en fin d'été ou en début d'automne. Elles engendrent des pluies très exceptionnelles tant par leur quantité que par leur intensité (Tribak, 2002). Des masses d'eau de quelques dizaines de mm peuvent tomber en quelques heures seulement après de longues périodes de sécheresses estivales. L'exemple du 29/9/1997 est significatif : des précipitations orageuses d'une extrême violence ont donné 68 mm en 40 minutes seulement, ce qui donne une intensité moyenne de 102 mm/h, avec des pics d'intensité dépassant probablement 120 mm/h (Station de Taza CT). Le caractère brusque et violent de ces averses leur confère des potentialités très élevées d'érosion, surtout qu'elles se produisent en pleine période sèche. Leur incidence est

déterminante sur la capacité d'ablation et de transport au niveau du réseau hydrographique. Elles favorisent des coefficients d'écoulement très élevés qui causent des crues importantes. Ainsi, les principaux cours d'eau ont connu, pendant cet épisode, des crues subites et catastrophiques. Les rivières pré-rifaines ont débordé excessivement pour couvrir la route Taza-Ain Boukellal, les champs labourables et certaines habitations situées au niveau des terrasses. Des secteurs jusqu'alors épargnés ont également subi ces inondations ; des dizaines d'hectares labourables se sont transformés en vastes étangs. L'ablation au niveau des versants a été spectaculaire : des rigoles et des ravines de taille variée ont intéressé de nombreux secteurs. Des essais de quantification ponctuelle au niveau d'une parcelle de 600 m² ont donné environ 595 t/ha (Tribak, 2005). Certaines portions de versants ont été intensément lavées et quasiment dépourvues de leur couverture pédologique et d'énormes quantités de matériaux ont été ainsi arrachées et exportées par la crue. Ce type d'évènement accélère les processus de la dynamique érosive et accentue les nuisances qui lui sont associées. Quelques semaines plus tard les traces de cet épisode catastrophiques étaient encore perceptibles dans les paysages (arbres déchaussés ou déracinés, terrains de cultures colmatés, versants intensément lavés, routes et pistes coupées). Les préjudices économiques étaient lourds pour une population rurale vivant dans des situations précaires (troupeaux emportés, sources et puits colmatés, routes coupées, balles de pailles endommagées, oliviers déchaussés ou déracinés, habitations sérieusement touchées).

L'occurrence de ces fortes précipitations durant les mois les plus chauds suggère une origine thermo-convective pendant cette période où les situations anticycloniques (anticyclone des Açores) sont dominantes et les chaleurs sont torrides. Les durées d'insolation moyennes enregistrent respectivement de juin à septembre 311, 345, 312 et 272 heures ; quant aux valeurs maximales, elles atteignent 356 en juin, 391 en juillet, 361 en Août et 326 heures en septembre (station Taza 1960-88). Ces pluies orageuses, brusques et violentes, résultent très probablement de l'effet combiné du rayonnement solaire et de l'impact orographique des montagnes dont l'altitude dépasse 1400 m à J En Hir. Les montagnes de la région de Taineste, dépassant 1700 m d'altitude, ont subi un tel phénomène en juin 1979 où une masse d'eau d'environ 90 mm fut déversée en moins de 3 heures.

2.2. Les perturbations orageuses localisées

Des pluies violentes liées à des perturbations orageuses localisées et concentrées dans le temps constituent aussi une source de risques menaçant les milieux et les populations locales dans cette région du Pré-rif. Elles peuvent avoir de lourdes conséquences sur le plan socio-économique. L'épisode pluvieux du 27 septembre 2000 a engendré une catastrophe réelle dans la région. Des pluies brusques et violentes totalisant 38 mm à Ain Boukellal et 31,7 mm à Bab Chhoub, ont été déversées sur la région entre 15h45 et 17h (Akdim *et al.*, 2003). Leur occurrence est liée au passage d'une perturbation orageuse très localisée d'origine atlantique (figure 2). Cette perturbation qui a intéressé plusieurs provinces du Nord marocain se situe au niveau du contact de deux fronts de masses d'air. Le premier caractérise la marge sud d'une importante dépression localisée sur l'atlantique dirigeant des flux d'air froid et humide vers le Maroc. Le deuxième front correspond à une montée d'air chaud liée à une situation anticyclonique sur les Açores.

Les intenses pluies engendrées par cette perturbation ont été à l'origine de graves crues inondantes des oueds Larbâa, Lahdar et Elhaddar qui déversent leurs apports dans le cours supérieur de l'Oued Inaouène non loin de la station de Bab Merzouka. D'après le rapport de la DRH-Bassin du Sebou, la hauteur de la crue, au niveau de la station Bab Chhoub dans la section aval de l'Oued Lahdar, avait atteint 4,3 m vers 17h30 avec un débit maximum de 550 m³/s. Quant au volume total de la crue, il était estimé à 4 millions de m³ (Akdim *et al.*,

2003). La violence de la crue était telle que la station hydrologique de Kasbat Béni Hitem située à l'aval de l'Oued Larbâa fut totalement submergée sur une hauteur de 3 m. Au niveau la station hydrologique de Bab Merzouka, située à l'amont de l'Oued Inaouène, la crue a atteint une hauteur maximale de 7 m, avec un débit maximal de 1786 m³ et un volume total estimé à 47,4 millions de m³ (Akdim *et al.*, 2003). Les inondations liées à cette crue ont engendré une réelle catastrophe dans la région. Plusieurs centres ruraux de la vallée de l'Oued Larbâa ont été affectés (Tleta Traiba, Ain Boukella, Kasbat Béni Hitem). La plaine alluviale de Bab Merzouka a été quasi-totalement submergée et les habitations sérieusement touchées. Les quartiers périphériques de la ville de Taza, situés à l'aval de l'Oued Larbâa, ont également été douloureusement touchés (Douar Chlouh, Douar El malha). Les pertes humaines sont importantes : le nombre de victimes était de 6 selon le rapport officiel de la province de Taza et de 22 selon la presse nationale (Akdim *et al.*, 2003). Les dégâts matériels touchant l'immobilier, l'agriculture et les infrastructures (routes, voies ferrées, télécommunication) étaient estimés, selon le rapport officiel de la province, à 41 692 780 dirhams. L'ablation sur les versants ainsi que les sapements de berges et les glissements de terrain ont permis de produire et de mobiliser des quantités énormes de sédiments, ce qui accentue la dilapidation du capital pédologique et favorise l'envasement des infrastructures hydrauliques de la région.

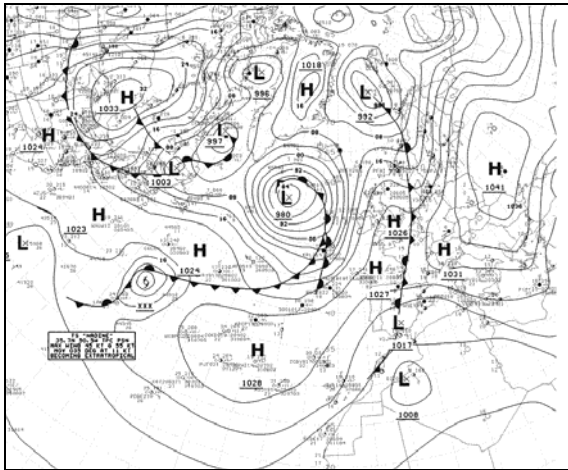


Figure 2 – Situation en surface du 27 septembre 2000
(Source : Deltafox.net)

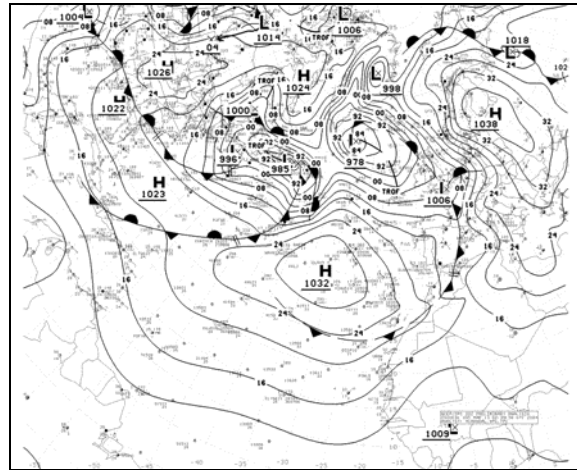


Figure 3 – Situation en surface du 13 mars 2004
(Source : Deltafox.net)

2.3. Les épisodes pluvieux en jours consécutifs

Des épisodes très pluvieux quotidiens ou en jours consécutifs liés à des perturbations atlantiques constituent également une source de risques sur plusieurs niveaux. Les hauteurs journalières exceptionnelles, dont la fréquence est assez importante, peuvent atteindre des records très significatifs. Des exemples très démonstratifs peuvent être cités : 115 mm à Echouyab le 22 décembre 1981 (28,4 % du module mensuel), 101 mm le 30 janvier 1987 à Had Msila (33,3% du module mensuel), 100 mm le 13 octobre 1979 à Taïneste (43,4% du module mensuel) et 113 mm à Taza le 14 mars 2004 (61,7 % du module mensuel). Les épisodes pluvieux en jours consécutifs peuvent dépasser le seuil de 200 mm (Tableau 1). Les récurrences de ces pluies montrent des périodes de retour faibles pour des quantités assez importantes. Sur une séquence de 2 jours, la pluviosité maximale médiane, de 0,5 de fréquence, est de 64 mm à Taza, 86 mm à Taïneste et 85 mm à Had Msila. Pour une durée de retour de 5 ans, les pluies maximales sont de 84 mm à Taza, de 108 mm à Taïneste et de 112 mm à Had Msila (Tribak, 2000) ; et pour une durée de 10 ans, elles sont de 114 mm à Taza, de 123 mm à Taïneste et de 130 mm à Had Msila. Sur une séquence de 3 jours

consécutifs, la pluviosité maximale médiane est de 0,5 de fréquence, est de 77 mm à Taza, 100 mm à Taïneste, et 98 mm à Had Msila. Pour une période de retour de 10 ans, les valeurs maximales sont de 124 mm à Taza, de 156 mm à Taïneste, et de 152 mm à Had Msila ; pour une période de 5 ans, elles sont de 105 mm à Taza, de 156 mm à Taïneste et de 131 mm à Had Msila (Tribak 2000).

Séquences	Station Taza	Station Taïneste	Station Had Msila
2 jours	138	134	156
3 jours	159	169	175
> 3 jours	220	419	280

Tableau I – Hauteurs maximales observées en jours consécutifs en mm (1979-2004)

Sur le plan génétique, ces phénomènes pluvieux exceptionnels qui persistent pendant quelques des jours successifs, sont généralement liés à des perturbations du front polaire qui prennent des positions méridionales en saison humide et heurtent de plein fouet le nord du Maroc. Ces courants perturbés en provenance du secteur W-NW résultent d'une situation cyclonique bien creusée et persistante sur le nord de l'Atlantique et dont le flux atteint et couvre largement le Maroc, causant un temps très instable et d'abondantes précipitations pendant une assez longue période (Tribak, 2000).

Ainsi la situation du 13 mars 2004 montre nettement l'existence sur l'Atlantique du Nord d'une dépression bien creusée et coincée entre deux cellules anticycloniques polaires (figure 3). La juxtaposition de ces derniers au niveau des Côtes marocaines favorise la propagation du couloir dépressionnaire et sa concentration au niveau du Maroc et la libération de son potentiel humide le 14 mars 2004. Ceci explique l'abondance des pluies qui se sont abattues sur la région du 13 au 15 mars : 141 mm à Taza avec 113 mm pour la journée du 14 mars ; 214 mm à Oujda, 204 mm à Berkane et 116 mm à Nador (Ben Brahim, 2006). Ces pluies violentes et concentrées étaient à l'origine d'inondations désastreuses dans la région de Taza et tout l'oriental marocain. Des pluies similaires ont donné 237 mm en 3 jours consécutifs (du 17 au 19 janvier 1994) dans le bassin de Boudinar (Rif Oriental). L'origine de ces pluies diluviennes est liée à un affrontement entre le front chaud d'une dépression centrée sur le Maghreb et le front froid d'une perturbation atlantique, elles ont été à l'origine d'une dynamique érosive très active et généralisée dans l'ensemble du bassin (El Abbassi, 1997)

L'occurrence de tels évènements pluvieux exceptionnels tant par les quantités de pluies que par leurs intensités alimente les processus de la dynamique érosive qui se manifeste par différentes modalités. Des glissements de terrain de taille variée, remis en mouvement lors de ces épisodes, perturbent de nombreux versants menaçant infrastructures et installations humaines (Photo 2). L'érosion ravinante (Photo 1) est à l'origine d'une production excessive de sédiments dans cette zone marneuse, dont l'exportation vers les cours principaux menace sérieusement les installations hydrauliques à l'aval. Les pertes moyennes en terres dans la région, évaluées à l'aide d'un Système d'Information Géographique, sont estimées à 61 t/ha/an (Tribak *et al.*, 2006). Le barrage Idriss 1^{er}, situé sur l'Oued Inaouène, reçoit annuellement d'énormes quantités de matériaux provenant essentiellement de la partie préféraïne du bassin.

Conclusion

La succession rapprochée d'évènements pluviométriques exceptionnels, pendant les dernières décennies constitue des sources de risques menaçant les montagnes du Préfif oriental ainsi que d'autres zones des provinces septentrionales du Maroc. Ces pluies, violentes et concentrées dans le temps, interviennent directement dans les mécanismes d'érosion et

d'inondations. Leurs incidences sur les milieux rifains s'avèrent parfois catastrophiques (dramas humains et préjudices économiques). Néanmoins, l'ampleur croissante de ces risques et de leurs corollaires met également l'accent sur le rôle d'autres facteurs physiques et anthropiques. La nature marneuse des formations lithologiques ainsi que les pratiques agricoles et la nudité quasi-totale des terrains sont ainsi mises en accusation.



Photo 1 – Evolution spectaculaire des ravines sur des formations marneuses homogènes (production excessive de sédiments)



Photo 2 – Déclenchement d'un glissement-coulée lors d'un évènement pluviométrique exceptionnel

Bibliographie

- AKDIM B., LAAOUANE M., TAOUS A., OBDA KH 2003 : Risques hydrologiques dans la région de Taza, genèse, conséquences et problèmes d'aménagement. *Géomagreb* 1, p : 47- 60
- BEN BRAHIM Y., 2006 : Genèse météorologique des inondations de mars 2004 au NE du Maroc oriental (à paraître dans *Géomagreb* 3).
- EL ABBASSI H., 1997 : Les conséquences des pluies exceptionnelles de janvier 1994 sur le milieu dans les bassins et les montagnes du Rif oriental marocain. *Méditerranée* 1-2 pp 67 – 76.
- DRH SEBOU, 2000 : *Crue du 27 – 09 – 2000 dans la ville de Taza et régions*. Rapport, 6 p.
- PROVINCE de Taza, 2000 : *Rapport sur les inondations survenues le 27 septembre 2000*. Rapport interne 22 p.
- TAOUS A., TRIBAK A., AKDIM B., LAAOUANE M., 2004 : Impacts des cônes latéraux sur le fonctionnement hydrodynamique et morphosédimentaire des fonds de vallées pré-rifaines : cas de l'Oued Larbâa (Maroc), *Revue de Géographie Alpine* tome 92, n° p. 17 - 28
- TRIBAK A., 2000 : *l'érosion hydrique en moyenne montagne du Prérif oriental : étude des agents et des processus d'érosion dans une zone de marnes tertiaires (Maroc)*. Thèse d'Etat Univ Chouaib Doukkali 350 p.
- TRIBAK A., 2002 : contraintes du milieu et fragilité d'un espace montagnard marocain : les montagnes du Prérif oriental. *Annales de géographie*, 625, p : 227 – 245 Armand colin, paris 2002
- TRIBAK A., 2005 : l'utilisation des terres et le ravinement dans les moyennes montagnes du Prerif oriental (Maroc) *Bulletin Réseau Erosion*, 23. p. 236-247.
- TRIBAK A., 2006 : cartographie et évaluation quantitative de l'érosion hydrique dans un espace montagnard marocain : cas du sous-bassin versant de l'oued Tlata, Prerif oriental.(à paraître)

Relation entre la pression atmosphérique et les niveaux marins extrêmes en Camargue : analyse spatiale et évolutions au XX^e siècle

Albin Ullmann^{1,2}, Vincent Moron^{1,2,3}

1 UFR des Sciences Géographiques et de l'Aménagement
Université de Provence, Aix-Marseille I, France

2 CEREGE, UMR 6635 CNRS. Europôle Méditerranéen de l'Arbois
Aix-en-Provence, France

3 International Research Institute for Climate and Society
Columbia University, Palisades
ullmann@cerege.fr, moron@cerege.fr

Résumé : La relation entre la pression atmosphérique et le niveau de la mer en Camargue montre que les plus hauts niveaux marins sont associés à la présence d'une forte dépression centrée entre la Péninsule Ibérique et l'Irlande. A l'échelle inter-mensuelle et inter-annuelle, les conditions barométriques moyennes au niveau du Golfe de Gascogne sont fortement corrélées aux variations du niveau de la mer en Camargue. Sur le long terme, des variations régionales du champ de pression semblent modifier l'intensité de la relation précédente au cours du XX^e siècle.

Mot-clés : Pression atmosphérique, niveaux marins extrêmes, Mer Méditerranée

Abstracts: Extreme sea level in the Camargue are associated with strong low pressure located between the the Bay of Biscay and Ireland. Monthly barometric variations over the Bay of Biscay are strong corralated with extreme sea level variations in the Camargue. On the long-term, regional changes of the pressure field seems to modify this relationship during the XXth century.

Key Words: Sea level pressure, extreme sea level, Mediterranean sea.

I. Localisation et données utilisées

La Camargue est une zone deltaïque littorale basse et fragile, particulièrement sensible aux événements marins extrêmes associés aux tempêtes (Nicholls et Hoozemans, 1996). La série marégraphique Camarguaise disponible la plus longue provient de la Compagnie des Salins du Midi et de l'Est. Il s'agit de la série des hauteurs d'eau journalières mesurées à 7 heures (heure locale) de 1905 à 2002 au port du « Grau de la Dent » (GD), situé à environ 15 kilomètres à l'ouest de l'embouchure du Rhône (figure 1). Le niveau marin quotidien le plus élevé est également disponible à partir de 1974. Les niveaux marins extrêmes en Camargue étant essentiellement des phénomènes hivernaux (Bruzzi, 1996), les analyses n'utilisent que les données des mois d'octobre à mars. Les pressions atmosphériques au niveau de la mer (PSM) mesurées à 12h00 ou 13h (temps universel) ont été extraites du fichier en point de grille de 5° par 5° produit par le NCAR.

