

Les textes réunis dans ce volume sont les résumés étendus, classés par ordre alphabétique du premier auteur, présentés sous forme de communications orales ou de posters au XX^{ème} colloque de l'Association Internationale de Climatologie (AIC), organisé à Carthage (Tunisie) du 3 au 8 septembre 2007.

Différents thèmes d'actualité climatologique sont traités dans ce volume. Le thème principal du colloque "Climat, Tourisme et Environnement" a retenu particulièrement l'intérêt des intervenants. L'actualité des connaissances sur la variabilité du climat et les changements climatiques fait l'objet de bon nombre de textes. L'impact du climat sur les ressources naturelles, en l'occurrence la végétation et les ressources en eau, représente un autre thème privilégié dans ce volume. D'autres textes analysent les risques climatiques qui pèsent sur ces ressources, tant en milieu rural qu'en milieu urbain.

Composition du Comité Scientifique

- G. BELTRANDO	Université de Paris 7 (France)
- Z. BERGAOUI	Université de Tunis El Manar (Tunisie)
- J.P. BESANCENOT	Université de Bourgogne (France)
- S. BIGOT	Université de Grenoble (France)
- P. CARRÉGA	Université de Nice Sophia Antipolis (France)
- A. DOUGUEDROIT	Université d'Aix-Marseille (France)
- V. DUBREUIL	Université de Rennes (France)
- W. END LUCHER	Université de Berlin (Allemagne)
- M. ERPICUM	Université de Liège (Belgique)
- J.M. FALLOT	Université de Lausanne (Suisse)
- A.M. GAMMAR	Université La Manouba (Tunisie)
- L. HENIA	Université de Tunis (Tunisie)
- A. HUFY	Université Laval (Québec - Canada)
- C. KERGOMARD	Ecole Normale Supérieure (Paris)
- P. MAHERAS	Université de Thessalonique (Grèce)
- A. MEDJAB	Université de Bab Zouar (Algérie)
- A. SALADUI	Université de Mohammadia (Maroc)
- M. VANDIEPENBEECK	Institut Royal de Météorologie (Belgique)
- Y. ZAHAR	Université La Manouba (Tunisie)



Actes du XX^{ème} Colloque de l'Association Internationale de Climatologie
CLIMAT, TOURISME ET ENVIRONNEMENT

2007



XX^{ème} Colloque de l'Association Internationale de Climatologie

U.R. "GREVACHOT"
Groupe de Recherche sur la Variabilité
du Climat et l'Homme en Tunisie
Université de Tunis



Association
Internationale
de Climatologie

U.R. Biogéographie, Climatologie
Appliquée et Dynamique Erosive
Université de Manouba

CLIMAT TOURISME ENVIRONNEMENT

ACTES DU COLLOQUE

**CARTHAGE (TUNISIE)
3 - 8 Septembre 2007**

Textes réunis par
Habib BEN BOUBAKER



XXème COLLOQUE INTERNATIONAL DE
CLIMATOLOGIE



Climat,
Tourisme et Environnement

Actes du colloque de Carthage (Tunisie)

CENAFFE

3-8 septembre 2007

Textes réunis par
Habib Ben BOUBAKER

Publication des deux Unités de Recherches
« *GREVACHOT* » (*Groupe de Recherche sur la Variabilité du Climat et l'Homme en Tunisie*)
de l'Université de Tunis
et « *Biogéographie, Climatologie Appliquée et Dynamique Erosive* »
de l'Université de Manouba

Conception et réalisation de la couverture:

Hichem Sammoud et Habib Ben Boubaker

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

© Publication des deux U.R.
« *GREVACHOT* »
(Groupe de Recherche sur la Variabilité du climat et
l'Homme en Tunisie) de l'Université de Tunis
(U.R. 01/UR02-12)
et « *Biogéographie, Climatologie Appliquée et Dynamique
érosive* » de l'Université de Manouba,
(U.R. 99/UR/02-04)
TUNIS, 2007

INTRODUCTION

Le XXème colloque de l'Association Internationale de Climatologie (AIC) se tient du 3 au 8 septembre 2007 en Tunisie. L'AIC est une association francophone qui a déployé, depuis sa création en 1988, continûment ses efforts pour rapprocher les climatologues francophones du monde entier, pour échanger leurs idées et expériences et discuter chaque année, au sein d'un grand colloque, des thèmes d'actualité de leur discipline. Une année sur deux, le colloque de l'AIC se tien dans un pays francophone, en dehors de la France.

Carthage, carrefour de l'histoire et où se sont rencontrées et entremêlées tant de cultures et de civilisations, accueille cette manifestation. Le choix du thème n'est pas arbitraire. Le thème principal du colloque « Climat, tourisme et environnement » rappelle la vocation « touristique » antique de Carthage. Les *thermes d'Antonin* attiraient chaque année des milliers de personnes. Aujourd'hui, Carthage est un haut lieu de tourisme culturel par ses vestiges archéologiques. .

« Climat, Tourisme et Environnement » est un thème d'une grande actualité. Les enjeux qu'il soulève sont très importants notamment pour un pays comme la Tunisie, où le tourisme occupe une place de choix dans sa stratégie de développement. L'on comprend alors l'intérêt porté à ce thème par les organisateurs locaux du colloque de l'AIC.

Deux unités de recherche de l'université tunisienne ont eu l'honneur de l'organisation de cette manifestation scientifique :

U.R. « *GREVACHOT* »
(Groupe de Recherche sur la Variabilité du climat et
l'Homme en Tunisie)
de l'Université de Tunis (U.R. 01/UR02-12)
dirigée par Latifa HENIA

U.R. « *Biogéographie, Climatologie
Appliquée et Dynamique érosive* »
de l'Université de Manouba, (U.R. 99/UR/02-04)
dirigée par Amor Mokhtar GAMMAR

Le Comité d'Organisation émanant de ces deux U.R. et coordonné par Habib Ben BOUBAKER, n'a ménagé aucun effort pour la bonne réussite de ce colloque et chacun de ses membres mérite d'être félicité vivement. Il s'agit de :

Latifa HENIA, Université de Tunis	Amor Mokhtar GAMMAR, Univ. La Manouba
Zouhaier HLAOUI, Université de Tunis	Taoufik EL MELKI, Université La Manouba
Taher ALOUANE, Université de Sousse	Zeineb BENZARTI, Université La Manouba

Habib BEN BOUBAKER, Université La Manouba
(**Coordinateur**)

Les membres du comité de lecture méritent également d'être remerciés vivement pour l'admirable efficacité dont ils ont fait preuve dans leur délicate mission de sélectionner d'entre plus de 140 propositions de participation qui nous sont parvenues, les pages composant le présent travail. Ces remerciements s'adressent donc à :

Gérard BELTRANDO	Université de Paris 7 (France)
Zoubeida BERGAOUI	Université de Tunis el Manar (Tunisie)
Jean-Pierre BESANCENOT	Université de Bourgogne (France)
Sylvain BIGOT	Université de Grenoble (France)
Pierre CARREGA P.	Université de Nice Sophia Antipolis (France)
Annick DOUGUEDROIT	Université d'Aix-Marseille (France)
Vincent DUBREUIL	Université de Rennes (France)
Wilfried ENDLICHER	Université de Berlin (Allemagne)
Michel ERPICUM	Université de Liège (Belgique)

Jean-Michel FALLOT	Université de Lausanne (Suisse)
AmorMokhtar GAMMAR	Université La Manouba (Tunisie)
Latifa HENIA	Université de Tunis (Tunisie)
André HUFTY	Université Laval (Québec - Canada)
Claude KERGOMARD	Ecole Normale Supérieure (Paris)
Panagiotis MAHERAS	Université Thessalonique (Grèce)
Abderrahman MEDJRAB	Université de Bab Zouar (Algérie)
Abdelmalik SALAOUI	Université de Mohammadia (Maroc)
Marc VANDIEPENBEECK	Institut Royal de Météorologie (Belgique)
Yadh ZAHAR	Université La Manouba (Tunisie)

Ce volume compte 100 actes de participation, classés par commodité en ordre alphabétique du premier auteur.