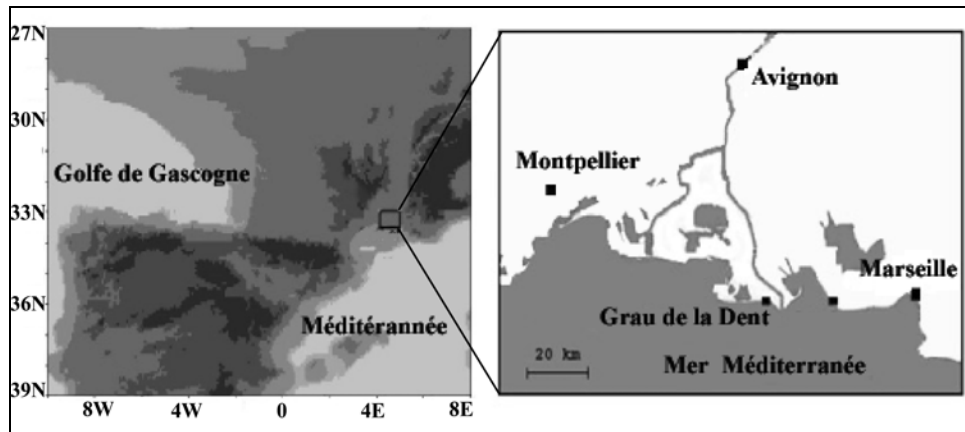


Figure 1 – Localisation de la Camargue et du port du Grau de la Dent

2. La formation des épisodes de surcotes en Camargue : caractéristiques spatiales

La situation barométrique moyenne correspondante aux 30 cas de niveaux marins les plus hauts observés au Grau de la Dent présente une importante dépression entre la Péninsule Ibérique et l'Irlande (figure 2a). La plus forte anomalie barométrique négative est centrée sur le Golfe de Gascogne (figure 2b). Ce fort gradient barométrique zonal au niveau du littoral méditerranéen provençal s'associe à un vent de secteur sud, responsable de l'élévation instantanée du niveau de la mer (Ullmann et Moron, 2006). De plus, une analyse diachronique montre que cette dépression stagne et se renforce aux environs du Golfe de Gascogne généralement trois jours avant la surcote maximale (Moron et Ullmann, 2005).

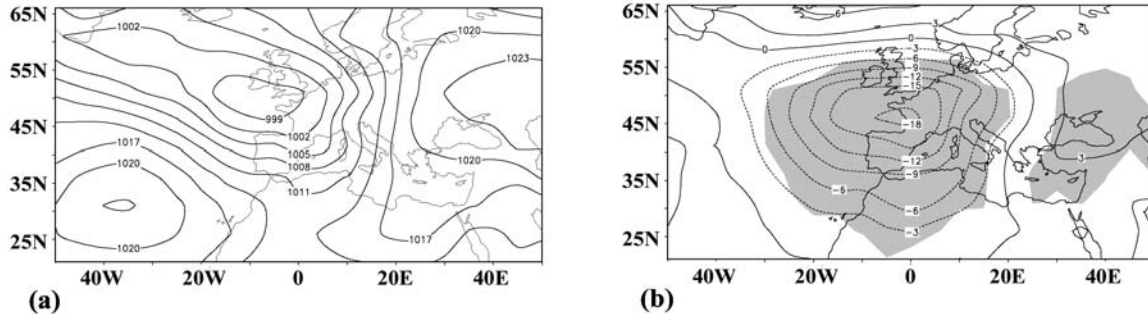


Figure 2. (a) Situation barométrique moyenne (en hPa) des 30 plus fortes surcotes au Grau de la Dent (> 70 cm) de 1905 à 2002. (b) Idem en anomalies barométriques (en hPa) par rapport à la moyenne. Les zones grisées représentent les anomalies significativement différentes de la moyenne au seuil bilatéral à 5% selon un test de Student.

3. La relation entre la pression atmosphérique et les niveaux marins extrêmes en Camargue : variations spatio-temporelles au XX^e siècle

3.1. L'échelle quotidienne-synoptique

Les variations d'un indice barométrique au niveau du Golfe de Gascogne (10°W-0° ; 40°N-50°N) sont quasi-linéairement reliées à celles du maximum quotidien observé au Grau de la Dent de 1974 à 2002 ($r = -0.69$) (figure 3). De l'échelle journalière à synoptique (2-3 jours), le principal forçage des niveaux marins extrêmes au Grau de la Dent est le passage des fortes dépressions sur le Golfe de Gascogne qui commandent les conditions de circulation atmosphérique d'une part, mais qui agissent d'autre part directement sur la plan d'eau par

l'effet barométrique inverse (une diminution de la pression atmosphérique de 1 hPa entraîne une élévation du niveau du plan d'eau de 1 cm).

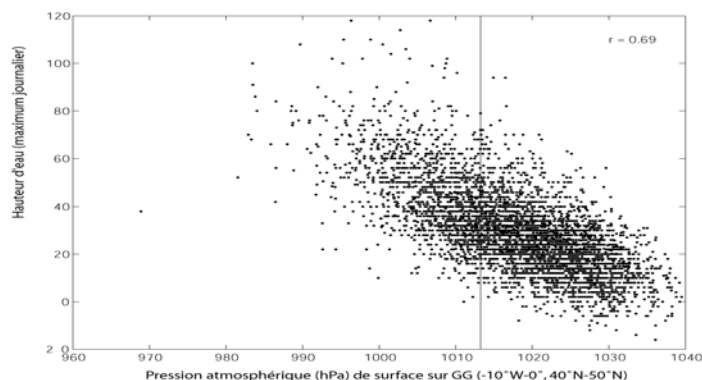


Figure 3 – Diagramme entre l'indice journalier de pression atmosphérique de surface au niveau du Golfe de Gascogne (10°W-0°, 40°N-50°N) à 12h et le maximum journalier de hauteur d'eau au Grau de la Dent (cm) entre 1974 et 2002

3.2. La relation mensuelle-saisonnnière

Un modèle statistique est construit afin de mettre en relation la pression mensuelle moyenne au niveau du Golfe de Gascogne (= prédicteur) et l'intensité des niveaux marins extrêmes en Camargue (= predictant). La figure 4 montre les percentiles mensuels 75% (figure 4a) et 90 % (figure 4b) des niveaux marins à 7h observés et simulés à partir de l'indice barométrique mensuel moyen via une régression linéaire en validation croisée. Les niveaux marins estimés sont proches de ceux observés. La corrélation entre observation et estimation est de 0.83 pour les percentiles 75 % (0.77 pour les percentiles 90%). Si il n'y a pas de changement dans la relation entre la PSM mensuelle moyenne sur le Golfe de Gascogne et les percentiles 75% et 90% des niveaux marins en Camargue, ce modèle de régression linéaire pourra être efficacement utilisé afin de prédire l'intensité des événements marins extrême au XXI^e siècle.

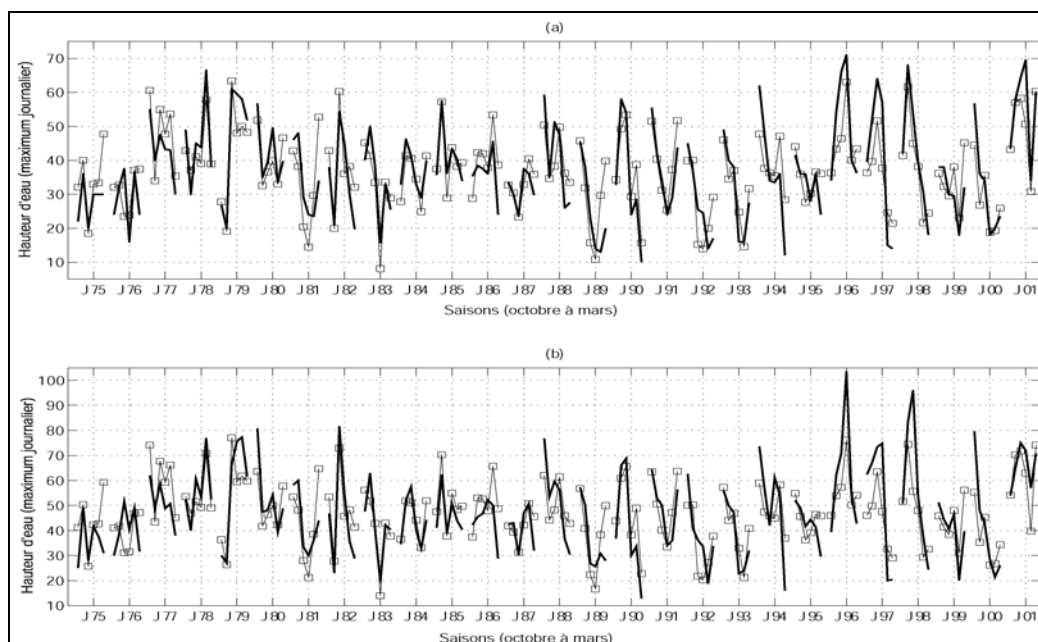


Figure 5 – Série des (a) percentiles mensuels 75% et (b) 90% du niveau maximum journalier de 1974 à 2002 au Grau de la Dent issus des observations (trait continu) et des estimations (trait discontinu avec petits carrés) obtenues par une régression linéaire en validation croisée (une saison hivernale est utilisée en vérification à chaque tour) utilisant l'indice barométrique mensuel moyen sur le Golfe de Gascogne comme prédicteur.

3.3. Une évolutions sur le long terme

Une classification de la pression atmosphérique (40°W-40°E, 30°N-70°N) en régimes de temps sur la période de 1905 à 2002 montre que sur l'ensemble du XX^e siècle, les niveaux marins extrêmes sont majoritairement associés au type de temps « Greenland Above » qui présente une dépression sur l'Atlantique au niveau du Golfe de Gascogne (Ullmann et Moron, 2006). Ce résultat est cohérent avec les analyses présentées précédemment. En Camargue, l'intensité des surcotes marines tend à s'accroître (figure 6a). Cependant, la fréquence des types de temps « Greenland Above » est approximativement constante sur l'ensemble du XX^e siècle (figure 6b). La corrélation entre le type « Greenland Above » et le percentile 75% des niveaux marins devient de plus en plus forte au cours du XX^e siècle (figure 6c).

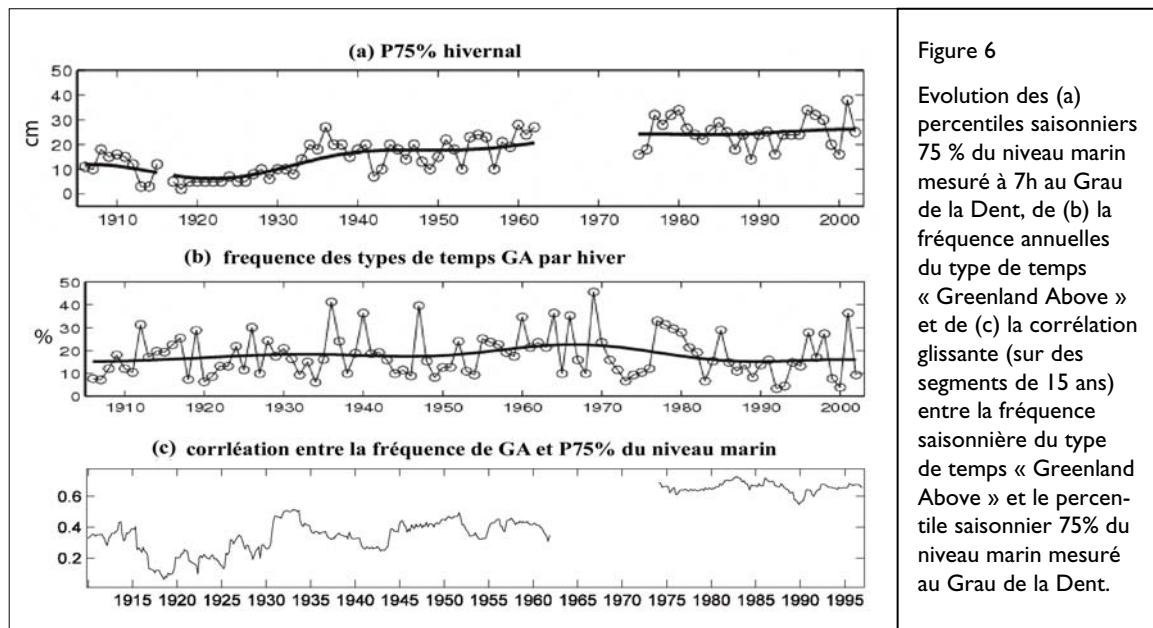


Figure 6

Evolution des (a) percentiles saisonniers 75 % du niveau marin mesuré à 7h au Grau de la Dent, de (b) la fréquence annuelle du type de temps « Greenland Above » et de (c) la corrélation glissante (sur des segments de 15 ans) entre la fréquence saisonnière du type de temps « Greenland Above » et le percentile saisonnier 75% du niveau marin mesuré au Grau de la Dent.

La pression de surface augmente sur l'Europe centrale, particulièrement depuis les années 1940-50 (figure 7a). Sur la figure 7b, les 5 plus hautes et plus basses fréquences du type de temps « Greenland Above » sont extraites sur des périodes mobiles de 15 ans et comparées aux percentiles saisonniers 75% correspondants à ces échantillons. On voit clairement que les percentiles saisonniers 75% du niveau marin associés aux plus fortes fréquences du type de temps « Greenland Above » augmentent, beaucoup plus que ceux associés aux faibles fréquences du type de temps « Greenland Above » à partir des années 40 en phase avec l'augmentation de la pression de surface sur l'Europe centrale (figure 7a et 7b). Cela nous aide à comprendre comment les variations du champ de pression à long terme accroissent la sensibilité des niveaux marins extrêmes au cours du siècle quand les types de temps « Greenland Above » se produisent plus fréquemment que la normale. Le renforcement de l'effet barométrique inverse et/ou du gradient barométrique zonal entre l'Europe Centrale et le proche Atlantique sont des hypothèses explicatives cohérentes pour expliquer cette sensibilité grandissante. Par ailleurs, d'autres paramètres peuvent également participer à l'intensification des surcotes marines sur le long terme comme la hausse de la température (Cazenave *et al.*, 2003) ou le recul progressif du littoral camarguais au niveau du site de mesure de la hauteur d'eau (Ullmann *et al.*, 2006).

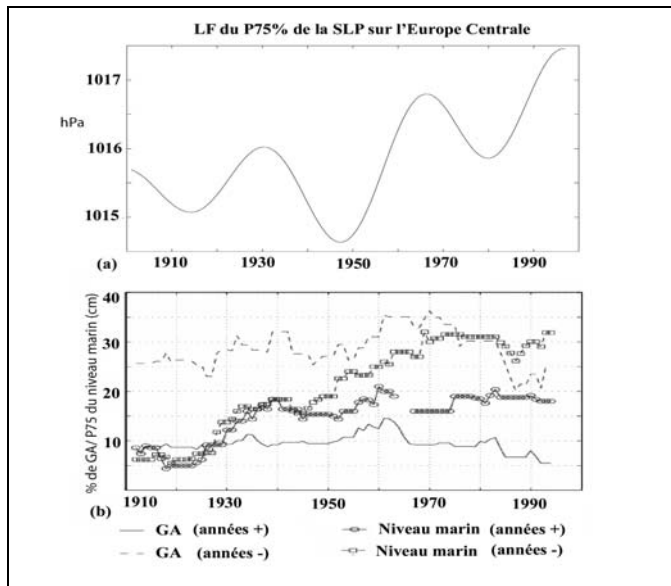


Figure 7 – (a) Evolution des basses fréquence (périodes au-delà de 1/30 cycles par ans) de la pression de surface hivernale au-dessus de l'Europe centrale (15°E-30°E, 40°N-50°N). (b) Pourcentage moyen du type de temps « Greenland Above » (ligne sans marqueurs) et du percentile 75% du niveau marin (lignes avec marqueurs) par périodes successives de 15 ans pour les 5 saisons présentant les plus hautes (ligne en tirets) et plus basses fréquences (ligne continue) du type de temps « Greenland Above ».

Conclusion

La configuration barométrique des niveaux marins les plus élevés en Camargue est associée à la présence d'une forte dépression entre la Péninsule Ibérique et l'Irlande. La pression atmosphérique sur ce secteur est quasi-linéairement liée aux variations du plan d'eau en Camargue. La pression atmosphérique moyenne mensuelle au niveau du Golfe de Gascogne est en forte relation avec les variations des niveaux marins mesurés au Grau de la Dent rendant ainsi possible la construction d'un modèle linéaire d'estimation des niveaux marins à cette échelle de temps. Mais des variations barométriques à l'échelle domaniale peuvent modifier la relation entre la pression de surface et les niveaux marins extrêmes. Ainsi, la hausse de pression observée sur l'Europe Centrale semble rendre les niveaux marins plus sensibles aux types de temps « Greenland Above » à la fin du XX^e siècle. Ces variations à long terme doivent être considérées dans toutes les études utilisant les futures conditions atmosphériques à grande échelle pour analyser des phénomènes régionaux ou locaux.

Bibliographie

- BRUZZI C., 1996. Impact morpho-sédimentaire des tempêtes sur les côtes de Provence. PhD thesis. University of Aix-Marseille I, Aix-en-Provence.
- CAZENAVE A., CABANES C., DOMINH K., GENNERO M.C., LE PROVOST C., 2003. Present-day sea level change: observations and causes. *Space science reviews*, **108**, 131-144.
- MORON V., ULLMANN A., 2005. Relationship between sea-level pressure and sea-level height in the Camargue (French Mediterranean coast). *Int. J. Climatol.*, **25**, 1531-1540.
- NICHOLLS R.J., HOOZEMANS F.M.J., 1996. The Mediterranean vulnerability to coastal implications of climate change. *Ocean and Coastal Management*, **31**, 105-132.
- ULLMANN A., MORON V., 2006. Weather Regimes and sea-level variations over Gulf of Lions (French Mediterranean coast). *Int. J. Climatol*, submitted.
- ULLMANN A., PIRAZZOLI P.A., TOMASIN A., 2006. Sea surges in Camargue (French Mediterranean coast): evolution and statistical analysis on the 20th century. *Continental Shelf Research*, submitted.

Anomalies récentes dans le régime des précipitations sur le littoral roumain de la mer Noire

Iulica Văduva

Faculté de Géographie, Université Spiru Haret,
Bucuresti, Roumanie
iulicavaduva@yahoo.com

Mots-clés : anomalie climatique, sécheresse, littoral, la Mer Noire

***Abstract:** The climatic changes during the last period relate both to the tendency of sudden decrease in the precipitation quantity and to the increase in air temperature during the last decades (Vaduva, 2004, 2005). The scanty rainfalls registered year after year on large areas of the planet have led to draught phenomena, which were signaled on Romania's territory as well, including the Black Sea coast, during the end of the 80's. It is important to establish whether this phenomenon is part of the normal, multi annual evolution of precipitations or we have witnessed a climatic anomaly, the cause of which must be studied. Consequently, it was necessary to characterize the multi annual pluviometric regime and then the tendency of precipitations during the last decades in order to notice if the deviations registered during this time period are included in a normal regime or they may be considered anomalies in the evolution of that particular phenomenon.*

Introduction

L'échange climatique global est un des grands problèmes scientifiques des derniers décennies. C'est un des phénomènes avec le plus grand impact sur la société à la longue durée, et qui a des causes naturels et aussi anthropiques (IPCC, 1996). La tendance récente de l'évolution des précipitations est une de plus importantes préoccupations des chercheurs du monde entier parce que un changement du climat peut avoir des effets majeurs sur toutes les composantes de l'environnement. Les changements du régime des précipitations causent des changements de l'évapotranspiration et de l'humidité du sol, ce qui conduit à l'augmentation de la fréquence des sécheresses, avec des répercussions sévères pour la qualité des sols et leur productivité. Malheureusement, au présent, c'est très difficile de déterminer les effets directs de ces changements par rapport à la complexité de fond de la variabilité climatique naturelle. L'augmentation de la fréquence des sécheresses entraîne un accroissement des fréquences des désastres sévères, parce que les changements des précipitations, évapotranspiration et humidité du sol affecteront fortement les activités agricoles, le management des eaux et finalement conduiront à la dégradation du sol.

1. Méthodes

Les anomalies des précipitations atmosphériques ont été mises en évidence par l'analyse des précipitations moyennes annuelles, leur déviation par rapport à la *normale* (moyenne multi annuelle), l'analyse des moyennes chevauchantes sur des intervalles de 5 ans successivement décalées par une année, l'analyse au long terme du tendance polynomiale de degré 6. On a analysé la période 1938-2000 pour la station météorologique du Constantza, située sur le littoral de la Mer Noire, les données étant fournis par l'AMN

2. Résultats

À Constantza, pendant les 63 ans analysés, les quantités moyennes annuelles ont varié de 215,1 (en 1950) à 663,0 mm (en 1939), la moyenne multi annuelle étant de 399,7 mm (figure 1).

La variabilité, quantifié par la déviation standard (σ), est de 109,7 mm et le coefficient de variation de 27,4.

Les plus grandes quantités des précipitations (plus de 600 mm) ont été enregistrées en 1939, 1995 et 1997, quand la fréquence, la persistance et l'intensité de l'activité cyclonique ont été très hautes.

Les plus petites quantités des précipitations (moins de 250 mm) ont été enregistrées en 1938, 1948, 1950, 1953, 1983, 1990, quand l'activité anticyclonique a eu une grande fréquence, persistance et intensité. Pendant la période 1980-1994, les précipitations déficitaires ont prédominé, tandis que pendant l'intervalle 1995-1998, il y a une augmentation et puis, une diminution accentuée pendant les dernières années analysées. On observe aussi que l'amplitude des valeurs des années 1997 et 2000 dépasse 340 mm.

Cette diminution des valeurs des précipitations atmosphériques pendant le dernier intervalle de chevauchement est mise en évidence aussi par la tendance d'évolution polynomiale du 6-ème degré. La diminution des quantités moyennes annuelles des précipitations pendant des derniers deux décennies du vingtième siècle, corrélé avec l'augmentation de la température moyenne annuelle et du mois de juillet s'inscrivent dans le tableau général des changements climatiques locales et globaux et relèvent qu'il y a vraiment une période de réchauffement, qui, le plus probable, sont provoquées par les influences anthropiques (Vaduva, 2005).

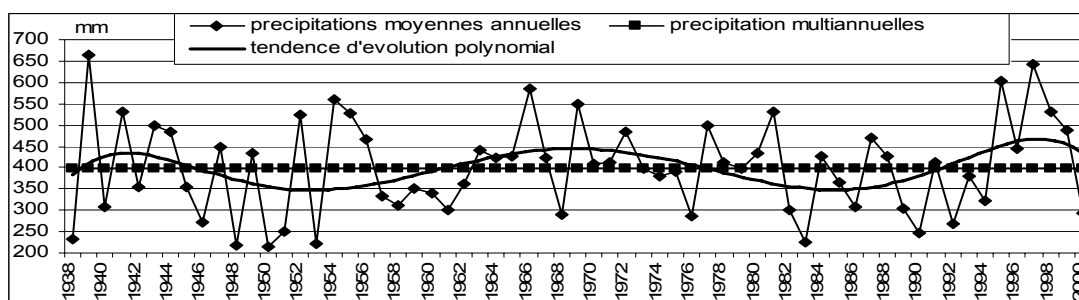


Figure 1 – Variation des précipitations moyennes annuelles et de la tendance polynomiale d'évolution de 6e degré à Constantza (1938-2000)

Pour estomper les fluctuations accidentelles, de courte durée, et pour mettre en évidence les grandes oscillations dans l'évolution des précipitations atmosphériques, on a utilisé la méthode des moyennes chevauchantes ou glissantes. Ainsi, on a calculé les valeurs moyennes pour des intervalles de 5 ans, avec des décalages successifs d'un an, et les valeurs respectives ont été transposées dans la figure 2. L'analyse des moyennes chevauchantes sur 5 ans pour les précipitations annuelles indique un manque de synchronisme. A partir de l'intervalle 1938-1942, les précipitations ont été prédominant excédentaires. On doit remarquer le fait que pendant cet intervalle on a enregistré les plus grandes quantités moyennes annuelles des précipitations pendant la période analysée (663,0 mm en 1939).

Pendant l'intervalle de 1944-1948, il y a eu une diminution accentuée des précipitations annuelles, les valeurs moyennes calculées pour chaque 5 années ne dépassant pas la valeur de la normale pendant 7 intervalles.

Ensuite, il y a une alternance des intervalles pluvieux et secs, culminant avec 10 intervalles pluvieux dans la périodes de 1962-1975 (quant on a eu les plus graves inondations de la Roumanie) et 13 intervalles de sécheresse pendant la période de 1979-1991 (quand on a enregistré des températures élevées sur le littoral de la Mer Noire).

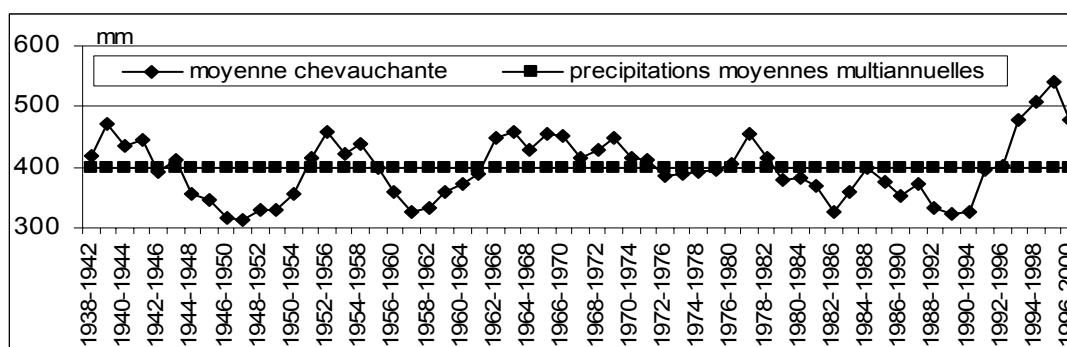


Figure 2 – La variation des quantités moyennes annuelles des précipitations, chevauchées dans des intervalles des 5 ans (1938-2000)

Pendant la dernière période de l'intervalle de chevauchement, bien que les quantités des précipitations moyennes annuelles ont été plutôt basses, (avec deux pics qui ont dépassé 600 mm en 1995 et 1997), on peut affirmer que c'est un intervalle pluvieux, avec une tendance d'augmentation de ces quantités moyennes annuelles.

Pour mettre en évidence les principales caractéristiques des précipitations atmosphériques des deux dernières décennies du vingtième siècle, on a calculé les fréquences des classes de valeurs pour la période 1981-2000, ainsi que pour celle de 1938-1980 (figure 3).

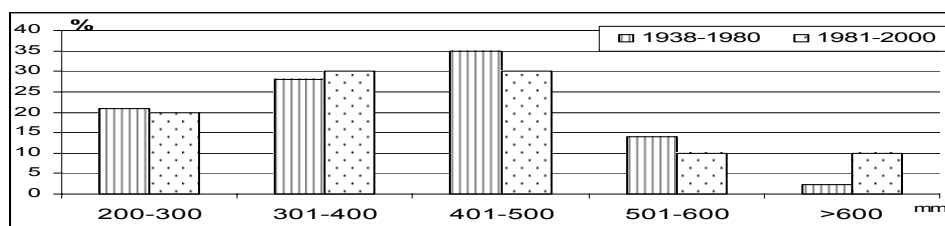


Figure 3 – La fréquence par classes des valeurs des précipitations atmosphériques

Pendant la période 1938-1980, la fréquence des quantités moyennes annuelles des précipitations variant de 200 à 500 mm a été de 83,7%, alors que pendant la période 1981-2000, la fréquence a été de 80%. Celle des précipitations variant de 501 à 600 mm et plus est de 16,3% pour le premier intervalle analysé et 20% pour le dernier. On observe que les dernières décennies du vingtième siècle ont des valeurs plus hautes pour les classes de fréquence 301-400 mm et plus de 600 mm. De plus, on a établi une grille de classification pour les caractéristiques pluviométriques sur des déciles, en résultant 9 groupes de fréquence égale.

Comme la tendance est croissante, dans la première décille on a les valeurs les plus bas de l'intervalle 1938-2000 (décille 1). La valeur maximale, 663,0 mm, est la limite supérieure du dernier groupe (décille 9) (Tableau 1).

Tenir compte de la grille de classification des caractéristiques pluviométriques, on a observé entre quelles limites est encadrée la quantité des précipitations chaque année, afin d'établir le qualificatif pluviométrique de l'année analysée.

A la fin, on a calculé la fréquence correspondant pour chaque caractéristique pluviométrique ; les valeurs sont présentées dans le tableau 2.

On a calculé les fréquences et le degré d'assurance pour la période 1938-1980 et aussi pour des derniers deux décennies du vingtième siècle, afin de mettre en évidence les caractéristiques pluviométriques des derniers 20 ans en comparaison avec les premiers 43 ans. On observe que dans les deux dernières décennies, en comparaison avec les premiers 43 ans, les années excessivement sèches (35,0 %), puis très sèches et peu sèches ont eu la plus grande

fréquence. Donc, la fréquence cumulée des années excessivement sèches et très sèches est presque double dans ce dernier intervalle (40%), en comparaison avec la fréquence pendant tous les 43 ans (27.9%).

Numéro de décille	Limite		Le qualificatif pluviométrique
	Inférieure	Supérieure	
1	215,1	313,0	Excessivement sec
2	324,1	332,3	Très sec
3	340,8	355,2	Sec
4	361,0	366,2	Peu sec
5	378,2	412,3	Normal
6	421,9	435,2	Peu pluvieux
7	440,9	448,0	Pluvieux
8	464,7	469,3	Très pluvieux
9	483,8	663,0	Excessivement pluvieux

Tableau 1 – Classification des caractéristiques pluviométriques annuelles à Constantza

Numéro de décille	Le qualificatif pluviométrique	Fréquence (%)		Assurance (%)	
		1938-1980	1981-2000	1938-1980	1981-2000
1	Excessivement sec	25,6	35,0	25,6	35,0
2	Très sec	2,3	5,0	27,9	40,0
3	Sec	9,3	-	37,2	40,0
4	Peu sec	2,3	5,0	39,5	45,0
5	Normal	16,3	10,0	55,8	55,0
6	Peu pluvieux	11,6	10,0	67,4	65,0
7	Pluvieux	4,7	5,0	72,1	70,0
8	Très pluvieux	2,3	5,0	74,4	75,0
9	Excessivement pluvieux	25,6	25,0	100,0	100,0

Tableau 2 – La fréquence et assurance des précipitations annuelles à Constantza

Conclusion

Durant la période 1938-2000, on observe une tendance à la diminution des quantités moyennes annuelles de précipitations. En général, les variations des quantités des précipitations à la longue ne reflètent pas une possible changement du climat, le remplacement d'un type de climat par un autre, et leurs valeurs, approximativement 399,7 mm, reflète le moins un caractère excessive / semi-aride pour la station de Constantza.

Bibliographie

- VĂDUVA, I. 2004 : *Clima României-Note de curs*, Editura Universitară, București, 171p.
- VĂDUVA, I. 2005 : *Caracteristici climatice generale ale Podișului Dobrogei de Sud*, Editura Universitară, București, 225p.
- IPCC, 1996 : *Climate Change 1995. The science Change*. Editors: J.T. Houghton, L.G. Meira Filho, B.A. Callender, N. Harris, A. Kattenberg and K. Maskell. Cambridge University, Cambridge, UK

Régionalisation de modèles agrométéorologiques de phytoprotection

Alain Viau¹, Karem Chokmani²

1 Laboratoire de géomatique agricole et appliquée (GAAP)
Département des sciences géomatiques, Université Laval,
Sainte-Foy, Québec, Canada
alain.viau@scg.ulaval.ca

2 Institut National de la Recherche Scientifique-ETE
Québec, Canada
Karem.chokmani@ete.inrs.ca

Résumé : Actuellement, les modèles prévisionnels de protection des cultures utilisent les données météorologiques observées aux stations pour produire des indices d'infection et de développement des ennemis des cultures. Les indices sont par la suite extrapolés au niveau régional en supposant que les conditions météorologiques prévalant aux stations sont similaires à celles des champs avoisinants dans la région, ce qui n'est pas nécessairement le cas. Par conséquent, la qualité des recommandations et diagnostics qui découlent de l'usage des modèles informatisés en phytoprotection est grandement affectée. La régionalisation des sorties des modèles, entre les stations du réseau météorologique, utilisant des techniques géostatistiques tel que le cokrigage à l'aide des données satellitaires et météorologiques, représente un moyen intéressant pour combler ce besoin.

Introduction

Le système CIPRA (Centre Informatique de Prévision de Ravageurs en Agriculture) mis au point par Bourgeois *et al.* (1994-1998) et exploité sur une base opérationnelle par la compagnie Prisme (www.prisme.ca) est un regroupement de plusieurs modèles prévisionnels dans une infrastructure informatique commune du nom de DataTrace. Ces modèles exploitent les relations stochastiques entre le ravageur et les conditions climatiques du milieu pour produire des indices de développement du ravageur. Ils sont d'utilisation facile du fait qu'ils ne requièrent que des données météorologiques standard. Avec l'établissement d'un réseau central informatisé par le Service de l'Environnement Atmosphérique d'Environnement Canada, donnant accès aux données météorologiques de plusieurs stations automatiques, CIPRA est devenu un des premiers systèmes opérationnels de support à la décision en protection des cultures au Canada. (Bourgeois et Carisse, 1996 ; Chouinard *et al.*, 1996).

L'objectif principal de la présente étude est de développer et d'appliquer une méthodologie de régionalisation des indices de risque phytosanitaire et agrométéorologique à l'aide des données météorologiques, des données de télédétection satellitaire et aéroportée en plus des outils géostatistiques, dans le but d'en créer un outil de support à la décision en phytoprotection des cultures à l'échelle régionale. Cette approche contribuera à augmenter nos capacités de gestion et de prévision des ravageurs des cultures et du même coup à optimiser l'usage des produits phytosanitaires dans les cultures maraîchères au Québec.

I. Méthodes et matériel

Une analyse préalable de sensibilité de modèles de phytoprotection à l'égard des fluctuations dans leurs variables d'entrée a permis d'identifier les variables les plus significatives pour leur fonctionnement (Chokmani *et al.*, 2005). Les modèles de la brûlure cercosporéenne des feuilles de l'oignon et deux modèles d'insectes (pyrale et charançon) ont été considérés. La région à l'étude se situe à l'extrémité sud-ouest du Québec (entre 72°-75° Ouest et 45° et 46°30' Nord).

Les images utilisées proviennent des satellites NOAA. Elles nous ont été fournies par le Service de l'environnement Atmosphérique d'Environnement Canada à Downsview en Ontario. Pour les besoins de l'étude, seules deux images par jour ont été prises en compte : celles du matin et du début d'après-midi. D'une part, la température calculée à partir des images prises dans le début de l'avant de l'après-midi représente une bonne estimation de la température maximale journalière. D'autre part, les périodes de forte humidité, par conséquent propices aux épisodes d'infections par les maladies fongiques, ont lieu tôt le matin ou à la tombée de la nuit. Les données de 50 stations météorologiques automatiques, appartenant à la région d'étude, ont servi au calage et à la validation des algorithmes d'estimation des variables environnementales (température et humidité).

Vu ses bonnes performances rapportées dans la littérature (Prince *et al.*, 1998), l'algorithme Split-Window de Becker et Li (1990) a été utilisé, dans la présente étude, pour le calcul de la TS. Cette dernière intervient dans l'estimation de la température et l'humidité de l'air à partir des images NOAA-AVHRR. La relation empirique log-linéaire entre NDVI et l'émissivité dans le canal 4 de AVHRR et la différence d'émissivité entre les canaux 4 et 5, développée par Cihlar *et al.* (1997), a été utilisée pour l'estimation des émissivités spectrales. Un modèle empirique reliant l'eau précipitable observée au niveau des stations météorologique (W) à ΔT (différence entre T4 et T5) et TS a été développé :

$$W = \left[126,58 \cdot \left(\frac{\Delta T - 0,28}{TS - 289} \right) \right] + 0,23 \quad 1$$

L'eau précipitable observée aux stations a été calculée à partir des observations de l'humidité relative à l'aide de la relation log-linéaire développée par Reitan (1963) et adaptée à la station de Maniwaki (46,4°N, 75,9°W) par Choudhury (1996). 14 stations, choisies au hasard, ont servi pour le développement du modèle (équation 1). Les données des deux stations restantes ont été utilisées pour le valider. L'eau précipitable a été calculée pour l'ensemble des images en utilisant ce modèle. Deux masques de nuages supplémentaires impliquant l'eau précipitable ont été appliqués aux images pour éliminer les nuages résiduels. Le premier consiste à éliminer les pixels dont la valeur de W est égale ou supérieure à 25 mm. Le deuxième revient rejeter les pixels dont les valeurs de ΔT et TS sont hors du domaine de définition de l'équation 1 (valeurs négatives ou aberrantes de W ou à une division par zéro).

Une approche spatiale ou « contextuelle » (Goward *et al.*, 1994) a été utilisée pour estimer la température de l'air proche de la surface à partir des données NOAA-AVHRR et ce, en reliant TS à NDVI. Prihodko (1992) a montré que la température du couvert converge vers une seule valeur quand l'indice de végétation tend vers une valeur élevée, cette température est proche de celle de l'air. Une régression linéaire a été ajustée entre la température de surface et l'indice de végétation pour une fenêtre contextuelle de pixel. La température de l'air du pixel central de la fenêtre a été estimée en extrapolant la ligne de régression NDVI-TS à une valeur de NDVI (NDVImax) correspondant à un couvert végétal très dense. NDVImax a été fixé à 0,86. Cette opération a été réalisée pour l'ensemble des images à l'aide d'une fenêtre mobile 9x9 parcourant toute l'image. Les observations de température de l'air au niveau des 16 stations météorologiques ont servi pour valider les résultats de cette approche.

L'humidité relative satellitaire a été calculée à partir de la température de l'air et l'eau précipitable satellitaires grâce à la méthode Tetens (1930). Cette dernière a été, péalablement, transformée en température de point de rosée à l'aide de l'inverse de la relation proposée par Choudhury (1996).

2. Régionalisation des sorties des modèles prévisionnels

Il est question à ce niveau de régionaliser les sorties des modèles à l'aide des techniques géostatistiques et des variables satellitaires et en valider les résultats. Afin de vérifier la validité des résultats de la corégionalisation des sorties des modèles à l'aide des variables

satellites, ces derniers ont été comparés à ceux obtenus par le krigeage ordinaire ainsi que deux méthodes simples d'interpolation simple à savoir la « distance inverse » et « le plus proche voisin ». Cette comparaison a été effectuée à l'aide de la validation croisée.