Signalons enfin que les trois derniers jours du colloque, les 6, 7 et 8 septembre 2007 sont réservés pour une excursion d'étude et de découverte du potentiel climato-touristique de la Tunisie orientale et saharienne.

L'organisation de ce colloque n'aurait pas été possible sans le soutien moral et financier de plusieurs personnes et institutions :

Ministère de l'Enseignement Supérieur, de la Recherche Scientifique et de la Technologie	Académie Tunisienne des Sciences, des Lettres et des Arts (<i>Beit El Hikma</i>)
Ministère de l'Education Nationale	Centre d'Etudes et de Recherches Economiques et Sociales (CERES)
Ministère du Tourisme	Association des Géographes Tunisiens (AGT)
Ministère de l'Environnement et du Développement Durable	Coopération Technique Tuniso-AllemandeGTZ
Université de la Manouba	Office National du Tourisme Tunisien (ONTT)
Université de Tunis	Les vigneron de Carthage (UCCV)
Faculté des Lettres, des Arts et des Humanités de Manouba	Union Tunisienne de l'Agriculture et de la Pêche (UTAP)
Faculté des Sciences Humaines et Sociales de Tunis	AMEN Bank
Ecole Normale Supérieure de Tunis (ENS)	ACRPOLIUM Carthage
Centre National de Formation des Formateurs en Education (CENAFFE)	Médina Mediterranea Hammamet
Institut Supérieur des Métiers du Patrimoine de Tunis	Maison des Jeunes de la Marsa

Qu'ils trouvent tous ici l'expression de nos vifs remerciements.

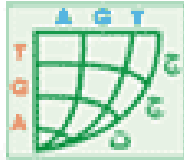
Nos remerciements vont également aux 162 participants à ce colloque, originaires de 22 pays (Algérie, Allemagne, Belgique, Bénin, Brésil, Centre-Afrique, Cameroun, Canada, France, Grèce, Irak, Italie, Liban, Lybie, Maroc, Oman, Pologne, Roumanie, Sénégal, Suisse, Tunisie et Yemen).

Organisateurs et partenaires

U. R. "GREVACHOT"
(Groupe de Recherche
sur la Variabilité du
Climat et l'Homme en Tunisie)
Université de Tunis
(U.R. 01/UR02-12)



U. R. Biogéographie,
Climatologie Appliquée et
Dynamique Erosive
Université de Manouba
(U.R. 99/UR/02-04)



AGT



gtz Partner for the Future.
Worldwide.



L'ACROPOLIUM
DE
CARTHAGE



Conférences invitées

CARTHAGE ET L'EAU DANS L'ANTIQUITE

Habib BAKLOUTI

Université de Tunis

Mail : habibbaklouti@yahoo.fr

Résumé : *En Tunisie et dans le bassin occidental de la Méditerranée, l'histoire commence avec la fondation d'une ville, Carthage, à la fin du IX^e siècle a.C. Depuis lors, cette histoire parcourt, jusqu'à nos jours, plus de 2800 ans. Elle est incontestablement l'histoire la plus longue en Méditerranée occidentale et elle a indéniablement beaucoup apporté à l'édification de la civilisation méditerranéenne.*

Ce texte s'intéresse au problème de l'eau dans l'histoire de Carthage. Ce problème est d'autant plus crucial que, dans l'Antiquité comme de nos jours, dans un pays comme la Tunisie, situé à la lisière septentrionale du plus grand désert du monde, l'eau vient en tête de liste des denrées considérées rares et précieuses. La matière se prêtant au traitement de ce problème est profuse et complexe. A travers les exemples d'installations et ouvrages hydrauliques, nous cherchons notamment à appréhender la faculté d'adaptation dont avaient fait preuve nos devanciers et les solutions les plus ingénieuses qu'ils avaient apportées pour assurer l'alimentation de leurs villes en ce liquide vital dont elles avaient tant besoin.

Mots clés : *Antiquité, Aqueduc, Archéologie, Carthage, Citernes, Nymphée, Puits, Pluies.*

Abstract : *In Tunisia and in the eastern basin of the Mediterranean sea, history starts with the city foundation of Carthage, at the end of the IXth Century B.C. Since that moment, this history has covered so far more than 2800 years. It is, undoubtedly, the longest history of the eastern Mediterranean. Also, it is undeniable that it has brought a lot to the construction of the Mediterranean civilization. This text is interested in the water supply problem in Carthage history. This problem is all the more crucial since, like nowadays, antiquity in a country such Tunisia is located at the edge of the northern side of the largest desert in the world, water comes on top of the rare and precious commodities. The material taken into consideration to the treatment of this problem is abundant and complex. Through the examples of installations and hydrolic works. We specially look for dreading the adaptation faculty which our pioneers have proved as well as the most ingenious solutions that they have brought to ensure the city supply of vital liquid which they need so much.*

Key Words : *antiquity, aqueduct, archeologie, Carthage, tanks, water, water lily, wills, rains, urbanism.*

Introduction

Vers 814 a.C., voilà bientôt trois mille ans, une princesse d'Orient, du nom d'Elissa, soeur de Pygmalion, roi de Tyr en Phénicie, vint en Libye présider à la fondation d'une "Ville-Neuve", une "*Qart hadasht*" dans la langue cananéenne de ses fondateurs, celle-ci même dont le nom fut corrompu plus tard en "*Karchedôn*" par les Grecs anciens et en *Karthago* par les latins. C'était Carthage telle qu'elle est encore appelée aujourd'hui ; cette ville éternelle au sein de laquelle les organisateurs des travaux du présent colloque ont bien voulu nous faire le plaisir et l'honneur de nous convier. Chers collègues et invités, Mesdames et Messieurs, soyez les bienvenus dans la ville d'Elissa, au pays de l'agronome Magon, du Grand Hannibal, de Tertullien, de Saint Augustin et, que dis-je, de bien d'autres illustres Carthaginois qui, en un moment ou en un autre de l'histoire de l'humanité, avaient profondément marqué de leur génie et de leurs faits la civilisation méditerranéenne et dont tout méditerranéen se doit, par conséquent, de faire prévaloir l'héritage.

1. Spécificités et particularités de la fondation de Carthage

1. 1. Les fondateurs

Le récit de la fondation de Carthage, nous apprend que, dans son œuvre de fondation, Elissa était particulièrement assistée de nombreuses familles appartenant à la haute aristocratie tyrienne et chypriote qui étaient venues se joindre à elle et apporter à la Ville-Neuve leur savoir et leur savoir-faire. Des notables de la ville d'Utique étaient venus de leur ville rendre hommage à leur princesse. Ils avaient certainement une très bonne connaissance des lieux pour savoir qu'il n'y avait pas, dans les environs, de site mieux approprié que celui sur le rivage duquel vinrent échouer les navires des nouveaux venus. Il paraît même que des tractations étaient déjà préalablement engagées avec les autochtones de la tribu des *Maxitani* (les *Mazices* dans les textes grecs) qui peuplait alors le Nord-est de la Tunisie. C'étaient ces

autochtones qui, nous dit l'abréviateur Justin, "Attirés par l'espoir du gain, ... accouraient en foule pour vendre leurs denrées à ces hôtes nouveaux. Ils s'établissaient parmi eux et, leur nombre toujours croissant, donna bientôt à la colonie l'aspect d'une ville". "Ainsi, écrit Justin, du consentement de tous, Carthage est fondée". C'est dire, somme toute, que rien ne fut laissé au hasard ni à l'improvisation et ce, contrairement à ce que voulaient nous faire croire le récit de la fondation dont les événements qu'il nous relate sont, parfois, trop enrobés de romantisme et de légende. Pour se démarquer politiquement de sa métropole et assumer ainsi l'intégralité de son devenir, elle adopta très tôt une divinité poliade, *Baal Hammon*, auquel elle adjoignit bientôt une parèdre, *Tanit*, dite face de *Baal* (*pené Baal*), la "Notre Dame" de Carthage qui dépassa de célébrité le dieu Maître de la destinée de la ville. Bien que Carthage d'Elissa demeura au fond bien attachée à la culture phénicienne orientale dans laquelle elle avait continué à puiser son identité sémitique, elle sut cependant s'adapter aux faciès culturels des peuples de l'occident méditerranéens, sur lesquels elle avait établi une domination politico-économique des plus restrictives (l'empire de Carthage), et exercer sur eux une influence telle, qu'au fil des siècles, une nouvelle civilisation vit le jour, la civilisation dite punique.

1. 2. *Le site*

Carthage est fondée dans une position géographique des plus stratégiques de la Méditerranée et dans un des plus beaux paysages du monde. Cantonnée au fond d'un golfe, en plein milieu de la Méditerranée, sur la pointe Nord-est de la Tunisie, elle contrôlait avec rigueur, vigilance et discrétion le détroit de Sicile, point de passage obligé entre l'Orient et l'Occident méditerranéens

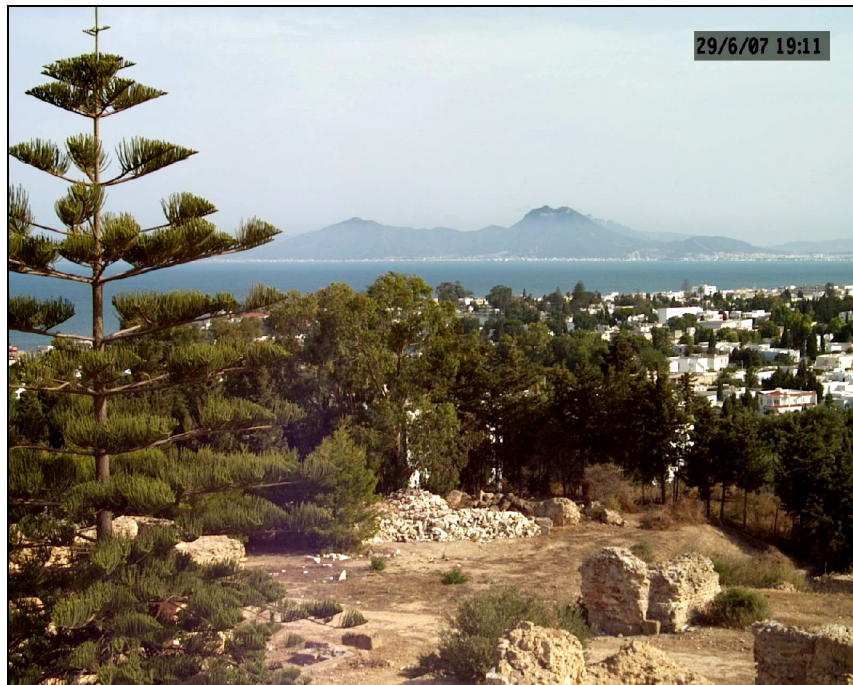


Fig. 1 : Le golfe de Carthage

On construisit la ville de Carthage sur le côté sud-est d'une péninsule qui, se terminant au Nord et au Sud par deux bras tentaculaires, et se rattachant au continent par un isthme de 5km environ de large (isthme que ferme, à l'Ouest, les élévations des Jebel Ennahli et Jebel Lahmar), évoque, pour les uns, l'image d'une tête de flèche tournée vers l'Orient, pour les autres, celle d'un navire à l'ancre, pour d'autres enfin, celle d'une ancre gigantesque jetée vers le large.



Fig. 2 : La péninsule de Carthage

Au-delà de cette ceinture de collines s'étalaient, vers l'Ouest et le Nord-ouest, les riches et fécondes plaines de Mégara (Louina-Soukra-Gammarth), dont le sol, à texture argilo-sableuse, est de tout temps propice à l'arboriculture.

1. 3. *Les caractéristiques climatiques et le problème de l'eau*

Que dire du climat qui baigne cette péninsule sinon qu'il est méditerranéen à nuance semi-humide. Profitant amplement de l'influence régulatrice de la mer (humidité et brise de mer) ainsi que de la latitude ($36,9^\circ$ Nord), la péninsule de Carthage n'échappe pas pour autant, complètement, au type de climat qui caractérise le continent auquel elle se rattache, la Tunisie.

Située à la lisière septentrionale du plus grand désert du monde (le Sahara), celle-ci se trouve de tout temps sensiblement marquée par l'aridité. En été, rares sont les régions dans ce pays qui échappent aux excès de la chaleur et de la sécheresse. A Carthage, la moyenne des maxima quotidiens du mois d'août, dépasse les 30°C . On y connaît même quelques jours de sirocco où les températures dépassent aisément les 40°C ., et ce, aussi bien dans l'Antiquité que de nos jours. Mais c'est plutôt l'hiver et la saison humide qu'il représente qui fait la distinction entre les différentes régions de la Tunisie. A Carthage, les températures les plus fréquentes, de décembre jusqu'en février, se situent, comme sur la majeure partie de la côte est de la Tunisie, entre 11 et 13°C . ; les gelées et les chutes de neige y sont des exceptions rares. Les pluies les plus abondantes et, souvent les plus violentes, tombent en automne où elles peuvent atteindre, parfois, plus de 380mm , sachant que la moyenne annuelle se situe entre 450 et 500mm . La saison humide y est, cependant, irrégulière dans sa durée ainsi que dans les dates de son avènement. Les premières pluies commencent à tomber le plus souvent fin septembre-début octobre et continuent à tomber par intermittence jusqu'à mars-avril ; mais elles peuvent s'arrêter dès le mois de décembre comme elle peuvent connaître un retard de plus de deux mois, voire plus, ce qui est, évidemment, gravement compromettant pour les cultures, le bétail et, par là même, les hommes. C'est dire que, dans l'Antiquité comme de nos jours, c'est beaucoup plus la répartition géographique et saisonnière des pluies que leur quantité qui constitue le fond du problème de l'eau en Tunisie.

Quoi qu'il en soit, et d'une façon générale, Carthage n'avait relativement pas beaucoup à se plaindre, dans l'Antiquité comme de nos jours, de l'insuffisance en ressources hydrauliques. Son bilan hydrique est, tant bien que mal, positif et il y a toujours de quoi réalimenter sa nappe phréatique. Car, beaucoup plus de ce qu'elle est devenue aujourd'hui,

Carthage n'aurait jamais été, pendant plus d'un millier d'années, l'une des capitales les plus peuplées du monde méditerranéen si jamais le problème de l'eau y était d'une grande acuité : l'eau provenant de la nappe phréatique, ajoutée à celle tombant du ciel et méticuleusement conservée dans des réservoirs publics ou dans des citernes privées, pourvoyait déjà aux besoins de la ville et pour boire, et pour irriguer et pour entretenir son hygiène et, enfin, pour faire fonctionner des industries grandes consommatrices d'eau dans lesquelles les Carthaginois, comme leurs ancêtres phéniciens, avaient acquis une grande réputation, à savoir la tannerie, la teinturerie et les textiles d'une façon générale.

2. La gouvernance de l'eau à Carthage dans l'Antiquité

2. 1. Installations et monuments d'eau à Carthage dans l'Antiquité punique

La tradition littéraire et, surtout, l'archéologie, nous apprennent que, dès la fin du VII^e siècle a.C., Carthage, devenant une grande ville, bénéficiait d'ores et déjà d'un tissu urbain assez développé qui répondait presque à toutes les normes de cet urbanisme "savant", préconisé deux siècles plus tard par les philosophes grecs. Dans un Etat aussi institutionnalisé que Carthage et dans une ville où l'urbanisme faisait l'objet d'une étude résolument délibérée, l'élément hydraulique devait représenter l'un des piliers des "plans directeurs" de l'aménagement urbain. Et si la documentation archéologique en matière d'hydraulique édilitaire pour la période punique est, dans l'état actuel des connaissances, fort indigente, nous disposons cependant d'une documentation relativement profuse en matière de ce que nous appelons "la petite hydraulique". En effet, dans chaque maison punique, l'on se devait d'être équipé, selon les convenances de la topographie du terrain, d'une citerne ou d'un puits et parfois des deux installations ensemble, disposées l'une à côté de l'autre dans la cour de la même demeure. ? Carthage par exemple, dans le quartier dit d'Hannibal, quartier résidentiel construit sur le flanc méridional de la colline de Byrsa, où les habitations étaient disposées en immeubles, une seule citerne, le plus souvent oblongue, arrondie sur ses deux petits côtés, profonde de trois mètres environ, longue de trois à quatre mètres et large dans les limites de un mètre, desservait tous les résidents de l'immeuble (fig. 3).