3. Résultats

La gamme de variation de W estimée à partir des données AVHRR est similaire à celle de W observée au niveau des deux stations de validation. La différence entre les moyennes des valeurs estimées et des valeurs observées est de $-0,65$ mm. Ceci indique qu'en moyenne la méthode d'extraction satellitaire sous-estime légèrement les valeurs de W . La comparaison entre les valeurs de W satellitaire et W aux stations à l'aide d'une régression linéaire montre que les valeurs estimées et observées sont similaires. Le coefficient de détermination (R^2) de la régression est de $0,587$ (une corrélation de l'ordre de $0,766$). L'erreur standard générée par la méthode satellitaire d'estimation de l'eau précipitable a été de $3,11$ mm. Les résultats de l'estimation de la température de l'air à l'aide de la méthode contextuelle sont généralement concordants avec les données de validation observées au niveau de l'ensemble des stations météorologiques. Pour toutes les stations et toutes les dates, la régression linéaire entre valeurs estimées et les valeurs observées expliquent environ 72% de la variance. De plus, la gamme de variation de la température estimée est similaire à celle observée. Cependant, la méthode contextuelle a tendance de sous-estimer la température de l'air d'environ 2°C , en moyenne (différence entre les valeurs moyennes de la température estimée et la température mesurée aux stations). Cette tendance est confirmée par les résultats de la régression linéaire ($0,853$). Dans 80% des couples température estimée-observée utilisés dans la validation, la température estimée par méthode contextuelle est inférieure à celle mesurée par le réseau météorologique. Néanmoins, les écarts observés n'ont pas été très importants. Ils ont été inférieurs à $5,8^\circ\text{C}$ avec une valeur médiane de $2,1^\circ\text{C}$. L'erreur standard dans l'estimation de la température de l'air par la méthode contextuelle a été de $2,1^\circ\text{C}$.

Conclusion

En dépit des erreurs dans leur estimation, les techniques d'estimation des conditions environnementales de la surface terrestre et de la basse atmosphère à partir des données de télédétection dans le visible et l'infrarouge sont très prometteuses. Malgré la différence d'échelle temporelle et spatiale entre les deux types de données, les variables environnementales ont été estimées avec une bonne corrélation avec celles mesurées au niveau des stations. Ces techniques permettent de tenir compte de la variabilité spatiale des variables environnementales et réduire les erreurs induites par la non-représentativité des observations locales. Une fois extrapolées en dehors des stations, les erreurs résultant de l'utilisation de ces observations sont souvent plus importantes. Par conséquent, la température et l'humidité de l'air estimées à partir des données de télédétection pourraient être utilisées dans l'élaboration de la méthodologie de régionalisation des indices de risque produits par les quatre modèles prévisionnels de phytoprotection, objet de la présente étude.

Bibliographie

- BECKER F., LI, Z.L., 1990, Towards a local split window method over land surfaces, *International Journal of Remote Sensing*, 11, 369-393.
- BOURGEOIS G., CARISSE, O., 1996, Implantation et utilisation, en temps réel, de modèles prévisionnels d'infections phytopathogènes dans les cultures maraîchères et fruitières, *Actes du colloque international sur la prévision et le dépistage des ennemis des cultures*, Québec 10 au 13 octobre 1995, Canada, 121-125.

- CHOKMANI K., A.A. VIAU, G. BOURGEOIS 2005. Regionalization of output of two crop protection models using geostatistical tools and NOAA-AVHRR Images. *Agronomie* 25, 1-14.
- CHOUDHURY, B.J., 1996, Comparaison of models relating precipitable water to surface humidity using globally distributed radiosonde data over land surfaces, *International Journal of Climatology*, 16, 663-675.
- CIHLAR, J., LY, H., LI, Z.Q., CHEN, J., POKRANT, H., HUANG, F.T, 1997, Multitemporal, multichannel AVHRR data sets for land biosphere studies-artifacts and corrections, *Remote sensing of environment*, 60, 35-37.
- GOWARD, S.N., WARING, R.H., DYE, D.G., YANG, J., 1994, Ecological remote sensing at OTTER : satellite macroscale observations, *Ecological Applications*, 4, 322-343.
- PRIHODKO, L., 1992, *Estimation of air temperature from remotely sensed observations*, Thèse, University of Maryland, College Park, Maryland, USA.
- REITAN, C.H., 1963, Surface dew point and water vapor aloft, *Journal of Applied Meteorology*, 2, 776-779.
- TETENS, O., 1930, Uber einige meteorologische Beriffe, *Z. Geophys.*, 6, 297-309.

La vigne et l'inondation dans le Midi méditerranéen français

Freddy Vinet

Université Paul Valéry, Montpellier, France
freddy.vinet@univ-montp3.fr

Résumé : *S'appuyant sur l'étude des inondations récentes qui ont frappé le sud de la France (Aude, 1999, Gard 2002 et 2003), l'auteur dresse une typologie des dommages engendrés par les inondations sur les vignes : pertes de fonds et pertes de récolte mais aussi dommages indirects dus aux problèmes phytosanitaires, au limonage... Les données récoltées dans le cadre de la procédure des calamités agricoles permettent de dresser un bilan financier de ces dégâts à la maille communale. L'ampleur de ces dommages (plus de 150 millions d'euros en cinq ans) résulte en partie des négligences de prévention. La récurrence des dommages n'incite pourtant pas l'Etat à prendre des mesures aussi contraignantes que dans le cadre des plans de prévention des risques. Il est vrai que le contexte difficile de la viticulture et le poids économique, politique et symbolique de cette culture freinent le développement d'une politique de prévention du risque inondation dans ce secteur.*

Mots-clés : crues torrentielles, vigne, endommagement, midi méditerranéen

Key Words: flash flood, vineyard, damage to crop, southern France

Introduction

Les inondations à répétition dans le sud de la France et en particulier dans la région Languedoc-Roussillon – qui constitue le terrain de cette recherche – engendrent des dégâts particulièrement coûteux. La vigne, principale culture régionale, est durement touchée. L'inondation qui fut parfois vue comme un bénéfice aux temps du phylloxéra galopant ne l'est plus guère. Les inondations, si elles devaient se répéter, coûteraient cher à la collectivité nationale et à la filière agricole. Après une typologie des dommages, nous envisagerons une quantification financière des pertes. Nous verrons pour terminer quels sont les obstacles à une prise en compte de la prévention dans les situations post-catastrophe.

I. Processus d'endommagement et typologie des dommages

Le Languedoc-Roussillon a été touché par deux épisodes pluviométriques catastrophiques les 12 et 13 novembre 1999 dans l'Aude, les Pyrénées-Orientales et l'ouest de l'Hérault et les 8 et 9 septembre 2002 dans le Gard et les départements voisins. Ces deux épisodes majeurs ont été suivis d'inondations localisées et moins spectaculaires mais nombreuses en 2001, 2003 et récemment en novembre 2005 et janvier 2006 dans l'Aude et les Pyrénées-Orientales.

I.1. La diversité du phénomène inondation en Languedoc-Roussillon

Généralement désignées sous le terme générique de crues cévenoles, les crues torrentielles automnales dans le Midi méditerranéen français revêtent des réalités diverses en fonction de la topographie. Les processus d'endommagement qui en découlent sont eux aussi plus complexes qu'il n'y paraît (tableau 1). A l'origine des crues torrentielles, les précipitations atteignent des cumuls supérieurs à 600 mm en 24 heures avec des intensités parfois supérieures à 100 ou 120 mm.h⁻¹ sur une heure (Neppe, Desbordes, 2001).

Sur les bassins amont, le ruissellement apparaît très rapidement surtout sur les sols cultivés non protégés. Les ravinements sont parfois impressionnants sur les parcelles viticoles. On a mesuré des ravines de plus de un mètre de profondeur (Pellegeay, 2000, Calvet, 2000). Les débits spécifiques calculés sur des petits bassins versants (Gaume *et al.*, 2000) sont de l'ordre

de 15 à 20 m³.s⁻¹.km² ce qui explique l'apparition de dommages dans les talwegs de vallons secs parfois imprudemment mis en culture.

Phénomène naturel	Processus d'endommagement	Type d'enjeu endommagé	Domage direct	Domage indirect	Perte
Grêle	Blessure par impact,	Fruit et plante	Blessures		Perte de récolte
Pluie	Humidité	Fruit et feuillage	Humidité	Attaques fongiques	Perte de récolte
Ruissellement	Erosion	Sol, chemin d'accès, mur de soutènement	Exportation de terre arable, perte de ceps, endommagement des murs et des chemins d'exploitation	Pertes de récolte par difficultés d'intervention	Perte de fond
	Engrèvement	Sol et plante	Ensevelissement des récoltes, détérioration du sol		Perte de récolte
Crue torrentielle	Erosion latérale en lit moyen et majeur, Chenaux de crue	Cultures sur terrasse alluviale	Perte de sol, perte de culture, perte de récolte		Perte de fond et de récolte
	Engrèvement	Culture sur terrasse alluviale	Ensevelissement des cultures Destruction de ceps, Destruction de récolte		Perte de fond et de récolte
	Dépôts d'embâcle	Parcelle cultivée	Ensevelissement des cultures		Perte de fond et de récolte
	Blessures aux plantes	Plantes	Entrées parasitaires	Attaques fongiques	Pertes de récolte
	Ennoyage		Souillure de la récolte	Apport de produits polluants, apports de parasites	Perte de récolte
	Erosion, Arrachement, rupture d'embâcle	Cuves de stockage, Réseau électrique, réseau routier	Perte de la récolte engrangée, retard dans l'intervention sur parcelle.		
Inondation lente (submersion)	Dépôts alluvionnaires en lit majeur	Parcelle cultivée	Risque d'affranchissement, apport de parasites dans le sol ou produits polluants,	Intervention retardée sur parcelle (sols détrempés)	Perte de récolte
	Dépôts d'embâcle	Parcelle cultivée	Ensevelissement des cultures		Perte de fond et de récolte
	Ennoyage et limonage	Parcelle cultivée	Souillure de la récolte	Attaques fongiques	Perte de récolte
	Rupture de digue ou d'ouvrages transversaux	Parcelle cultivée	Dépôts de débris, érosion, Effets comparables à ceux des crues torrentielles		Perte de fonds et de récolte

Source : F. Vinet 2006. N.B. : les processus d'endommagement majeurs sont en gras

Tableau I – modes d'endommagement et types de perte dues aux inondations en viticulture

Les phénomènes de crues torrentielles ont été déjà largement décrits (Arnaud-Fassetta *et al.*, 2002). Ils entraînent l'érosion des terrasses alluviales et donc la perte des récoltes et des plantes qui s'y trouvent. Les dommages les plus graves pour la vigne ont lieu dans les lits moyens et majeurs des bassins moyens des cours d'eau dans les secteurs de piémont comme la moyenne vallée de l'Orbieu ou le Minervoie dans l'Aude (figure 1). A ces endroits, les vallées s'élargissent. Les lits majeurs ont été mis en culture. En cas de crue, la pente est

encore suffisamment forte pour induire des courants de plusieurs mètres par seconde. Outre les dommages directs aux cultures, la rupture des réseaux (chemin d'exploitation, routes et ponts, réseau électrique...) entraîne des pertes indirectes dues à l'impossibilité d'intervenir sur les parcelles (traitements phytosanitaires, vendange).

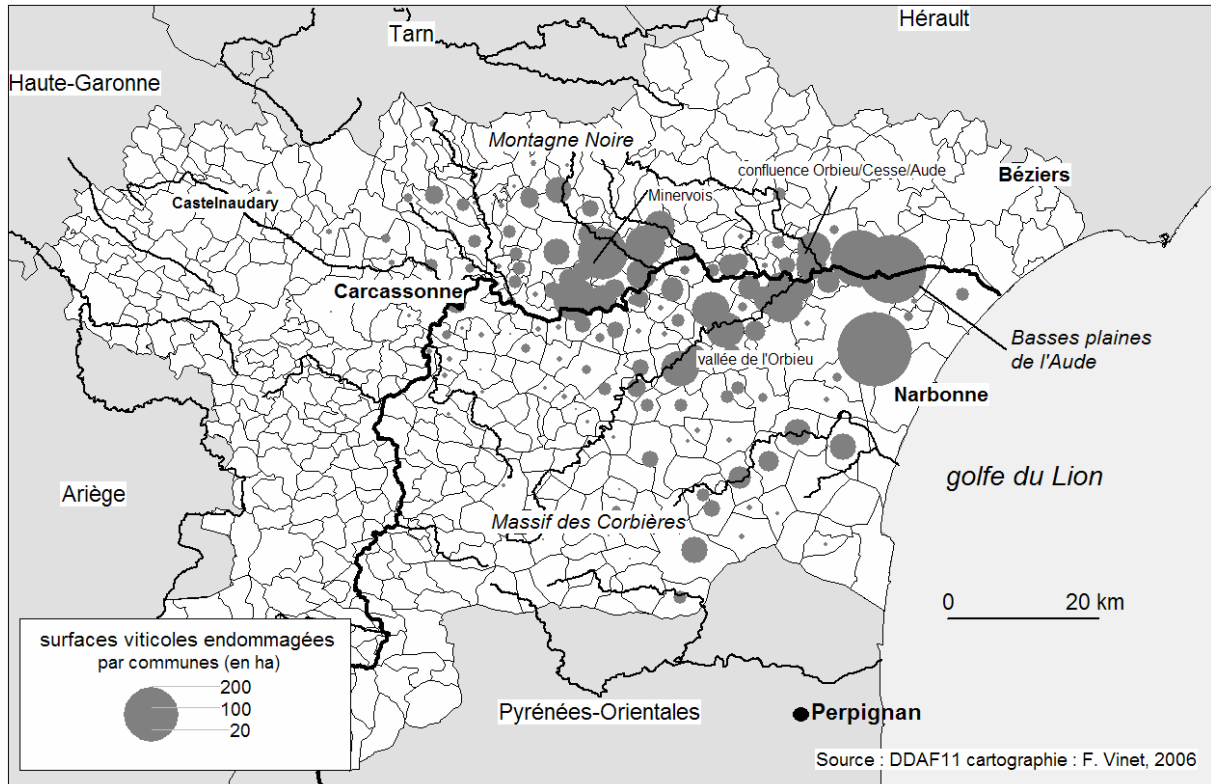


Figure 1 – les surfaces viticoles endommagées lors des inondations de novembre 1999 dans l'Aude

Dans les plaines alluviales, la baisse de la vitesse de l'eau explique la diminution des destructions directes de cultures. Les surfaces touchées sont plus vastes mais les dégâts moindres sauf lorsque des ruptures d'obstacles (digues, remblais de voie ferrée) induisent des courants suffisants pour détruire les cultures. Les dépôts d'embâcles peuvent être parfois massifs. Ils nécessitent des remises en état longues et coûteuses. En général, les pertes de récoltes sont dominantes et les vignes sont rarement détruites. D'ailleurs, dans les basses plaines littorales, la tradition de l'inondation volontaire des vignes issue des pratiques anti-phylloxéra de la seconde moitié du XIX^e siècle persiste (basses plaines de l'Aude).

1.2. Perte de fonds et pertes de récolte

Les expertises des directions départementales de l'agriculture assistées des chambres d'agriculture distinguent les pertes de fonds des pertes de récolte. Les pertes de récolte concernent la récolte de l'année quand celle-ci n'est pas engrangée. Les pertes de fonds sont plus diverses. Elles vont de la perte des ceps aux dommages sur les sols (pertes de matériel par érosion), les chemins d'exploitation et les murets. Evidemment, la date de l'inondation est cruciale. Plus elle est précoce dans la saison, plus les pertes seront élevées.

Il faut ajouter les pertes de récolte engrangées. Dans le Gard en 2002, plusieurs milliers d'hectolitres de vin ont été perdus suite aux pannes électriques des cuves de vinification. A Castel-des-Corbières (Aude) en 1999, la cave coopérative a été détruite par la crue de la Berre. 2000 hectolitres de vins récemment vendangés furent perdus.

1.3. Les pertes indirectes

Les inondations sont favorables à l'apparition de parasites. La fragilisation des plantes, les blessures infligées lors de l'inondation aux fruits, au feuillage et aux ceps, favorisent l'apparition de champignons et de parasites surtout si le temps chaud et humide persiste. Les traitements phytosanitaires, habituels après un épisode pluvieux intense en été ne sont pas toujours possibles dans les terrains inondés devenus inaccessibles aux véhicules. Outre les dommages parasitaires sur la plante, les nématodes, vers vivant dans le sol et vecteur du virus de la maladie du court-noué, peuvent être importés par les limons. Par ailleurs, un dépôt de plus de dix centimètres de limons comme on l'a observé parfois peut favoriser l'affranchissement c'est-à-dire l'enracinement du greffon au-dessus du porte-greffe.

2. Le coût des inondations en viticulture

2.1. La difficile estimation financière des dommages

Le retour d'expérience s'est généralisé et systématisé en France depuis les inondations de l'Aude en novembre 1999. Il donne lieu à des bilans grossiers des pertes dues aux inondations par domaine d'activités : dommages aux particuliers, industries, infrastructures publiques, agriculture. Ces bilans sont souvent faits « à chaud » à partir des premières expertises des services déconcentrés de l'Etat. La surestimation des dommages dans les semaines suivant les inondations est quasiment systématique. Nous avons pu l'observer lors des deux épisodes de 1999 et 2002. Le rapport d'évaluation des dommages du préfet Perriez¹ annonce une première estimation des dommages à l'agriculture de 150 millions d'Euros dans le seul département du Gard. Un an après, les chiffres finaux évaluaient les pertes de fonds à 37 millions d'euros et les pertes de récolte à 52 millions d'Euros (chiffres fournis par la DDAF 30).

La source de données la plus fiable est la direction départementale de l'équipement qui instruit les dossiers de demande d'aide dans le cadre de la procédure « calamités agricoles » (loi de juillet 1964). Les chiffres consolidés sont disponibles environ un an après les sinistres. Les expertises qui fournissent l'assiette éligible aux indemnisations par le FNGCA ne sont qu'une évaluation a minima du montant des dommages. Elles ne prennent pas en compte une partie du travail de remise en état, effectué dans la solidarité de l'après catastrophe.

2.2. Bilans globaux comparés dans l'Aude (1999) et le Gard (2002)

Les bilans globaux comparés des événements de l'Aude et du Gard mettent en évidence des vulnérabilités différentes liées aux contextes géographiques et aux scénarios d'aléa. Pour des événements pluviométriques relativement comparables en terme de superficie touchée et de cumuls pluviométriques, le montant des dommages en agriculture sont deux fois plus élevés lors de l'événement du Gard que lors de l'événement audois. En effet, les dommages se sont élevés à 62 millions d'euros pour l'événement de l'Aude et 130 millions d'euros pour celui du Gard en 2002. Cette différence s'explique en grande partie par la date précoce des inondations de 2002, début septembre, alors que la plupart des vignes n'étaient pas vendangées. Les pertes de récolte ont dépassé les pertes de fonds. Dans l'Aude, si les pertes de fonds ont été sensiblement les mêmes que dans le Gard, les pertes de récolte ont été minorées par la date tardive des inondations (novembre).