Fig. 3 : Citerne punique à Byrsa



Fig. 4 : Salle de bain à Kerkouane

Par contre, dans le quartier dit de Magon, situé dans la ville basse à front de mer, les maisons, plutôt vastes et somptueuses, disposaient parfois et d'un puits et d'une citerne nourrie en eau par un tube de terre cuite qui, encastré dans la maçonnerie, recueillait l'eau de pluie tombant sur la terrasse. ? Kerkouane, une autre cité punique de Tunisie, située au Cap Bon, à une dizaine de kilomètres au Nord de Kélibia, les citernes sont inexistantes. Chaque maison disposait d'un puits, le plus souvent de section quadrangulaire (carré), et était équipée d'une salle d'eau dotée, le plus souvent, d'une baignoire dite "baignoire-sabot" et où l'usage du plomb comme matériaux de tuyauterie n'était pas rare (fig. 4). ? Kerkouane, aussi bien qu'à Carthage, l'on peut constater la présence d'une voirie si minutieusement organisée et si délibérément préconçue qu'elle ne peut être que l'expression d'une civilisation bien évoluée et d'une volonté politique où l'hydraulique publique était comptée parmi les priorités majeures de l'aménagement urbain.



Fig. 5: Batterie de citernes à Hammam Bazzez

? Ras Ed-Drak, tout près d'el-Haouaria au Cap Bon, ou à Hammam Bazzez, dans la région montagneuse du Nord-ouest tunisien, des fortifications militaires de période punique, étaient dotées de plusieurs batteries de petites citernes qui, aménagées sur les flancs les plus abruptes du mont ou du piton sur lequel se dressaient celles-ci, tenaient en même temps lieu de structures de soutènement (fig. 5)

Bien que découvertes dans un contexte architectural qui relevait plutôt du domaine militaire, ces batteries de citernes pourraient apporter un éclairage sur ce que devait être l'hydraulique édilitaire dans une ville telle que Carthage où l'on se devait, quoiqu'il en soit, de préconiser une "politique d'eau" pour pouvoir subvenir, en temps de guerre comme en temps de paix, aux besoins de ses habitants.

2. 2. Installations et monuments d'eau à Carthage dans l'Antiquité romaine

Jamais dans l'Antiquité tunisienne, et à la lumière de ce dont nous disposons comme documentation archéologique, une politique de l'eau n'a été aussi bien conçue, accomplie et réussie que pendant la période africo-romaine. Les empereurs romains et les collectivités locales firent de l'eau une affaire d'Etat, comme d'ailleurs le pain et le cirque. Ils se voyaient dans le devoir de la fournir gratuitement, sauf exception, à tout citoyen relevant de leur autorité politique.

En Tunisie, les vestiges des monuments et ouvrages qui témoignent de cette œuvre sont on ne peut plus nombreux et variés. On en trouve de tout : du puits à la galerie drainante, de la petite citerne au château d'eau, de la conduite de surface à l'aqueduc, du bassin d'irrigation au barrage, de la fontaine du quartier au *nymphaeum* monumental, des thermes aux latrines, etc. Retenons, à titre d'illustration pour la présente communication, les ouvrages et monuments les plus spectaculaires et les mieux connus : les citernes de la Malga à Carthage et l'aqueduc de Zaghouan.

- Les vestiges des citernes dites de la Malga sont situés au nord nord-ouest de la colline de Byrsa. C'est une batterie de quinze citernes longitudinales accolées les unes aux autres, que ferme, du côté sud, un compartiment transversal qui avait probablement servi de compartiment de service (fig. 6). L'ensemble formait un rectangle de 131m environ de long sur 102m environ de large. Voûtées en berceau, les citernes avaient chacune, intérieurement, 100m de longueur, 7,5 m de largeur et 4 m de profondeur d'eau. Ainsi, leur contenance maximale, qui s'élevait à plus de 44 000m³ environ, faisait d'elles le réservoir d'eau le plus grand de l'Antiquité romaine. Parce que longé sur toute la longueur de sa façade méridionale par un tronçon de l'aqueduc de Carthage, d'aucuns avaient cru que c'était

par le biais de cet aqueduc que le réservoir était alimenté en eau. Or, les investigations archéologiques n'ont pas pu encore établir de rapports fonctionnels entre les deux monuments. Par ailleurs, la construction des citernes de la Malga précédait d'un siècle environ celle de l'aqueduc, réalisée probablement au milieu du II^e siècle ap. J.-C. Aussi, la question de l'alimentation en eau du gigantesque réservoir reste-elle encore à élucider.



Fig. 6: Citernes de la Malga à Carthage

- Parcourant 132km à travers plaines, collines et vallons, l'aqueduc de Carthage, que nous venons d'évoquer ci-dessus, est l'aqueduc le plus long de l'Antiquité romaine (fig. 7). Son débit maximal est estimé à de $25000\text{m}^3/\text{jour}$, soit une consommation moyenne de 2501 litres/jour par tête d'habitant, sur la base d'une population estimée à 100 000 habitants au II^e siècle. Bicéphale, il allait puiser le précieux liquide dans deux sources majeures : celle de Zaghouan, à une cinquantaine de kilomètres à vol d'oiseau de Carthage (fig. 8), et celle de Djougar, située à une trentaine de kilomètres au sud-ouest de Zaghouan. ...



Fig. 7 : Aqueduc de Zaghouan-Carthage

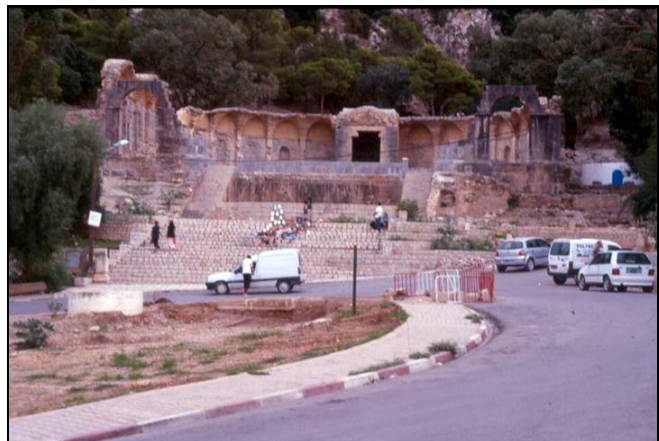


Fig. 8 : Nymphée de Zaghouan

Témoignage très éloquent d'une technique jamais atteinte jusque là en matière d'hydraulique, l'aqueduc de Zaghouan a suscité, de tout temps, l'admiration. Sa partie aérienne, longue de plus de 17km, marqua à jamais, par la hauteur et la cadence majestueuse de ses arcades, le raffinement de ses matériaux et la beauté de son architecture, les vallées de l'oued Ellil et de l'oued Miliane. L'admiration que suscita et continue à susciter cet aqueduc est d'autant plus grande que sa longévité a défié le temps. Il est généralement admis que la décision d'entreprendre l'édification de cet

aqueduc fit suite au voyage effectué en 128 ap. J.-C. par l'empereur Hadrien en Afrique Proconsulaire qui était alors fortement éprouvée par une sécheresse qui sévissait depuis plusieurs années. L'on a pris l'habitude d'établir, sans pouvoir le prouver, une relation de cause à effet entre l'édification de cet aqueduc et la construction à Carthage d'une autre installation non moins grandiose, les thermes d'Antonin, dont une inscription date l'achèvement des travaux en 162 p. C. (fig. 9)



Fig. 9 : Thermes d'Antonin à Carthage

L'aqueduc de Zaghouan-Jougar continua à fonctionner au moins jusqu'à la fin de la période vandale (536 p.C.). On pense que pendant la période byzantine, période qui était marquée par la fréquence des troubles politiques et de l'insécurité dans les campagnes, l'aqueduc commençait à battre de l'aile sans qu'on puisse dire qu'il fut complètement mis hors service. Mais ce n'était pas pour autant fini. Plus de six siècles plus tard, le sultan hafside, Abu Abdullah Mohammed I^{er}, alias al-Mustancir, lui redonna vie en lui apportant, de 1250 à 1267, les réparations nécessaires pour le rattacher, par de nouvelles constructions, à la Kasbah de Tunis à travers les jardins de Ras-at-Tabia, du Bardo et de la Rabta.

Etrange destinée que celle connue par l'aqueduc de Carthage et par bien d'autres monuments d'eau qui, surgissant de l'Antiquité et faisant fi des vicissitudes de l'histoire, traversèrent le temps et constituèrent, pour ainsi dire, l'expression la plus éloquente de cet esprit de continuité, d'enchaînement et de persévérance qui avait caractérisé, de tout temps et dans presque tous les domaines, l'empirisme tunisien.

Bibliographie

- Baklouti, H., 2003 : "Les citernes de la Malga à Carthage", *Africa* (Nouvelle Série), Séances scientifiques I, p. 129-161
- Barreca, F., 1983 : "Le fortificazioni puniche sul Capo Bon. II. Ras ed-Drek", *Prospezione archeologica al Capo Bon*, II, Rome, CNR, p. 17-28.
- Decret, F., 1977 : *Carthage ou l'Empire de la mer*, Paris, Seuil.
- Ennabli, A. (Directeur de la publication), 1992 : *Pour sauver Carthage. Exploration et conservation de la cité punique, romaine et byzantine*, Paris, Unesco/INAA.
- Fantar, M. H., 1993 : *Carthage. Approche d'une civilisation*, 2 tomes, Tunis, Alif.
- Gras, M., P. Rouillard, J. Teixidor, 1989 : *L'univers phénicien*, Paris, Arthaud.

- Gsell, S., 1972 : *Histoire ancienne de l'Afrique du Nord* (abrégé *H.A.A.N.*), 2^e éd., Otto Zeller Verlag . Osnabrück.
- Henia, L., 1993 : *Climat et bilans de l'eau en Tunisie*, Tunis, Publications de l'Université de Tunis.
- Heurgon, J., 1976 : "L'agronome carthaginois Magon et ses traducteurs en grec et en latin", *CRAI*, p. 441-456.
- Kassab, A., H. Sethom, 1980 : *Géographie de la Tunisie, Le pays et les hommes*, Tunis, Publications de l'Université de Tunis.
- Lancel, S., 1992 : *Carthage*, Paris, Fayard.
- Lassère, J.-M., 1977 : *Ubique populus*, Paris, CNRS.
- Lézine, A., 1968 : *Carthage Utique. Etude d'architecture et d'urbanisme*, Paris, CNRS.
- _____, 1969 : *Les thermes d'Antonin à Carthage*, Tunis.
- Picard, G. Ch., 1990 : *La civilisation de l'Afrique romaine*, 2^e éd., Paris, Etudes Augustéennes.
- Rakob, F., 1979 : "L'aqueduc de Carthage", *Dossiers de l'archéologie*, 38, oct.-nov., p. 34-42.
- _____, 1992 : "L'habitat ancien et le système urbanistique", dans A. Ennabli, *Pour sauver Carthage*, Paris, UNESCO/INAA, p. 29-38.
- Saumagne, Ch., 1928-1929 : "Notes de topographie carthaginoise : I , « La *Turris Aquaria* »", *BAC*, p. 629-664.
- Sznycer, M., 1978 : "Carthage et la civilisation punique", dans *Rome et la conquête du monde méditerranéen. 2. Genèse d'un empire* (s. dir. de Cl. Nicolet), Paris, PUF, coll. « Nouvelle Clio », p. 545-593.
- _____, 1986 : "Le problème de la "Mégara" de Carthage", *Histoire et archéologie de l'Afrique du Nord*, III^e coll. Int., Montpellier (1^{er}-5 avril 1985), Paris, CTHS, p. 123-135.
- Wilson, A. I., 1998 : "Water supply in ancient Carthage", *Journal of Roman Archaeology*, supplementary series number 28, 1998, p. 65-102, p. 81-84.

MODES DE VARIABILITE INTERANNUELS DE L'ANOMALIE DE LA TEMPERATURE DE SURFACE DE LA MER (SSTA) ET PLUVIOMETRIE EN TUNISIE

MOHAMED BEN SAKKA

INFOGIS : 12, rue Tahar Ben Achour - Le Bardo – Tunisie.

Email : Sakkatns@yahoo.fr

Résumé : *On montre par différentes méthodes d'analyse spectrale (spectres de puissance, filtrage numérique, etc.), l'existence de deux modes de variabilité océaniques inter annuelles détectés dans le paramètre Anomalie de la Température de Surface de la Mer (SSTA), périodiques et de périodes respectives : 2 – 3 ans et 6 – 10 ans. On constate alors que le premier mode (2 – 3 ans) a une envergure planétaire, et règne à la fois sur le Pacifique équatorial (zone dominée par le phénomène El Nino), l'Atlantique Nord et la mer méditerranée. A partir de là, et en suivant les mêmes méthodes d'analyse spectrale, on a pu montrer de façon probante la forte corrélation entre les modes de variabilité de l'anomalie de la température de surface de la mer (SSTA) cités auparavant, et ceux des cumuls pluviométriques observés par des stations pluviométriques tunisiennes de la Direction Générale des Ressources en Eau du Ministère tunisien de l'Agriculture et des Ressources Hydriques.*

Mots clés : *SSTA, Cumul pluviométrique mensuel en Tunisie, modes de variabilité, analyse spectrale.*

Abstract : *Through different methods of spectral analysis, we show the existence of two oceanic inter-annual variability modes detected by the anomaly parameter of water surface temperature, of the respective period 2-3 years and 6-10 years. We are deduce that the first mode (2-3 years) has a global scale and prevails on the equatorial pacific (EL Nino area of dominance), the Atlantic ocean and the Mediterranean sea. Following the same methods, we could show the strong correlation between anomaly variability modes and water surface temperatures as well as the quantity of rain observed by tunisian stations of the General Direction of water resources of Tunisian Ministry of agriculture and hydric Ressources.*

Key words : *monthly rain Cumulus in Tunisia, variability modes spectral analysis.*

1. Introduction

Plusieurs études de recherche ont eu le mérite d'aborder le problème difficile du couplage terre-océan-atmosphère essentiellement pour corriger les modèles de prévision de la circulation atmosphérique générale. En effet, cette circulation résulte en grande partie du déséquilibre énergétique du système terre-océan-atmosphère. Ce déséquilibre varie en fonction de la latitude et de l'altitude. Ainsi, s'opèrent dans les différentes couches de l'atmosphère et aussi dans les océans des transferts d'énergies à différentes échelles compensant les déficits et équilibrant globalement les bilans énergétiques à l'échelle planétaire (Corti, S., F. Molteni, et T. N. Palmer, 1999). Ces transferts d'énergie se réalisent notamment par le biais des modes de variabilité (ondulations atmosphériques ou océaniques qui sont généralement périodiques) entre l'océan, l'atmosphère et la terre, et peuvent en interagissant entre eux et avec le milieu dans lequel ils se propagent lier les différentes échelles entre elles permettant ces transferts en cascade. Ces modes de variabilité ou ondulations sont couramment responsables de situations climatiques, en particulier de perturbations génératrices de précipitations ou de sécheresse.