Dans les deux cas, les dommages à l'agriculture ont représenté 8 % du montant global des dommages alors que l'agriculture ne pèse que pour 4,5 % du produit régional brut en

¹ Les crues des 8 et 9 septembre 2002 dans les départements de l'Ardèche, des Bouches-du-Rhône, de la Drôme, du Gard, de l'Hérault et du Vaucluse. Premières estimations des dommages. IGA, IGE, CGGREF, CGPC. 18 p. + annexes. Non publié (repris par Huet et al., 2003).

Languedoc-Roussillon. Dans le seul département du Gard, après les crues de 2002, 2909 dossiers en perte de fonds et 2319 en perte de récolte ont été collectés². On peut considérer que globalement plus du tiers des 8955 exploitations du département³ ont été touchées.

3. Peut-on réduire les dommages par une maîtrise de l'occupation du sol ?

3.1. La réoccupation des espaces inondés : l'exemple de la vallée de la Berre (Aude)

Une analyse de la réoccupation des espaces viticoles dans la vallée de la Berre (Aude) menée à partir de photographies aériennes et de relevés de terrain a montré que 80 % des espaces viticoles détruits lors des crues de novembre 1999 ont été replantés. Or, parmi ces vignobles, 20 % ont été de nouveau gravement endommagés par les crues des 14 et 15 novembre 2005. Si les crues de 1999 ont pu être perçues comme « exceptionnelles » (période de retour de 70 à 100 ans), celles de novembre 2005 n'ont qu'une période de retour vicennale voire décennale⁴. Se pose donc la question de la replantation de vignes dans des espaces à risques, espaces indûment conquis sur les lits moyens de cours d'eau qui avaient connus un relatif « repos hydrologique »⁵ entre les années 1960 et 1990 (Vinet *et al.*, 2001) et celle de l'utilisation d'argent public ou de fonds de la solidarité professionnelle alors que par ailleurs la filière est en surproduction chronique. L'éthique préventive voudrait que l'on profitât des crues pour ne pas replanter dans les espaces les plus exposés. Mais, le contexte local ne favorise pas une reconstruction préventive c'est-à-dire une prise en compte des risques dans l'occupation du sol.

3.2. Le poids de la viticulture : stratégies individuelles et intérêt collectif

Les facteurs qui empêchent la prise en compte des risques naturels et en particulier l'inondation dans l'aménagement des espaces agricoles sont nombreux.

Le poids politique et économique de l'agriculture et en particulier de la viticulture est très fort dans les départements du Midi méditerranéen en particulier l'Aude où l'économie repose fortement sur l'agriculture et où la vigne est en quasi monoculture dans l'est du département. En 2000 (source RGA), 77 % des exploitations de l'Aude étaient viticoles dont 93 % en monoculture. Cette dépendance est moins forte dans le Gard où la monoculture viticole concerne moins de la moitié des exploitations. La profession agricole trouve de nombreux relais auprès des élus. Tout sujet touchant à la vigne est politiquement sensible.

Le second facteur est économique. On pourrait penser qu'une période de surproduction vinicole – c'est le cas depuis plusieurs années en Languedoc – soit favorable à l'abandon de terres exposées aux risques. Or, il n'en est rien. Les périodes de crise encouragent les stratégies individuelles. Devant la baisse des cours du vin, les viticulteurs cherchent à augmenter leur production pour maintenir leurs revenus. La prévention contre les inondations se fait alors par des mesures de protection structurelles aux effets pervers. Les riverains construisent des digues en bordure de lit mineur. Ces digues, mal construites, ont des effets parfois désastreux en cas de crue. En effet, le matériel non consolidé est mobilisé par la rivière et étalé sur les parcelles cultivées. Il arme en quelque sorte la rivière et renforce son pouvoir destructeur en cas de débordement. Le manque de vision collective et partagée de la prévention des crues dans les bassins versants est un frein. Une action préventive efficace ne vaut que si elle est concertée et préparée. Elle implique au préalable, une réflexion sur les moyens de réduire les dommages en cas de catastrophe naturelle et un diagnostic partagé par les différents acteurs : profession agricole, syndicat de bassin versant, services de l'Etat...

² La plupart des exploitations déposent deux dossiers.

³ Source : RGA 2000

⁴ L'absence de mesures hydrométriques fiables sur la longue durée ne permet pas de donner des chiffres précis.

⁵ L'absence de forte crue sur le pourtour méditerranéen pendant cette période est jusqu'à preuve du contraire totalement fortuite.

Conclusion

Les crues torrentielles méditerranéennes sont extrêmement coûteuses pour l'agriculture et la viticulture en particulier. Pourtant, malgré les dommages répétés, l'approche préventive est encore peu répandue. Le contexte de crise de la viticulture en stigmatisant les crispations collectives et individuelles ne favorise pas les démarches de réduction de la vulnérabilité du vignoble face au risque inondation. On constate que si ces démarches ne sont pas préparées psychologiquement, politiquement et techniquement avant la crue elles ont peu de chance d'émerger en phase post catastrophe. De telles démarches sont enclenchées par la profession agricole⁶ ou l'Etat ; elles prendront certainement du temps mais s'inscrivent dans une stratégie de long terme de réduction de l'exposition aux risques naturels.

Bibliographie

- ARNAUD-FASSETTA G., BELTRANDO G., FORT M., PLET A., ANDRE G., CLEMENT D., DAGAN M., MERING C., QUISSERNE D., RYCX Y., 2002. La catastrophe hydrologique de novembre 1999 dans le bassin-versant de l'Argent Double (Aude, France) : de l'aléa pluviométrique à la gestion des risques pluviaux et fluviaux. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, n°1, 17-34.
- CALVET M., 2000. La catastrophe exemplaire : premiers enseignements. 1999 in *Au chevet d'une catastrophe : les inondations des 12 et 13 novembre 1999 dans le sud de la France*. Sous la direction de B. Lemartinel. Actes du colloque Médi-Terra de Perpignan. juin 2000. Presses Universitaires de Perpignan. p. 63-86.
- GAUME, E., LIVET, M., DESBORDES, M., VILLENEUVE, J. P., 2004. Hydrological analysis of the river Aude, France, flash flood on 12 and 13 November 1999. *Journal of Hydrology*. **286**, pp. 135-154.
- GAUME E., LIVET M., PONS M., 2000. *Analyse du comportement hydrologique des parties amont des bassins versants lors des crues des 12 et 13 novembre 1999 dans l'Aude, les Pyrénées-Orientales et le Tarn*. Rapport de synthèse. Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement. 20 p.
- HUET Ph., MARTIN X., PRIME J.L., FOIN P., LAURAIN Cl., CANNARD Ph. 2003. Retour d'expérience des crues de septembre 2002 dans les départements du Gard, de l'Hérault, du Vaucluse, des Bouches-du-Rhône, de l'Ardèche et de la Drôme. Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable. 133 p. + annexes.
- NEPPEL L., DESBORDES, M., 2001. Fréquence de l'épisode pluvieux à l'origine des inondations des 12 et 13 novembre 1999 dans l'Aude. *C.R. Acad. Sci. Paris*. **332**, p. 297-273.
- PELLEGEAY F., 2000. La crue du Tarrasac : dynamiques hydrologiques et érosives in *Au chevet d'une catastrophe : les inondations des 12 et 13 novembre 1999 dans le sud de la France*. Sous la direction de B. Lemartinel. Actes du colloque Médi-Terra de Perpignan. juin 2000. Presses Universitaires de Perpignan. P. 53-62.
- VINET F., CHEREL J.P., NORMAND M., 2001. Le bouleversement du système fluvial et ses conséquences socio-économiques dans la vallée de la Berre après les crues des 12 et 13 novembre 1999. *Actes du Colloque Hydrosystèmes et territoires. Lille. Septembre 2001*. Publication sur cédérom.

⁶ Projet ADAR en cours. Contribution du monde agricole à la prévention des crues torrentielles en zone méditerranéenne. Porté par la chambre régionale d'agriculture Languedoc-Roussillon. Janv. 2006- janv. 2008.

Répartition spatio-temporelle des pluies au Bénin en 2005 Analyse, implications agricoles et sociales

Ibouraïma Yabi, Michel Boko

Laboratoire d'Etude des Climats, des Ressources en Eau
et de la Dynamique des Ecosystèmes (LECREDE)
Département de Géographie, Université d'Abomey-Calavi, Bénin
yafid2@yahoo.fr

Résumé : L'analyse de la répartition spatio-temporelle des précipitations et de ses impacts agricoles et sociaux au Bénin en 2005 est faite grâce aux outils statistiques et cartographiques.

L'année 2005 a été caractérisée par des sécheresses durant les phases sensibles de développement des principales cultures. Notamment dans les régions considérées comme "greniers" du Bénin. En conséquence, la période de soudure a été allongée ; ce qui a entraîné l'apparition des poches de pénurie alimentaire et une augmentation de prix des denrées alimentaires

Mots-clés : Bénin ; climat ; sécheresse ; pénurie alimentaire

Abstract: The study of precipitations the distribution and its agricultural and social impacts in Benin in 2005 is made with statistical and cartographic approaches.

It arises that the 2005 year was characterized by dryness during significant phases of development of the principal cultures development, in particular in areas considered as "attics" of Benin. Consequently, the period of welding more lengthened, what involved an increase of foodstuffs price and appearance of food shortage are.

Keys Words: Benin; climate; dryness; food shortage

Introduction

Les précipitations constituent l'élément fondamental qui a toujours régit la vie des différents systèmes agricoles et socioéconomiques aux latitudes tropicales (Boko, 1988). Dans ces conditions, un déficit ou une mauvaise répartition spatio-temporelle des pluies induisent souvent des crises socio-économiques (Houndénou, 1999). Car « c'est l'année à travers la répartition des précipitations, moins que les sols qui détermine les productions dans le contexte d'une agriculture pluviale » (FAO, 1997).

En 2005, au Bénin, la période de soudure alimentaire (période qui sépare la fin de la consommation de la récolte de l'année précédente et le début de la récolte suivante) a été plus longue et plus difficile à supporter par les populations notamment celles des milieux ruraux. En effet, les premières récoltes des produits vivriers ont connu du retard dans les régions considérées comme « greniers » du Bénin ; ce qui a provoqué une hausse du prix des denrées alimentaires jamais atteinte depuis 15 ans (ONASA, 2006). Une des raisons évoquées par les hommes politiques et la presse est le déficit pluviométrique qui a caractérisé le début de la saison pluvieuse en 2005.

Cette étude vise à analyser la distribution spatio-temporelle des précipitations de l'année 2005 ainsi que les impacts agricoles et sociaux des ruptures pluviométriques.

I. Données et méthodes d'analyse

Deux types de données ont été utilisés :

- Les paramètres climatiques concernent les hauteurs de pluies et les valeurs de l'ETP (évapotranspiration potentielle) de l'année de 2005 et de la normale 1971-2000 afin de réaliser une analyse comparative. Elles sont collectées au niveau de six stations

(figure 1) représentatives de tous les faciès climatiques du Bénin. Ces données sont issues du fichier climatique de l'Agence pour la Sécurité de la Navigation en Afrique et Madagascar (ASECNA). Les données socio-économiques ont été obtenues grâce aux investigations sur le terrain (auprès des cultivateurs, des vendeurs des denrées alimentaires et des agents des Centres Régionaux pour la Promotion Agricole). Elles concernent le décalage des dates de démarrage de la saison pluvieuse et des semis, les prix des produits vivriers, les mesures d'adaptation à la sécheresse, etc.

Le calcul de la valeur moyenne des précipitations (1971-2000) par station aux échelles annuelle, mensuelle et décadaire par station a été réalisé ;

Le test paramétrique de Student effectué à l'échelle mensuelle a permis de vérifier la différence entre les hauteurs pluviométrique de l'année 2005 par rapport à la normale 1971-2000 ;

Les données manquantes (à la station de Malanville) ont été remplacées par la moyenne pondérée de la station la plus proche (Kandi) suivant la formule :

$$P_x = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left(\frac{\overline{P_x}}{\overline{P_i}} P_i \right) \text{ Où :}$$

P_x : donnée manquante de précipitation à estimer ; n : nombre de stations de référence ;

P_i : précipitation à la station de référence i ; $\overline{P_x}$: précipitation moyenne à long terme (30 ans) de la station x ; $\overline{P_i}$: précipitation moyenne à long terme (30 ans) de la station de référence i .

La détermination du rapport à la normale (RN) est faite en utilisant la formule mathématique suivante :

$RN = (P_i/P_n) * 100$ avec : RN : rapport à la normale des précipitations (en pourcentage).

P_i : précipitation annuelle (en mm) ; P_n : précipitation normale (moyenne). Cet indice déterminé à l'échelle annuelle a permis de détecter les stations dont la pluviosité en 2005 a été déficitaire par rapport à celle de la série trentenaire 1971-2000.

Le calcul du bilan climatique Bc par station au pas de temps décadaire suivant la formule : $Bc = P - ETP$ où P désigne la hauteur pluviométrique et ETP la valeur de l'évapotranspiration potentielle. Une valeur négative de Bc correspond à une période d'indigence hydrique pour les végétaux.

- La détermination de l'indice hydrique de satisfaction en eau du sol (I_h) à l'échelle décadaire a permis de compléter le bilan climatique. Cet indice de formule mathématique : $I_h = P/ETP$ permet d'apprécier l'efficacité des précipitations par rapport à la demande. Une faible valeur de I_h (proche de 0) est révélatrice de difficiles conditions de développement des plantes.

La satisfaction des principales cultures (maïs, niébé et igname) a été aussi évaluée en comparant les préférenda pluviométriques de ces cultures avec la hauteur pluviométrique de la première saison pluvieuse de l'année 2005. Ces cultures ont été choisies parce qu'elles sont cultivées du sud au nord (sauf l'igname dont la culture n'est possible au sud) et surtout parce que ce sont les premières récoltes de ces végétaux qui marquent la fin de la période de soudure alimentaire.

2. Résultats

Les principales analyses sont faites suivant les échelles annuelles, mensuelles et décennales.

2.1. Echelle annuelle

Les isohyètes pluviométriques de l'année 2005 ainsi que les écarts (%) entre les cumuls annuels de série 1971-2000 par rapport ceux de 2005 sont présentés sur la figure 1.

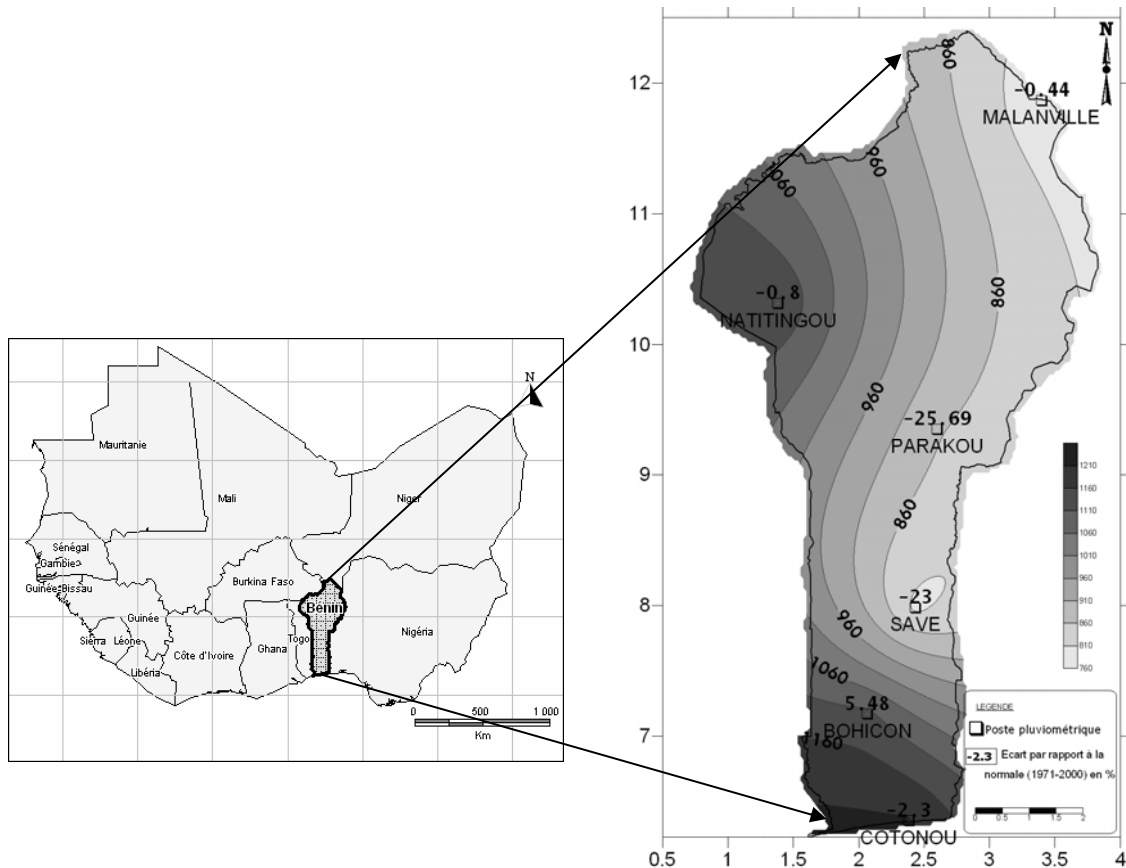


Figure 1 – Isohyètes de l'année 2005 et écart (%) entre les hauteurs annuelles de pluie (totaux annuels moyens de la série 1971-2000 comparés aux totaux de 2005)

Les stations du sud (Cotonou et Bohicon) et du nord ouest (Natitingou) ont enregistré les hauteurs de pluies les plus élevées (de l'ordre 1200 mm) tandis que Savè, Parakou et Malanville ont connu de faibles précipitations (moins de 900 mm).

Savè et Parakou sont marqués par les plus forts déficits pluviométriques en 2005 avec respectivement -23% et -25,69%. La station de Bohicon quant à elle est légèrement excédentaire avec 5,48%.

Les grandes régions agricoles du Bénin où les terres agricoles sont disponibles sont ainsi marquées par une péjoration pluviométrique en 2005.

2.2. Echelles mensuelles

Au seuil de 5%, le test paramétrique de Student réalisé pour comparer les moyennes mensuelles de la série 1971-2000 et de l'année 2005 ne révèle pas de différence significative dans les différentes stations étudiées.