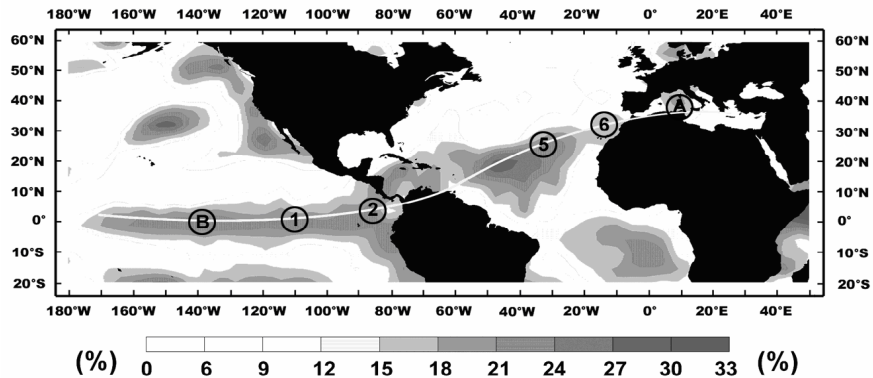
Par les méthodes d'analyse spectrale (méthode de l'entropie maximale et le filtrage numérique récursif de second ordre de Butterworth, on a pu déterminer l'existence de deux modes de variabilités océaniques inter annuelles détectés dans le paramètre SSTA, périodiques et de périodes respectives : 2 – 3 ans et 6 – 10 ans. Le premier mode (2 – 3 ans) règne à la fois sur le Pacifique équatorial, l'Atlantique Nord et la mer méditerranée a une envergure planétaire. Le deuxième 6 – 10 ans domine la zone Nord de l'Atlantique et est fortement corrélé avec l'indice d'oscillation nord atlantique (NAO) (Watanabe, M. et T. Nitta, 1999).

Grâce à l'étude de ces modes de variabilité, on a pu montrer qu'au Nord de la Tunisie, il existe une forte corrélation entre les fluctuations de l'anomalie de la température de surface de la mer (SSTA) et celle des cumuls pluviométriques observés par des stations pluviométriques les quels cumuls fluctuent en composant avec les modes de variabilités 2 – 3 ans et 6 -10 ans trouvés dans le paramètre SSTA.

1. Etude du mode de variabilité 2 - 3 ans

La répartition spatiale du rapport de variances entre les séries chronologiques réelles et celles filtrées autour de 2 – 3 ans (figure 1) montre que la variabilité considérée possède de fortes proportions de la variance totale (allant jusqu'à 30%) aussi bien au Pacifique qu'à l'Atlantique et en méditerranée.

Figure 1: Rapport de variances (%) entre les séries chronologiques filtrées autour de 2 - 3 ans et les séries réelles de la SSTA



D'un autre côté, le calcul de corrélation entre la série chronologique de la SSTA relatif au point de grille A situé au Nord de la Tunisie et les séries de tous les autres points de grille de la zone d'étude et toutes filtrées autour de 2 - 3 ans, montre que les fortes valeurs de cette corrélation coïncident avec celles du rapport de variance de la figure 1. Il en ressort donc, que cette variabilité 2 – 3 ans possède une zone d'influence privilégiée symbolisée par le trait blanc continu. Ceci a été confirmé par l'analyse temps-fréquence en calculant la moyenne temporelle des coefficients d'ondelettes de type Morlet.

1.1 Mise en évidence de l'impact direct du phénomène El Nino sur la zone de la méditerranée occidentale

En reprenant l'étude des séries chronologiques filtrées autour de 2 – 3 ans situées seulement dans la zone d'influence axée sur le trait blanc (figure 1), on a pu constater que les valeurs de la SSTA relatives à tous les points et représentés dans la figure 1 (B, 1, 2, 5, 6 et A du Nord de la Tunisie), fluctue pratiquement en phase entre eux. Ceci est illustré dans la figure 2 où l'on a représenté l'évolution temporelle de cette SSTA pour les différents points en question dans la bande 2 – 3 ans. Finalement on montre avec ceci que l'une des composantes essentielles du phénomène El Nino atteint bien la Méditerranée occidentale passant par l'océan Atlantique via le tracé blanc de la figure 1. En plus, les fluctuations en phase traduisent le fait que le phénomène El Nino agit aussi instantanément sur la Méditerranée via cette composante 2 – 3 ans.

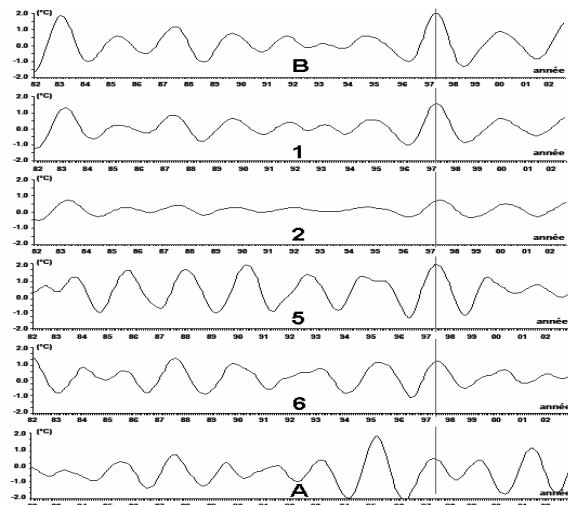
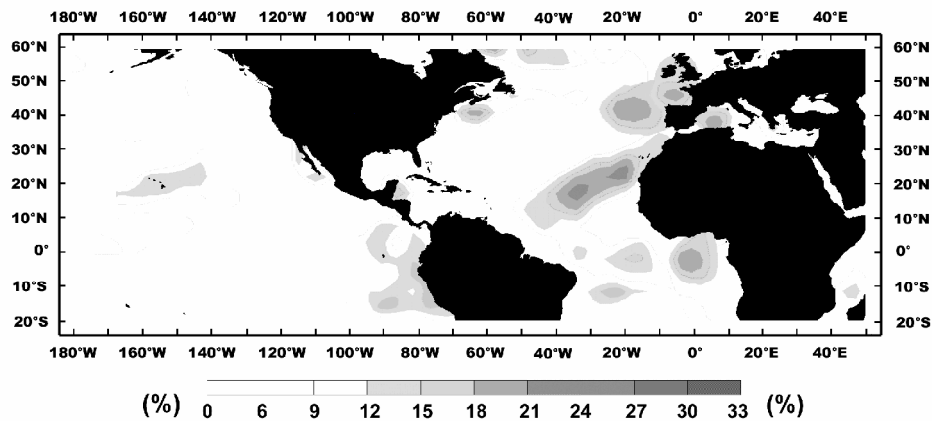


Figure 2 : Fluctuations en phase de la SSTA filtrées autour de 2 – 3 ans pour les points de grille situés sur le tracé continu

2. Etude du mode de variabilité 6 - 10 ans

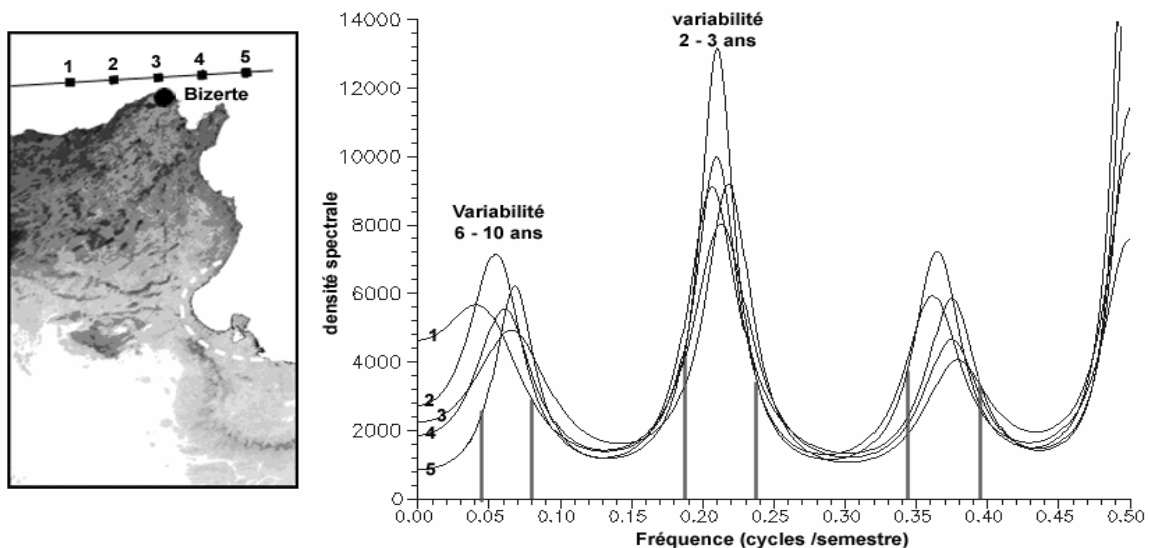
D'un autre côté, la répartition spatiale du rapport de variances entre la série chronologique réelle et la série filtrée dans la bande 6 – 10 ans (figure 3) montre que cette variabilité possède cette fois-ci, de fortes proportions de la variance totale (jusqu'à 30%) dans zone Nord l'océan Atlantique. On montre que ce mode de variabilité est fortement corrélé avec les fluctuations de l'indice d'oscillation Nord atlantique (NAO) et qu'il se propage du Sud vers le Nord (Stockton, C. W., et M. F. Glueck, 1999 - Delworth, T. L., et M. Mann, 2000).