La répartition mensuelle des pluies en 2005 comparée à celle de la période 1971-2000 est illustrée par la figure 2

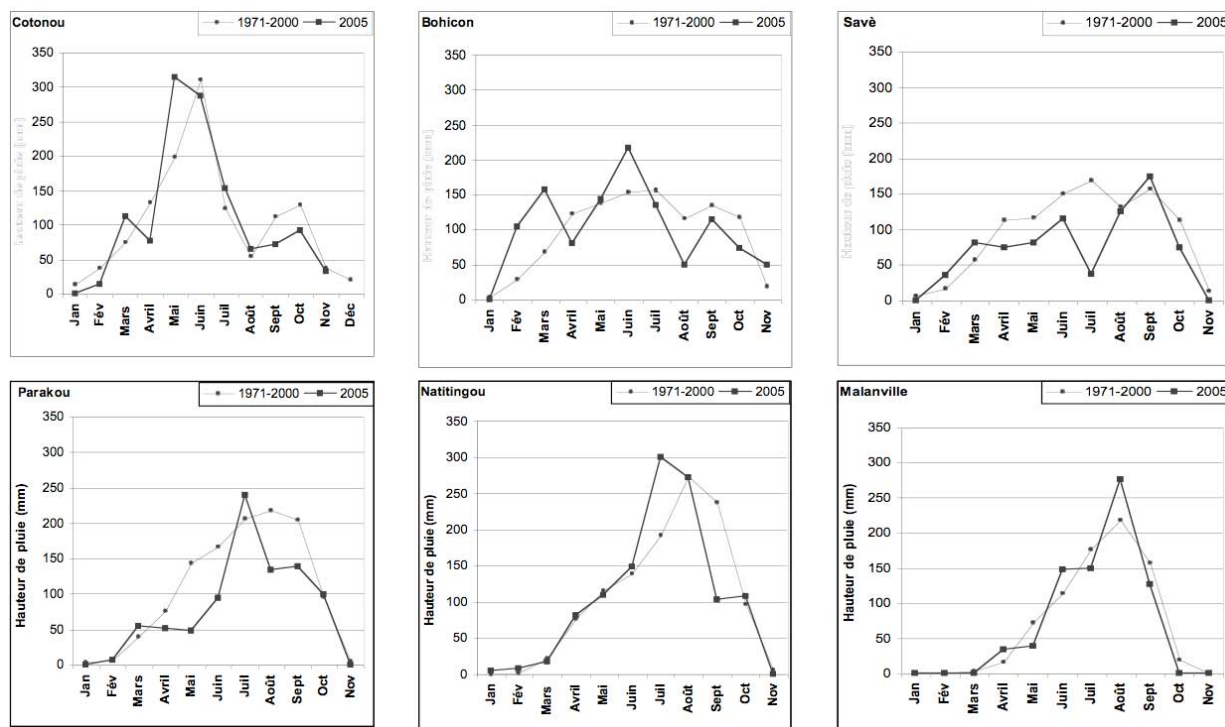


Figure 2 – Répartition comparée des pluies en 2005 par rapport à la normale 1971-2000

Deux particularités sont observées en 2005 par rapport à la normale 1971-2000 :

- Un « faux départ » pluviométrique (le début de la saison pluvieuse est suivi par une rupture pluviométrique) sauf à Natitingou et Malanville ;
- Par ailleurs, un décalage d’optimum pluviométrique est observé en 2005 par rapport à la normale à l’exception de Malanville (mai à Cotonou au lieu de juin ; septembre à Savè au lieu de juillet ; juillet à Parakou et Natitingou au lieu d’août).

En synthèse, une perturbation du régime pluviométrique « habituel » caractérise les stations du sud et du centre du Bénin en 2005. Etant donné que le calendrier agricole des paysans est calqué sur le régime pluviométrique normal, les activités agricoles ont été sérieusement bouleversées comme l’ont confirmé 92 % des personnes interrogées. Ainsi, la plupart des plantes issues des premiers semis effectués au début de la saison pluviométrique (mi-mars-avril) ont été perturbées dans leur développement du fait de la rupture pluviométrique qui a suivie les premières pluies.

L’étude du bilan climatique et de l’indice hydrique de satisfaction de l’eau du sol a aidé à approfondir l’analyse et de mieux comprendre les conséquences agricoles de la mauvaise répartition des pluies en 2005.

2.3. Bilan climatique, indice hydrique de satisfaction en eau du sol et incidences agricoles

L’analyse de la variation spatiale du bilan climatique et des indices de satisfaction de l’eau du sol est faite au pas de temps décadaire et illustrée par la figure 3.

Les premiers mois de la saison pluvieuse (mars-avril pour Cotonou, Bohicon, Savè, Parakou et avril-mai pour Natitingou et Malanville) sont caractérisés par des bilans climatiques négatifs et des indices d’humidité du sol inférieur à 1 contrairement à la situation d’une année normale où cette période est humide ($P > ETP$). Même à Savè et Bohicon où le deuxième décade du mois de mars est humide, les jours suivants ont été marqués par de déficits hydriques étendus sur 4 à 6 décades.

En somme l'année 2005 a été caractérisée par une discontinuité pluvieuse au cours de la saison humide et culturale. Une telle situation a été préjudiciable aux activités agricoles, base de l'économie rurale.

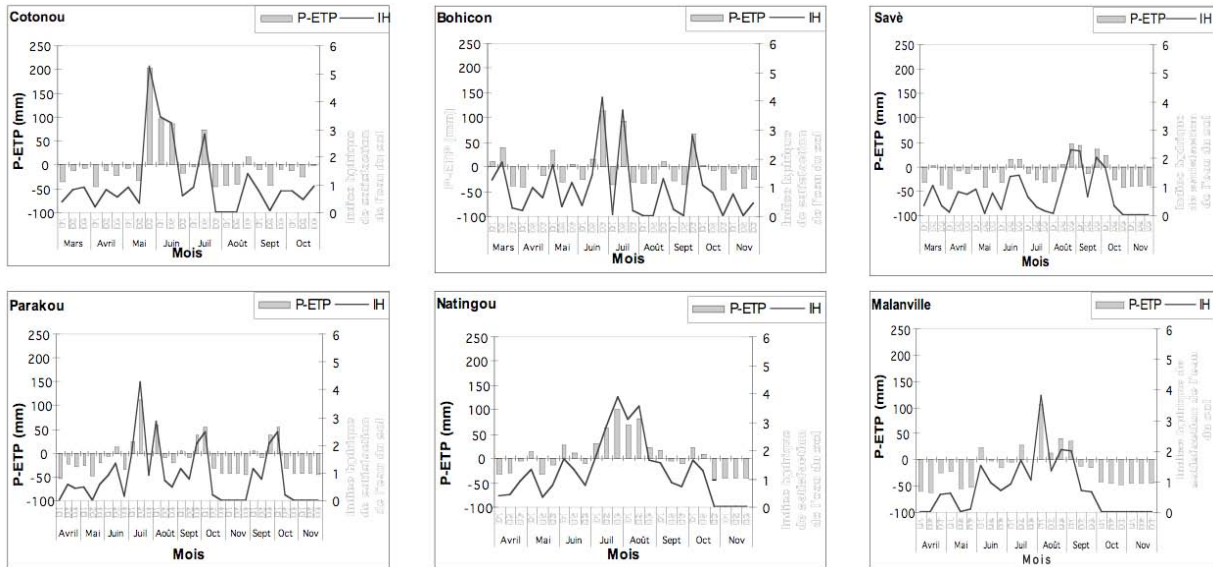


Figure 3 – Bilan climatique et indice hydrique de satisfaction de l'eau du sol en 2005

Les effets culturaux de la distribution spatio-temporelle contrastée des pluies au Bénin en 2005 sont analysés à travers les besoins hydriques des principales cultures avec les hauteurs de pluies (tableau I) et le calendrier agricole des paysans en rapport avec le bilan climatique et l'indice hydrique de satisfaction de l'eau du sol.

Stations	Cultures	Limites hydriques (mm)	Hauteur de pluie en 2005	Observation
Cotonou	Igname (<i>Discorea alata</i>)	1000 à 1500	661,4	(l'igname n'est pas cultivée à cette latitude)
	Niébé (<i>Vigna Spp</i>)	400 à 800		Suffisante
	Maïs (<i>Zea mays</i>)	500 à 1000		Suffisante
Bohicon	Igname (<i>Discorea alata</i>)	1000 à 1500	430,1	Inférieur (- 330 mm)
	Niébé (<i>Vigna Spp</i>)	400 à 800		supérieur
	Maïs (<i>Zea mays</i>)	500 à 1000		Inférieur (-70 mm)
Savè	Igname (<i>Discorea alata</i>)	1000 à 1500	304	Inférieur (-630 mm)
	Niébé (<i>Vigna Spp</i>)	400 à 800		Inférieur (-96 mm)
	Maïs (<i>Zea mays</i>)	500 à 1000		Inférieur (-196 mm)
Parakou	Igname (<i>Discorea alata</i>)	1000 à 1500	201	Inférieur (-670 mm)
	Niébé (<i>Vigna Spp</i>)	400 à 800		Inférieur (-199 mm)
	Maïs (<i>Zea mays</i>)	500 à 1000		Inférieur (-299 mm)

Source : Ogouwalé, 2004 et résultats de traitements des données

Tableau I – Comparaison entre les besoins hydriques des cultures et la hauteur de pluie

Notes : Les hauteurs de pluies considérées dans le tableau 1 correspondent au cumul des pluies entre la 2^e décennie de mars et la 3^e de décennie de juin (correspondant à la saison culturale dans le Bénin méridional et central) pour le maïs et le niébé. En ce qui concerne l'igname, la période culturale s'étend jusqu'en fin juillet.

L'analyse comparative révèle que les cumuls pluviométriques enregistrés sont inférieurs aux hauteurs minima nécessaires au développement des cultures ciblées sauf à Cotonou. Par conséquent, les premières récoltes ne sont pas faites fin juin (fin juillet pour l'igname) comme

d'habitude dans le Bénin méridional et central. Cette situation est confirmée par les observations en milieu réel en fin juin où la plupart des cultures sont encore à l'étape de floraison.

Le calendrier agricole habituel a été ainsi perturbé en 2005 notamment dans les régions du sud et au centre. En effet, dans ces régions, les premières semences ont lieu à mi-mars début-avril (Afouda, 1990) ; ce qui permet de faire les premières récoltes en juin ou juillet. Mais avec les "faux départs" pluviométriques suivis des décades sèches, la plupart des jeunes plants issus des semis de mars-avril ont été desséchés. Les paysans ont procédé à des resémis (2 à 3 fois selon les cas) ; ce qui a entraîné (en partie tout au moins) des difficultés sociales par endroits.

2.4. Difficultés sociales relatives à la pluviométrie de l'année 2005

Les paysans disposaient des réserves alimentaires qui leur permettaient de satisfaire leurs besoins pendant la période de soudure sans grandes difficultés. Mais en 2005, suite aux perturbations pluviométriques avec leurs corollaires sur le calendrier agricole, la période de soudure s'est allongée jusqu'à juillet-août voire septembre au lieu de juin. Par conséquent, les stocks alimentaires ont été épuisés ; ce qui a entraîné une flambée des prix des denrées alimentaires dans les principaux marchés (le prix du maïs a augmenté en moyenne de 110 %, le niébé de 75 % et l'igname de 50 % par en référence aux prix pratiqués en 2004 à la même période). Seul le prix du riz n'a pas augmenté en raison de l'importation (ONASA, 2006). La solidarité sociale, la modification des régimes et des habitudes alimentaires et le recours aux prêts d'argent pour s'approvisionner en denrées alimentaires, ont été les principales mesures d'adaptation des populations face aux déficits alimentaires qui ont caractérisé la période de soudure de l'année 2005.

Conclusion

L'année 2005 a été caractérisée par des déficits pluviométriques importantes notamment dans le centre le nord du Bénin. Le début de la saison pluviométrique a été marqué par des décades sèches perturbant ainsi les activités agricoles. Il s'en est suivi une flambée des prix des denrées alimentaires consécutive au retard dans la période des premières récoltes notamment au sud au centre du Bénin. Des poches de pénurie alimentaires ont été enregistrées surtout au nord durant la période de soudure.

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 les relations avec le milieu rural de savane africaine*. Thèse de doctorat nouveau régime, Paris. Sorbonne. 428 p.
- BOKO M., 1988 : *Climats et communautés du Bénin : Rythmes climatiques et rythmes de développement*. Thèse de Doctorat d'Etat ès Lettres et Sciences Humaines. Université de Bourgogne, Dijon. 2 volumes, 608 p.
- BOKO M., 1992 : *Saisons et types de temps au Bénin, analyse objective et perceptions populaires*. L'espace Géographie, n°4, p.321-332.
- DANSOU J., 1999 : *Climat et sécurité alimentaire dans le sud-ouest du Bénin (Afrique de l'ouest)*. Mémoire de DEA, CRC/CNRS, Université de Bourgogne, 51 p.
- FAO, 1997 : *Changements climatiques et production agricole*. Rome polytechnica, p. 35-49.
- HOUNDENOU C., 1999 : *Variabilité climatique et maïsiculture en milieu tropical humide, diagnostic et modélisation*. UMR 5080 CNRS, climatologie de l'espace tropicale, 341 p.
- OGOUWALE E., 2004 : *Changements climatiques et sécurité alimentaire dans le Bénin méridional*. Mémoire de DEA. UAC/FLASH/EDP. 103 p.
- ONASA, 2006 : *Evolution des prix des produits vivriers en 2005*. Rapport annuel, Cotonou, p. 1-2.

Les inondations de 2005 en Roumanie : une année atypique ?

Liliana Zaharia¹, Gérard Beltrando², Gabriel Nedelcu³,
Constanta Boroneant⁴, Gabriela Iona-Toroimac^{1,5}

1 Faculté de Géographie, Université de Bucarest, Roumanie
zaharialil@yahoo.com

2 Université Denis Diderot (Paris VII) UMR PRODIG du CNRS, France
beltrando@paris7.jussieu.fr

3 Institut National de l'Hydrologie et Gestion de l'Eau,
Bucarest, Roumanie
gabi.nedelcu@hidro.ro,

4 Administration Nationale de Météorologie, Roumanie
c_boroneant@yahoo.com

5 Universités des Sciences et Technologies de Lille, France,
g.ioana-toroimac@ed.univ-lille1.fr

Résumé : En 2005, la Roumanie a été affectée à de nombreuses reprises et sur la quasi totalité de son territoire par des perturbations à l'origine de nombreuses inondations qui ont touché un grand nombre de bassins versants du pays. C'est avant tout les grandes quantités de précipitation et le nombre relativement important de perturbations d'origine diverse qui expliquent les multiples inondations. Mais d'autres facteurs plus régionaux (fonte des neiges, morphologie, rupture de digue...) expliquent aussi les catastrophes. Deux cas, celui de la région de Banat en avril et celui du bassin inférieur du Siret en juillet, sont présentés ici.

Mots-clés : inondations, précipitations, dégâts, Roumanie

Abstract: In 2005, Romania was affected frequently and on almost the whole of its territory by atmospheric disturbances at the origin of many floods which touched a great number of basins slopes. It is before all the great quantities of precipitation and the relatively significant number of disturbances of various origins which explains the multiple floods. But other regional factors (snow melt, morphology, rupture of dam...) explain also the catastrophes. Two cases of floods, Banat in April and the lower basin of Siret in July, are presented.

Key Words: floods, rainfall, damages, Romania

Introduction

Depuis quelques décennies, les dégâts causés par les catastrophes d'origine naturelle (climatiques, hydrologiques...) ont connu un taux de croissance supérieur à celui de la population mondiale. Ainsi, en 2005, les nombreuses perturbations pluviogènes et leurs phénomènes associés (inondation, foudre...) qui ont affecté la Roumanie ont eu des répercussions socio-économiques importantes pour ce pays : 76 morts et environ 1,7 milliards d'euro de dégâts matériels (MEGE¹, 2006). Après une brève évocation de quelques particularités hydrométéorologiques de cette année, deux séries d'épisodes pluvieux à l'origine de nombreux dégâts sont analysées.

I. 2005 : une année « extrême » du point de vue pluviométrique et hydrologique

En 2005 les précipitations annuelles pour l'ensemble du pays ont été évaluées à environ 870 mm, soit 220 mm (34%) de plus que la normale 1961-90 (647 mm) (MEGE, 2006). Cet excédent de précipitations s'est produit principalement dans la partie sud du pays et secondairement dans la partie ouest, où les anomalies positives ont été de 50 à 75% au-dessus des normales (figure 1 A).

¹ Ministère de l'Environnement et de la Gestion des Eaux

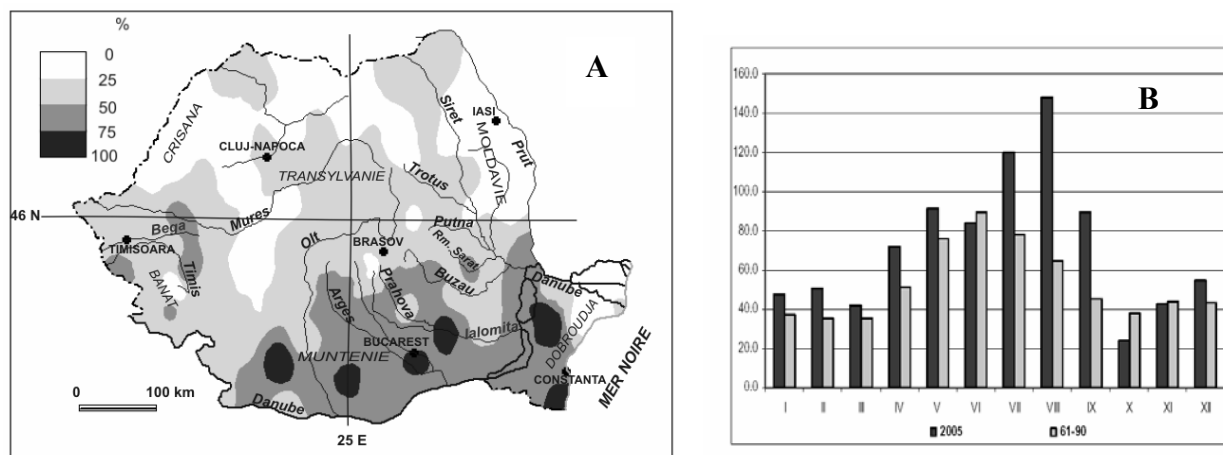


Figure. 1 – A) Ecart à la moyenne 1961-2000 des précipitations de l'année 2005 (adapté de MEGE, 2006) ; B) Précipitations mensuelles (en mm) en 2005 par rapport aux valeurs mensuelles moyennes (MEGE, 2006)

Mis à part les mois de juin, octobre et novembre, tous les autres mois ont enregistré des quantités de précipitations nettement supérieures aux normales, en particulier ceux d'avril, juillet, août et septembre (figure 1B). Localement, le cumul des précipitations mensuelles a dépassé de 5 à 10 fois la normale : en septembre, la ville de Mangalia (au bord de la Mer Noire) a reçu 330 mm et Bucarest-Filaret 316 mm, tandis que les normales pour ce mois sont respectivement de 32 et 45 mm. Ces précipitations sont souvent tombées sur des périodes relativement courtes ; par exemple, en juillet, sur le sud et le sud-est du pays, on a mesuré 80 mm en 4 h. sur Veeda à Valeni, 74 mm en 4 h. sur Cotmeana à Ciobani et 73 mm en 3 h. à Casimcea. En septembre, à Biruinta (au bord de la Mer Noire) on a enregistré 220 mm en 3 heures... Ce sont des valeurs rarement mesurées par le réseau pluviométrique roumain.

Pour la majorité des bassins versants du pays, les débits annuels moyens de 2005 ont été nettement supérieurs au module trentenaire, notamment dans les régions de l'ouest, du centre et du sud. De nombreuses rivières ont atteint les débits de pointe les plus élevés depuis le début des observations (dont la longueur peut dépasser 100 ans). Dans certaines régions du pays, ces inondations ont dépassé en terme de magnitude, de surfaces inondées ou de dégâts, tous les événements de la deuxième moitié du XX^e siècle (les principaux événements antérieurs ont eu lieu en 1970, 1972, 1975, 1991 et 2000). Par rapport à ces inondations passées, celles de 2005 présentent deux particularités majeures : i) elles sont apparues durant une grande partie de l'année, à plusieurs reprises ; ii) elles ont affecté la majorité des bassins versants, soit par des épisodes différents touchant une ou quelques régions du pays (en 1970, elles ont affecté seulement la partie NNO de la Roumanie), soit par plusieurs épisodes successifs touchant la (les) même(s) région(s).

Les événements hydrologiques les plus étendus spatialement et les plus dommageables se sont produits en avril (SO du pays-région du Banat), en juillet (S Moldavie, Munténie, E Transylvanie), en août (Transylvanie, Munténie, Moldavie) et en septembre (Munténie centrale, littoral). D'autres crues plus locales mais de forte intensité ont aussi eu lieu en février, mars, mai, juin et décembre. Les cas des inondations d'avril dans la région de Banat et de juillet dans le bassin inférieur du Siret sont décrits ici.

2. Le cas des inondations d'avril 2005 dans la région de Banat

Les premières inondations fortement dommageables se sont produites dans la région de Banat (sud-ouest de la Roumanie), dont la capitale régionale est Timisoara (330 000 habitants). Environ 2/3 de cette région correspond à un relief de plaine et sa partie ouest est une dépression d'altitude inférieure à 100 m. Caractérisée naturellement par des sols très humides

et une nappe phréatique près de la surface, cette ancienne région marécageuse a été soumise, à partir de la première moitié du XVIII^e siècle, à d'importants travaux hydrologiques (canaux de drainage, de dérivations, digues, polders) qui en ont fait une des régions économiques les plus importantes du pays.

Les inondations du mois d'avril 2005 résultent essentiellement des forts volumes d'eau précipités à plusieurs reprises entre le 13 et le 27 avril. Leurs effets ont été amplifiés à cause de la rupture des digues de protection, permettant ainsi l'inondation des surfaces importantes.

2.1. Le contexte atmosphérique régional

Les précipitations mesurées dans la quinzaine de stations de la région ont dépassé durant le mois d'avril 100 –200 mm, tandis que la normale mensuelle est d'environ de 40-50 mm. Quatre épisodes pluvieux successifs ont affectés la région (13-16, 17-19, 21-22 & 26-27) mais c'est surtout le deuxième (17 - 19), avec des quantités de précipitations de 40 à 100 mm qui a engendré les plus forts débits (figure 2).

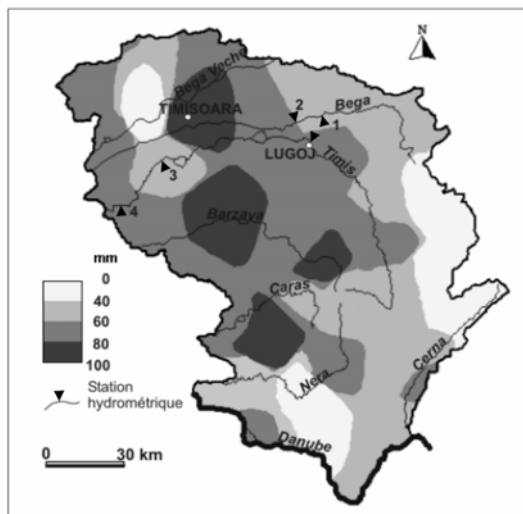


Figure 2 – Cumul des précipitations entre le 17 et le 19 avril dans la région de Banat (d'après Nedelcu et *all.*, modifiée). Les chiffres correspondent aux stations hydrométriques : Balint (1) et Chizatau (2) sur la rivière Bega ; Sag (3) et Graniceri (4) sur la rivière Timis

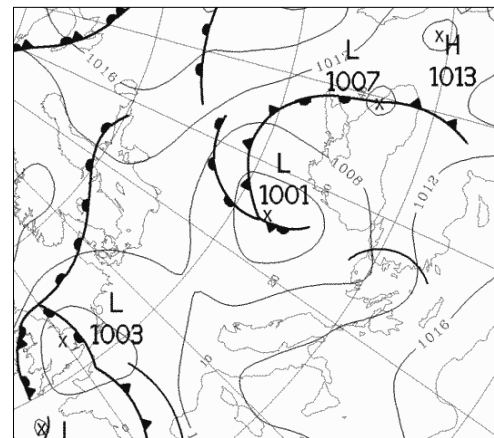


Figure 3 – Situation synoptique en surface le 15 avril à 00 UTC (<http://www.wetterzentrale.de/topkarten/fsfaxbra.html>)
La région de Banat est approximativement au centre de la figure.

Durant cette période, plusieurs systèmes perturbés classiques ont balayé la région. Par exemple, le 15 avril, c'est un front froid se prolongeant par une occlusion se déplaçant lentement du NE vers le SO qui explique la forte pluviométrie (figure 3).

2.2. La réponse hydrologique

Les débits des rivières ont reflété assez fidèlement et rapidement les quatre épisodes pluvieux (figure 4). L'eau issue de la fonte de neige a eu une contribution relativement réduite à la genèse des crues. Même si le 5 avril, la couche de neige atteignait 65 cm d'épaisseur à la station de Semenice (1 432 m d'altitude) et 120 cm dans les montagnes de Tarcu (à 2 180 m), la surface couverte de neige représentait seulement 1,5% de la surface totale des bassins versants de Banat. De plus, une partie importante de l'eau de fonte de neige a été retenue dans des barrages réservoirs fonctionnant dans les bassins versants supérieurs (Stanescu & Drobot, 2005). Les débits de pointe atteints lors des crues ont eu des valeurs très élevées (probabilité de dépassement de 1 à 10%). Ainsi, la rivière Bega a enregistré des débits de pointe de 252 m³/s

et 346 m³/s aux stations hydrologiques Balint et Chizatau, soit des valeurs avec un temps de retour de 100 ans. La rivière Timis a atteint à Lugoj un débit de 1135 m³/s, ce qui correspond à un temps de retour de 50 ans (selon l'INHGA², 2006).

La plus forte crue s'est manifestée suite à la deuxième reprise de précipitations (17-19 avril) quand le niveau des rivières a dépassé significativement les cotes de danger (jusqu'à 143 cm à Graniceri, sur Timis). Par endroits, l'eau a débordé par-dessus les digues de protection et le 18 avril, sous la pression de l'eau, la digue de rive droite de Timis a cédé en aval de Sag, inondant les zones basses riveraines. Le volume d'eau déversée a été d'environ 350x 10⁶ m³. Cette perte de volume d'eau est bien visible sur l'hydrogramme des crues à la station de Graniceri (figure 4).

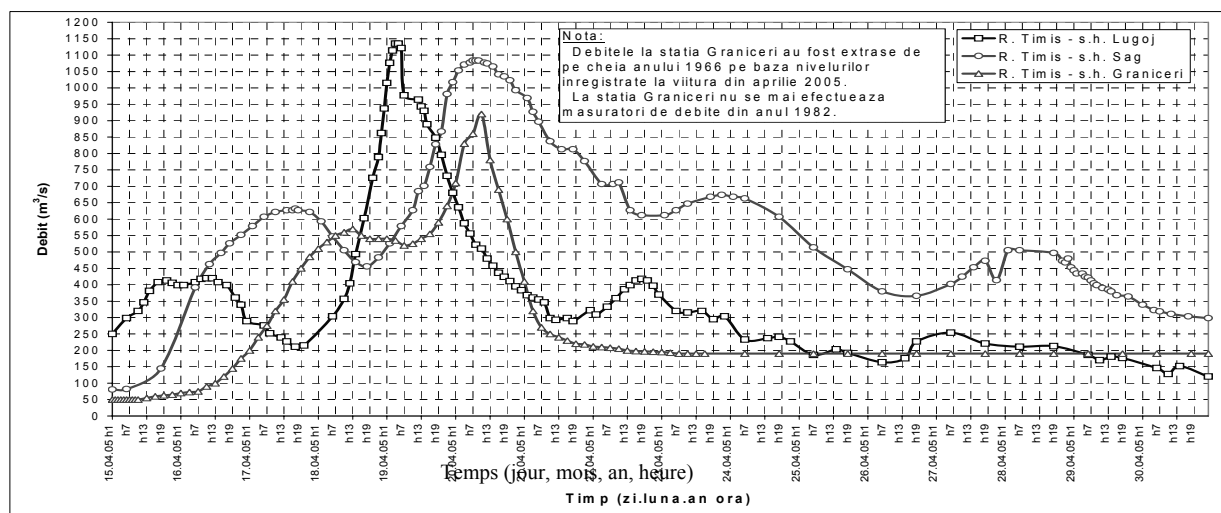


Figure 4 – Hydrogrammes des débits de Timis pour 3 stations hydrométriques du 15 au 30 avril (source : INHGA)
 Note : Les débits de la station Graniceri ont été déterminés à partir de la courbe de tarage de l'année 1966 en utilisant les valeurs de niveaux d'avril 2005, car cette station n'est plus fonctionnelle depuis 1982.

2.3. Les conséquences sur la société

Les événements hydrométéorologiques du mois d'avril ont eu des répercussions socio-économiques importantes. Le débordement de digues et la rupture de la digue de rive droite de Timis a inondé environ 21 200 ha (dont 17 500 ha en Roumanie et 3700 ha en Serbie). Cette eau s'est installée dans la plaine basse notamment entre les rivières Timis et Bega et elle y est restée plusieurs semaines, en formant «la Mer du Banat». L'excès d'eau n'a pu être éliminé que par des pompages qui ont duré deux mois environ (Stanescu et Drobot, 2005). Quelques localités du département de Timis (Foeni, Cruceni, Iohanisfeld) ont été complètement isolées durant plusieurs semaines. Ces inondations ont fait 5 morts et le coût total des dégâts matériels (estimé à 116 x10⁶ euro) placent ce département en troisième position dans la hiérarchie des coûts des dégâts au niveau du pays (MEGE, 2006 et <http://www.mt.ro/inundatii/lista%20avarii%20la%20zi.pdf>).

3. Le cas des inondations de juillet 2005 dans le bassin inférieur du Siret

Une autre série importante d'inondations est apparue en juillet 2005 et elle a affecté notamment la Munténie centrale (1-5 juillet) et le sud-ouest de la Moldavie (9-17 juillet). Cette dernière région, qui correspond au bassin inférieur du Siret (le plus important en terme de débit des rivières internes de la Roumanie), englobe trois unités morphologiques majeures : une zone

² L'Institut National d'Hydrologie et de Gestion des Eaux

montagneuse (appartenant aux Carpates Orientales) à l'ouest, dont les altitudes maximales ne dépassent pas 1800 m ; une zone collinaire (appartenant aux Subcarpates Orientales) qui la borde vers l'est, avec des altitudes comprises entre 600 et 700 m (avec par endroits des sommets qui dépassent 900-1000 m), prolongée vers l'est par une zone de plaine (l'extrémité nord-ouest de la plaine roumaine) dont les altitudes sont inférieures à 20 m dans la plaine inondable du Siret. C'est une région densément peuplée notamment dans la zone de plaine et le long des rivières principales.

3.1. Le contexte atmosphérique régional

L'essentiel des précipitations est tombé entre le 9 et le 15 juillet, où plus de 100 mm et par endroits plus de 200 mm ont été enregistrés (figure 5). En 48 heures (du 11 au 13 juillet), les bassins des affluents du Siret (Trotus, Putna, Rm. Sarat), ont reçu jusqu'à 200 mm de pluie (INHGA). Les anomalies des précipitations ont dépassé deux fois la valeur normale pour le mois de juillet. Au cours de cet événement, la Roumanie a été affectée par une occlusion qui s'est déplacée lentement au-dessus des Carpates (figure 6).

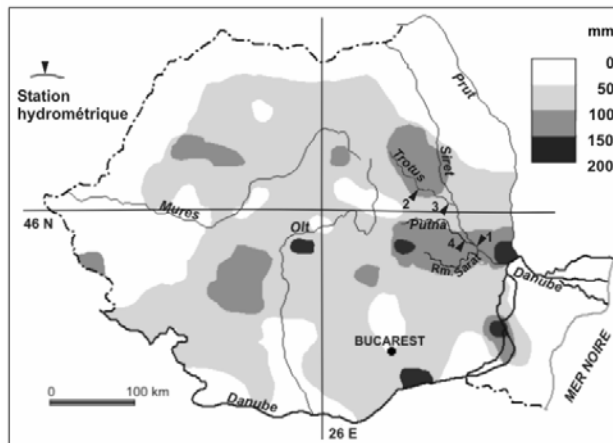


Figure 5 – Cumul des précipitations entre 9.07 (7h UTC) et 15. 07 (18h UTC) (selon ANM*). Les chiffres correspondent aux stations hydrométriques: Lungoci (1) sur Siret ; Tg. Ocna (2) et Vrancea (3) sur Trotus ; Botarlau (4) sur Putna.

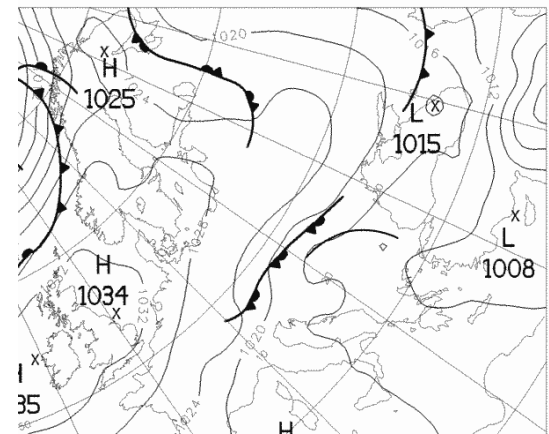


Figure 6 – Position des fronts en surface le 12.07 à 00 h UTC (d'après <http://www.wetterzentrale.de/topkarten/fsfaxbra.html>)

3.2. La réponse hydrologique

Les inondations de juillet 2005 du bassin inférieur du Siret, ont affecté non seulement la vallée de ce cours d'eau, mais aussi ses affluents principaux (Trotus, Putna et Rm. Sarat) qui prennent leur source dans les Carpates et les Subcarpates. Cependant, dans cette région, plusieurs facteurs ont contribué à amplifier la force des crues et donc les dommages. Il s'agit en particulier du déboisement dans la région montagneuse et collinaire (cas du bassin versant de Trotus) et la rupture des digues (plaine inondable du Siret) ou encore l'exploitation des graviers et du sable des lits mineurs des rivières.

Les rivières de cette région ont enregistré des débits de pointe historiques avec des probabilités de dépassement de 1% ou même 0,5%. Ainsi, le Siret à Lungoci et le Trotus à Vrancea ont atteint des débits de 4860 m³/s et 2800 m³/s le 14 juillet, ce qui équivaut à une probabilité de dépassement de 0,5%. Le volume des crues correspond aux valeurs maximales historiques depuis la mise en service de ces deux stations : 970x10⁶ m³ dans le cas de Siret et 550x10⁶ m³ dans celui du Trotus. Les niveaux des rivières du bassin inférieur du Siret ont largement

dépassé les cotes de danger, de 50 jusqu'à 390 cm, et l'eau a débordé en de nombreux points (INHGA, 2006).

3.3. Les conséquences sur la société

Les plus graves dégâts ont concerné la vallée supérieure de Trotus et la plaine basse du Siret inférieur. Dans le premier cas, trois communes de la région montagneuse ont été fortement affectées ; dans le deuxième, les inondations ont touché des surfaces agricoles importantes et des habitations dans plus d'une dizaine de communes de la plaine du Siret. Afin d'atténuer l'effet de la crue du Siret dans les secteurs d'habitations, des brèches contrôlées ont été réalisées dans la digue en rive droite entre Corbu Vechi et Namoloasa, pour que l'eau se répande dans les terrains agricoles. Parmi les départements les plus affectés, on retrouve ceux de Vrancea et de Bacau où il y a eu une vingtaine de morts majoritairement des personnes âgées qui ont refusé de quitter leurs maisons. Le département de Vrancea occupe la première position dans l'hierarchie des coûts des dégâts au niveau du pays (145×10^6 euro) et celui de Bacau, la quatrième (97×10^6 euro environ).

Conclusion

De par ses caractéristiques hydrologiques et météorologiques, l'année 2005 représente au niveau de la Roumanie une «année extrême» qui renforce l'idée d'une tendance à l'intensification des phénomènes extrêmes (en terme de fréquence et d'ampleur) observés pour les dernières décennies aussi bien à l'échelle globale que régionale. Même si régionalement plusieurs facteurs naturels et anthropiques ont amplifié les effets des crues, l'étude met surtout en évidence quelques particularités de cette année caractérisée par le passage d'un nombre relativement important de perturbations. Les résultats de notre analyse pourraient servir à une meilleure connaissance de la forte variabilité des conditions hydro-météorologiques observée ces dernières années, afin d'adapter le mieux possible la gestion des crises liées à ces événements.

Bibliographie

- NEDELCU G., CHENDES V., TEODORESCU N., CORBUS C., 2005, *Viitura din 2005 in spatiul hidrografic Banat*, communication présentée à la Réunion scientifique annuelle de l'INHGA, Bucarest, 4 – 6 octobre.
- STANESCU V., DROBOT R., 2005, *Viitura din perioada 14 – 30 aprilie 2005 in bazinul hidrografic Timis – Bega*, *Hidrotehnica*, 50, no. 7 – 8, pp. 3 – 16.
- * * * 2006, *Caracterizarea hidrolgica a anului 2005*, INHGA, Bucuresti, 22 p.
- * * * 2006, *Raport privind efectele inundatiilor si fenomenelor meteorologice periculoase produse in anul 2005*, Ministère de l'Environnement et de la Gestion des Eaux (MEGE), Bucuresti, 40 p.
- * * * 2005 *Situatia inundatiilor din judetul Timis la data de 06.05.2005 ora 08.00*,
<http://www.mt.ro/inundatii/lista%20avarii%20la%20zi.pdf>, consulté le 13 mars 2006.