Figure 3: Rapport de variances (%) entre les séries chronologiques filtrées Autour de 6 - 9 ans et les séries réelles de la SSTA



L'analyse menée à une échelle plus fine (Nord de la Tunisie) confirme bien ce que l'on a avancé précédemment. En effet, l'étude chronologique de cinq points de grille situés en mer et répartis comme indiqués sur la figure 4 montre que les spectres de puissance (MEM) indiquent la présence de pics significatifs autour de la 6 – 10 ans, 2 – 3 ans et le troisième représentant le pic de la variabilité annuelle du paramètre SSTA en ces points.

Figure : 4 Spectres de puissance de la SSTA relatifs aux points de grilles du Nord de la Tunisie (1, 2, 3, 4 et 5)

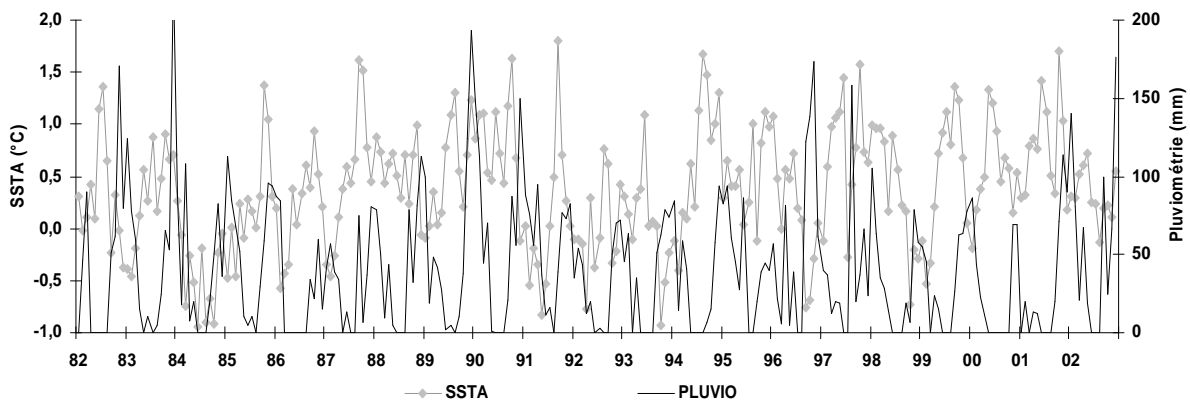


Ces spectres de puissance traduisent le fait qu'au Nord de la Tunisie, les fluctuations de la SSTA sont le fruit d'une composition modulante, entre autres, l'amplitude des deux variabilités 2 – 3 ans et 6 – 10 ans.

3. Relation entre pluviométrie et la ssta

Dans cette partie, on va déterminer dans ces différentes échelles la corrélation existante entre les fluctuations de la SSTA et celle de la pluviométrie au Nord de la Tunisie. Pour cela, on a eu recours d'une part, aux données du cumul pluviométrique mensuel d'un ensemble de stations pluviométriques (Ain Draham, Bizerte, et Tunis M, etc..) et aux données de la moyenne mensuelle de la SSTA d'autre part. Dans ce document, on va présenter la corrélation entre les fluctuations des données pluviométriques de la station de Bizerte avec celles de la SSTA du point de grille 3 le plus proche de Bizerte (voir figure 4). Il est important de noter que l'analyse des données brutes des deux paramètres a été infructueuse car il nous a été difficile de constater une quelconque relation entre les deux séries chronologiques brutes (figure 5). Pour cette raison, on a eu recours au filtrage numérique afin d'isoler chacun de ces modes de variabilité et de pouvoir l'étudier à part.

Figure : 5 Evolutions mensuelles de la SSTA (°C) relatif au point de grille 3 et du cumul pluviométrique mensuel (mm) observé dans la station de Bizerte

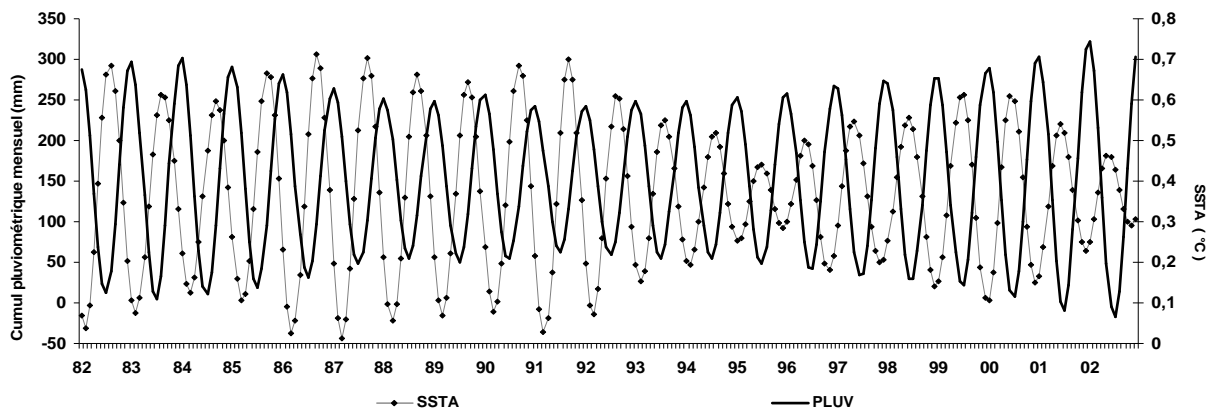


Dans ce qui suit, on va présenter les résultats l'étude des variabilités trouvées.

3.1 Cas de la variabilité annuelle

En filtrant les deux séries chronologiques relatives au cumul pluviométrique mensuel de la station de Bizerte et de la moyenne mensuelle de la SSTA autour de 2 – 3 ans, on a constaté la SSTA évolue avec des maxima périodiques situés vers les mois d'août et de septembre arrivant avant les maxima du cumul pluviométrique qui sont situés vers les mois de décembre et de janvier. Les fluctuations annuelles de la SSTA sont donc en avance de phase (4 à 5 mois) par rapport aux fluctuations de la pluviométrie.

Fig : 6 Evolutions mensuelles de la pluviométrie (station de Bizerte) et de la SSTA (valeurs filtrées autour de 12 mois) à partir des valeurs réelles de la figure 5



3.2 Cas de la variabilité 2 – 3 ANS

De la même manière, en filtrant les deux séries chronologiques brutes relatives à la SSTA et à la pluviométrie cette fois-ci autour de 2 – 3 ans, on a pu remarquer (figures 7 et 8) qu'il existe à cette échelle une bonne concordance entre les fluctuations des deux paramètres à cette échelle temporelle. Aussi, on a constaté que ces deux séries filtrées sont pratiquement en phase (fig. 7- 8).