Table des matières

Introduction <i>Gérard Beltrando</i>	7
Conférences invitées	
Changements climatiques et ressources en eau de la Tunisie <i>Latifa Henia, Zeineb Benzarti</i>	15
L'adaptation au Changement Climatique en France Evaluation des vulnérabilités et stratégie <i>Régis Juvanon du Vachat</i>	21
Le réchauffement récent attesté par les impacts observé sur les écosystèmes <i>Bernard Seguin</i>	27
Résumés des communications	
Événements climatiques. Caractérisation de la Sécheresse dans la Région d'Oran <i>B. Abderrahmani, M. Abbou, A. Dobby, N. Hassini</i>	37
Impact de la variabilité climatique sur les apports liquides <i>M. Achite, M. Meddi</i>	43
Tendance pluviométrique au Liban et conséquences sur la ressource en eau <i>J. Adjizian-Gerard, F. El Ess et N. Badaro-Saliba</i>	48
Le risque-grêle et agriculture en Tunisie <i>M. Mohsen Al Atrach et A. Daoud</i>	55
Climat et risque géomorphologiques du terroir viticole du Barbera d'Asti (Collines du Monferrato, Piémont) <i>A. Albanese, A. Biancotti, A. Bove, E. Destafanis, S. Fratianni et L. Masciocco</i>	61
Etude de l'impact des précipitations sur les rendements de soja au Mato Grosso (Brésil) <i>D. Arvor et V. Dubreuil</i>	77
Variabilité pluvio-hydrologique et production agricole dans le bassin du Couffo au Bénin (Afrique de l'Ouest) <i>Ernest Amoussou, Lucien Marc Oyede et Michel Boko</i>	67
Le rôle des précipitations atmosphériques dans la dépollution de l'atmosphère d'une aire urbaine <i>Liviu Apostol</i>	73

Modélisation des précipitations extrêmes pour la Suisse A. Audouard, J.-A. Hertig et J.-M. Fallot.....	83
La diminution actuelle de la pluviométrie dans le sud de l'Aquitaine menace-t-elle la maïsiculture intensive ? F. Avila.....	89
Méthodologie pour la détermination d'années modèles du rythme climatique J.R. Barros, J.A. Zavattini.....	95
Modélisation par maillage triangulaire adaptatif de l'impact d'un futur remblai sur la répartition des écoulements d'air dans le vignoble de Châtenois (Alsace) O. Bedel, E. Bocher, H. Quénot, G. Beltrando.....	101
Chaleur et canicules estivales dans les principales villes côtières de Tunisie H. Ben Boubaker	107
Etude de l'impact de l'évolution du climat sur la santé en Algérie R. Bessaoud, L. Houti, F. El-Goutni, S.A. Benfedda, K. Saddoki.....	113
Impacts du réchauffement climatique sur les petites îles du pacifique sud, modélisation et gestion du risque F. Bessat et B. Anselme.....	119
Mise en place d'un observatoire pour le suivi éco-climatique des Hauts Plateaux du Vercors S. Bigot, J.-P. Laurent, S. Rome et P.-E. Biron.....	125
Cartographie des données dendrochronologiques du nord-ouest de la France pour la période médiévale (XIV ^e -XV ^e siècles) S. Blain, O. Planchon et V. Bernard.....	131
Approche spatialisée des températures de surface en haute montagne et estimation de la distribution du pergélisol dans un massif des Hautes Alpes X. Bodin, S. Gruber, P. Schoeneich et M. Fort.....	136
Etude spatio-temporelle des caractéristiques thermo-pluviométriques des différentes aires de la ville de Gênes G. Brancucci, M. Fazzini et A. Giuffrida.....	142
Actions de l'homme sur le milieu et ulcère de Buruli en Côte d'Ivoire T. Brou, H. Broutin, D. Ouattara et J.-F. Guegan.....	148
Une classification bi-scalaire des types de temps hivernaux en Savoie pour une meilleure approche des phénomènes atmosphériques des versants de montagne C. Chaix et A. Marnesy.....	154
Sécheresses et risque de pénurie en eau sur les petites îles côtières françaises T. Chiron et V. Dubreuil	160
Les pluies torrentielles des 17 et 24 septembre 2003 dans le grand Tunis C. Walid.....	166

Climat urbain : de l'évolution des villes au changement climatique <i>M. Colombert, Y. Diab et J.-L. Salagnac</i>	172
Détection automatique du front de brise de mer sur des images satellites météorologiques <i>T. Corpetti, O. Planchon et V. Dubreuil</i>	178
Variabilité du climat de Sfax (Tunisie) entre 1970 et 2002 <i>S. Dahech et G. Beltrando</i>	184
Analyse statistique des profils énergétiques radiatifs de l'atmosphère au passage des lignes de grains à Dakar <i>B. Diop et A. Diop</i>	190
A propos des Tendances Significatives des Précipitations dans le Bassin méditerranéen (1950-2000) <i>A. Douguédroit et C. Norrant</i>	196
Quantification spatiale du changement de régime pluviométrique hivernal dans le Bassin Rhin-Meuse <i>G. Drogue, Ch. Wagner et L. Pfister</i>	202
Etude comparée des températures en forêt et sur pâturages dans la région d'Alta Floresta, Brésil <i>V. Dubreuil, V. Nédélec et J.-F. Mallet</i>	208
La pollution photochimique par temps de brises de mer et de terre dans la région caennaise (Normandie) <i>A. Dudouit-Fichet</i>	214
Bilans hydriques agroclimatiques au Cap Bon (Tunisie) <i>J. Elhajri</i>	220
Les inversions thermiques dans la Basse troposphère de Tunis <i>T. El Melki</i>	226
Structures spatio-temporelles des pluies en Amazonie <i>V. Espinoza, J.-L. Guyot, J. Ronchail, L. Noriega, J.J. Ordoñez Galvez, R. Pombosa et H. Romero</i>	232
Événements pluvieux extrêmes et adaptation aux risques d'érosion dans la ville d'Alla (Benin) <i>G. Etene, M. Boko et C. Houndenou</i>	238
Etude de la ventilation dans un tunnel ferroviaire avec une pente ascendante unique : le tunnel du Mont d'Or (Jura F/CH) <i>J.-M. Fallot, J.-A. Hertig, R. Engel et A. Brena</i>	243
Une nouvelle méthode pour la réalisation d'une carte dynamique de l'enneigement du territoire du Trentino (Italie Nord-Orientale) <i>M. Fazzini, A. Cecili, A. Cinnirella, M. Gaddo et P. Bolli</i>	249
Impact de la variabilité climatique sur l'évolution spatio-temporelle des biocénoses benthiques <i>J. Fournier, V. Dubreuil, F. Olivier et K. Dekindt</i>	255

La connaissance des climats locaux pour la définition du terroir dans les vignobles des collines des Langhe (Piémont, Italie)	
<i>S. Fratianni</i>	261
Aspects climatiques de risque déterminés par l'excès d'humidité dans les Montagnes de Bihor et Vladeasa	
<i>O. Gaceu</i>	267
Tourbières et changement climatique : exemples en Laonnois	
<i>F. Grégoire</i>	273
Distribution spatiale des écoulements torrentiels en milieu urbanisé méditerranéen	
<i>R. Guillon et S. Bridier</i>	277
Comparaison entre tests statistiques concernant le changement climatique global	
<i>I. Haidu</i>	282
La plasticulture et les risques climatiques	
<i>N. Hassini, B. Abderrahmani, F.Z. Meghoufel et K. Guenachi</i>	288
La sécheresse agroclimatique de l'oliveraie sfaxienne (Tunisie)	
<i>Z. Helaoui</i>	294
Le réchauffement climatique et l'intensité des cyclones tropicaux	
<i>K. Hoarau et L. Chalonge</i>	300
Précipitations en Roumanie : variations à long terme	
<i>I. H. Holobâca, F. Moldovan et V. Sorocovschi</i>	305
Vulnérabilité des espaces maïsicoles à la péjoration climatique en Afrique guinéenne Le cas du Bénin	
<i>C. Houndenou, J. Pérard et M. Boko</i>	310
Variabilité climatique et pathologie dans le département du Mono (Bénin, Afrique de l'ouest)	
<i>C. S. Houssou, E. W. Vissin et J. Pérard</i>	316
La perception des risques météo-hydrologiques – Le cas des inondations de septembre 2005 dans la vallée de la Prahova (Roumanie)	
<i>G. Ioana-Toroimac, L. Zaharia et G. Beltrando</i>	322
Le stress bioclimatique au froid en Roumanie	
<i>N. Ionac et S. Ciulache</i>	328
Sirocco et pathologies respiratoires dans le secteur public de la Santé à Sfax (Tunisie)	
<i>M. Jarraya, G. Beltrando, M. Ben Jemaa et J. Damak</i>	334
Les trajectoires des dépressions dans l'Atlantique Nord Comparaison entre les réanalyses ERA15 et le modèle Arpège-Climat	
<i>D. Jouan</i>	340
Contribution à l'identification et la quantification des sources de pollution atmosphérique dans une agglomération de la Grande Bretagne	
<i>A. Khlaifi, A. Ionescu et Y. Candau</i>	346
Réalités d'un réseau météo automatisé en Champagne	
<i>F. Langellier, D. Moncomble et L. Panigai</i>	352

Validation d'un modèle climatique dans le Sud-Est de la France <i>M. Lauffenburger, A. Douguédroit et C. Kergomard</i>	358
Interaction océan-côte-continent et perturbations dues à la pluie affectant la transmission hertzienne <i>N. Lehtihet et F. Y. Ettoumi</i>	363
Spatialisation des températures en zone de montagne alpine <i>R. Lhotellier</i>	367
Particularités thermiques et pluviométriques dans des espaces dépressionnaires du sud-ouest de la Roumanie <i>R. Linc</i>	373
Variabilité spatio-temporelle des températures maximales et ses conséquences dans le vignoble de vinho verde (Portugal) <i>A. Maciel, A. Monteiro et H. Quérol</i>	379
Les recherches des géographes-climatologues sur les gelées printanières dans le vignoble de Champagne <i>M. Madelin et G. Beltrando</i>	385
Anomalies positives des précipitations dans la plaine de l'Ouest de la Roumanie et ses conséquences <i>G. Mahara et E. Serban</i>	391
Comparaison de deux scénarios (statistique et dynamique) concernant les précipitations en Grèce <i>P. Maheras, K. Tolika, M. Vafiadis et Chr. Anagnostopoulou</i>	397
Épaisseurs des couches entre niveaux isobariques standard et prévision immédiate <i>N. Maier et I. Haidu</i>	403
La pollution par l'ozone dans les Alpes-Maritimes <i>N. Martin et P. Carrega</i>	409
Caractéristiques des précipitations dans les îles de la Macaronesia <i>M^{re} V. Marzol, A. Yanes, C. Romero, E. Brito de Azevedo, S. Prada et A. Martins</i>	415
Comparaison entre la variabilité de la NAO et du SOI selon l'approche des ondelettes <i>M. Mateescu et I. Haidu</i>	421
Analyse de la vulnérabilité des sociétés aux variations climatiques <i>M. Mbaye et P. Sagna</i>	427
Les vagues de froid en Belgique <i>Ph. Mievis et M. Vandiepenbeeck</i>	433
Accidents de la route et types de temps dans la commune de Porto (Portugal) entre 2000 et 2005 <i>A. Monteiro, A. Sousa, M. Santos et N. Martins</i>	439
Littoraux artificiels et changements climatiques : quels enjeux sociaux ? <i>J. Musereau</i>	445
Risque climatique et culture cotonnière en Centrafrique <i>S. Ndjendolé</i>	449

Le gradient thermique dans les Carpates Méridionales <i>G. Neamu</i>	454
Scénarios climatiques pour le Benin méridional et central et modélisation des rendements des cultures vivrières à l'aide du logiciel DSSAT V.4 <i>E. Ogouwalé, M. Boko et F. Adjahossou</i>	457
Types de temps et incidence de la dengue en milieu urbain Analyse d'une épidémie à Londrina/PR (Brésil) en 2003 <i>Marcia M.F. Oliveira et F. Mendonça</i>	463
Facteurs climatiques favorables et restrictifs dans le développement de la pomiculture <i>G. Pehoiu, O. Murarescu et T. Simion</i>	468
Topoclimats et communautés des champignons endophytiques dans des bois de chênes-lièges dépéris et non dépéris en Sardaigne (Italie) <i>M.A. Pulina, B.T. Linaldeddu et A. Franceschini</i>	474
Simulation et validation terrain de l'impact du remblai de la Ligne TGV-Est européen sur le gel printanier dans le vignoble de Vriigny (Champagne) <i>H. Quénot, H. Gounine, S. Bridier et G. Beltrando</i>	480
Du climat de la montagne corse et ses aléas <i>S. Rome et J.-P. Giorgetti</i>	486
Variabilité à long terme des pluies en Amérique du Sud tropicale <i>J. Ronchail, G. Cochonneau, J.-L. Guyot, J. C. Espinoza Villar, E. de Oliveira, L. Noriega, J. J. Ordoñez Galvez et H. Romero</i>	493
Variabilité mensuelle des décès de 1975 à 2005 Sumortalité des étés caniculaires et surmortalité hivernale en France <i>D. Rousseau</i>	498
L'évolution climatique et ses risques dans le monde rural du sud-Congo <i>G. Samba, M. Massouangui, G. Ibiassi et M. Pounza</i>	504
La variabilité climatique et ses conséquences environnementales à Dakar <i>T. Sane et A. Ndiaye</i>	508
Le potentiel climato-thérapeutique de la zone Nord-Est de Bucarest <i>E. Teodoreanu et I. Bunescu</i>	514
Adaptation à la vulnérabilité des ressources en eau souterraine au changement climatique dans le sud du Bénin <i>H. Totin, M. Boukari et M. Boko</i>	520
Impacts des phénomènes pluviométriques exceptionnels sur les milieux montagnards marocains <i>A. Tribak</i>	526
Relation entre la pression atmosphérique et les niveaux marins extrêmes en Camargue : analyse spatiale et évolutions au XX ^e siècle <i>A. Ullmann et V. Moron</i>	532
Anomalies récentes dans le régime des précipitations sur le littoral roumain de la mer Noire <i>I. Vaduva</i>	537

Régionalisation de modèles agrométéorologiques de phytoprotection <i>A. Viau et K. Chokmani</i>	541
La vigne et l'inondation dans le Midi méditerranéen français <i>F. Vinet</i>	545
Répartition spatio-temporelle des pluies au Bénin en 2005 Analyse, implications agricoles et sociales <i>I. Yabi et M. Boko</i>	551
Les inondations de 2005 en Roumanie : une année atypique ? <i>L. Zaharia, G. Beltrando, G. Nedelcu, C. Boroneant et G. Iona-Toroimac</i>	557
Table des matières	563
Table des auteurs	571

Table des auteurs

- Abderrahmani, 37, 288
 Abbou, 37
 Achite, **43**
 Adjahossou, 457
 Adjizian-Gerard, **48**
 Albanese, **61**
 Amoussou, **67**
 Anagnostopoulou, 397
 Anselme, 119
 Apostol, **73**
 Arvor, **77**
 Audouard, **83**
 Avila, **89**
 Badaro-Saliba, 48
 Barros, **95**
 Bedel, **101**
 Beltrando, 7, 101, 184, 322, 334, 385, 480, 557
 Ben Boubaker, **107**
 Benfedda, 113
 Ben Jemaa, 334
 Benzarti, 15
 Bernard, 131
 Bessaoud, **113**
 Bessat, **119**
 Biancotti, 61
 Bigot, **125**
 Biron, 125
 Blain, **131**
 Bodin, **136**
 Bocher, 101
 Boko, 67, 238, 310, 457, 520, 551
 Bolli, 249
 Boroneant, 557
 Boukari, 520
 Bove, 61
 Brancucci, **142**
 Brena, 243
 Bridier, 277, 480
 Brito de Azevedo, 415
 Brou, **148**
 Broutin, 148
 Bunescu, 514
 Candau, 346
 Carrega, 409
 Cecili, 249
 Chaix, **154**
 Chalonge, 300
 Chiron, **160**
 Chokmani, 541
 Cinnirella, 249
 Ciulache, 328
 Cochonneau, 493
 Colombert, **172**
 Corpetti, **178**
 Dahech, **184**
 Damak, 334
 Daoud, 55
 de Oliveira, **493**
 Dekindt, 255
 Destafanis, 61
 Diab, 172
 Diop (B.), **190**
 Diop (A.), 190
 Dobbis, 37
 Douguédroit, **196**, 358
 Drogue, **202**
 Dubreuil, 77, 160, 178, **208**, 255,
 Dudouit-Fichet, **214**
 El Ess, 48
 El Goutni, 113
 El Melki, **226**
 Elhajri, **220**
 Engel, 243
 Espinoza, **232**
 Espinoza Villar, 493
 Etene, **238**
 Ettoumi, 363
 Fallot, 83, **243**
 Fazzini, 142, **249**
 Fort, 136
 Fournier, **255**
 Franceschini, 474
 Fratianni, 61, **261**
 Gaceu, **267**
 Gaddo, 249
 Giorgetti, 486
 Giuffrida, 142
 Gounine, 480
 Grégoire, **273**
 Gruber, 136
 Guegan, 148
 Guenachi, 288
 Guillon, **277**
 Guyot, 493
 Haidu, **282**, 403, 421
 Hassini, **288**
 Helaoui, **294**
 Henia, **15**
 Hertig, 83, 243
 Hoarau, **300**
 Holobâca, **305**
 Houndenou, 238, **310**
 Houssou, **316**
 Houti, 113
 Ibiassi, 504
 Ioana-Toroimac, **322**, 557
 Ionac, **328**
 Ionescu, 346
 Jarraya, **334**
 Jouan, **340**
 Juvanon du Vachat, **21**
 Kergomard, 358
 Khlaifi, **346**
 Langellier, **352**
 Lauffenburger, **358**
 Laurent, 125
 Lehtihet, **363**
 Lhotellier, **367**
 Linaldeddu, 474
 Linc, **373**
 Maciel, **379**
 Madelin, **385**
 Mahara, **391**
 Maheras, **397**
 Maier, **403**
 Mallet, 208
 Marnesy, 154
 Martin, **409**

Martins (A.), 415
Martins (N.), 439
Marzol, **415**
Masciocco, 61
Massouangui, 504
Mateescu, **421**
Mbaye, **427**
Meddi, 43
Meghoufel, 288
Mendonça, 463
Mievis, **433**
Mohsen Al Atrach, **55**
Moldovan, 305
Moncomble, 352
Monteiro, 379, **439**
Moron, 532
Murarescu, 468
Musereau, **445**
Ndiaye, 508
Ndjendolé, **449**
Neamu, **454**
Nedelcu, 557
Nédélec, 208
Noriega, 232, 493
Norrant, 196

Ogouwalé, **457**
Oliveira, **463**
Olivier, 255
Ordoñez Galvez, 232, 493
Ouattara, 148
Oyede, 67
Panigai, 352
Pehoiu, **468**
Pérard, 310, 316
Pfister, 202
Planchon, 131, 178
Pombosa, 232
Pounza, 504
Prada, 415
Pulina, **474**
Quénot, 101, 379, **480**
Rome, 125, **486**
Romero, 232, 415, 493
Ronchail, 232, **493**
Rousseau, **498**
Saddoki, 113
Sagna, 427
Salagnac, 172
Samba, **504**
Sane, **508**

Santos, 439
Schoeneich, 136
Seguin, **27**
Serban, 391
Simion, 468
Sorocovschi, 305
Sousa, 439
Teodoreanu, **514**
Tolika, 397
Totin, **520**
Tribak, **526**
Ullmann, **532**
Vaduva, **537**
Vafiadis, 397
Vandiepenbeeck, 433
Viau, **541**
Vinet, **545**
Vissin, 316
Wagner, 202
Walid, **166**
Yabi, **551**
Yanes, 415
Zaharia, 322, **557**
Zavattini, 95