Figure 7 : Evolution chronologique de la moyenne mensuelle de la SSTA (°C) comparée à sa série filtrée dans la bande 2 – 3 ans

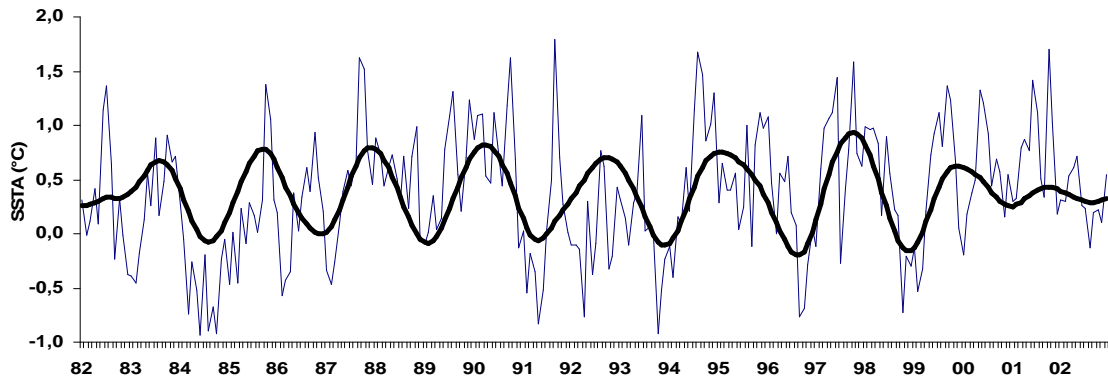
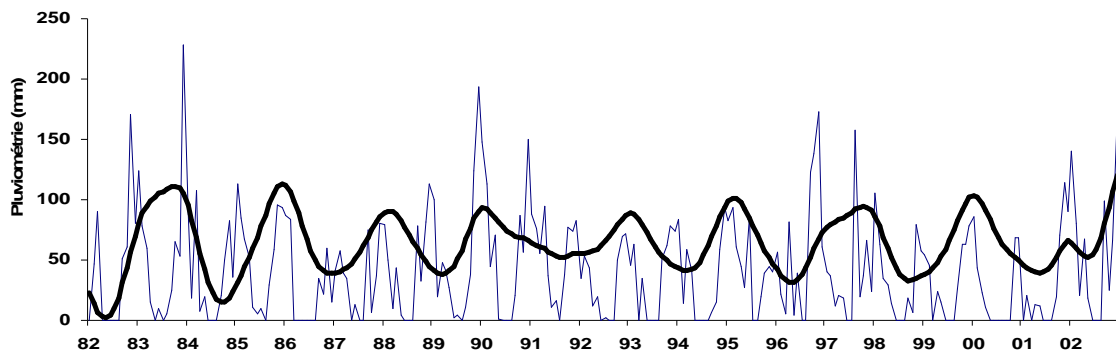


Figure 8 : Evolution chronologique du cumul pluviométrique mensuel (mm) comparée à sa série filtrée dans la bande 2 – 3 ans



3.2.1 Cas de la variabilité 6 – 10 ans

De la même façon et en filtrant, cette fois-ci autour de 6 – 10 ans, les deux séries chronologiques brutes relatives à la SSTA et à la pluviométrie, on remarque (figures 9 et 10) qu'aussi bien pour la SSTA et la pluviométrie, le mode 6 – 10 ans est bien incrusté dans les séries chronologiques mensuelle relatives à ces deux paramètres.

Figure 9 : Evolution chronologique de la moyenne mensuelle de la SSTA (°C) comparée à sa série filtrée dans la bande 6 – 10 ans

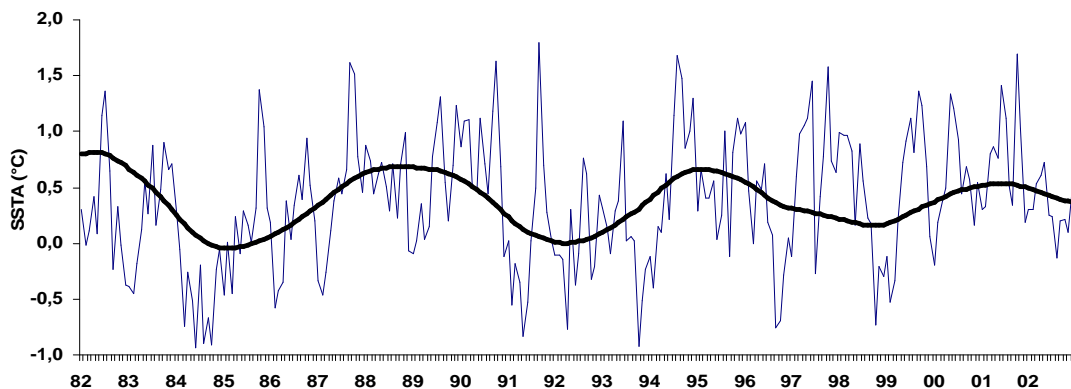
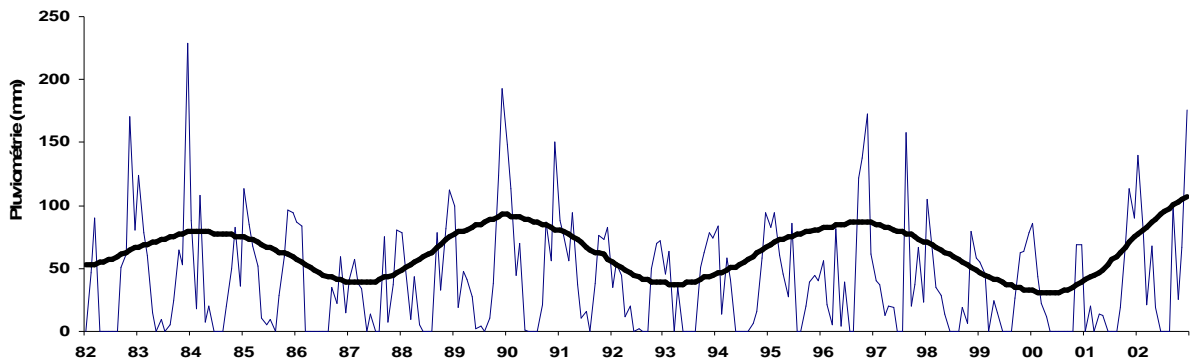


Figure : 10 : Evolution chronologique du cumul pluviométrique mensuel (mm) comparée à sa série filtrée dans la bande 6 – 10 ans



Par contre, on constate que contrairement au mode 2 – 3 ans, il existe pour le mode de 6 – 10 ans un déphasage entre la SSTA et la pluviométrie. En effet, la SSTA est en avance de phase par rapport à la pluviométrie d'environ une année. Une étude plus poussée nous renseignerait sur l'origine de ce déphasage.

Conclusion

Les séries chronologiques de la SSTA et de la pluviométrie filtrées par un filtre passe bande dont la fréquence de coupure est centrée autour des 12 mois, montre que de l'anomalie de température de surface de la mer, possédant des maxima au cours des mois d'août – septembre, est en avance de phase de 5 à 6 mois par rapport à la variabilité annuelle de la pluviométrie dont les maxima se situent autour de décembre – janvier.

L'étude de l'anomalie de la température de surface de la mer (SSTA), caractérisée par la présence en mer de noyaux chauds, nous a permis de constater que les fluctuations de ce paramètre est composée essentiellement par deux modes de variabilités temporelles, en l'occurrence 2 - 3 ans et 6 – 10 ans. Ces mêmes modes composent aussi les fluctuations du cumul pluviométrique mensuel d'un bon nombre de stations du Nord de la Tunisie. Ceci traduit le fait qu'à ces deux échelles, l'anomalie de la température de surface de la mer (SSTA) et la pluviométrie au Nord de la Tunisie sont intimement liés et que par conséquent, l'augmentation de la SSTA est généralement suivie par des manifestations pluvieuses comme par exemple 1987, 1990 - 1991, 1996 et 1997.

Références Bibliographiques

- Bjerknes, J., 1964: Atlantic air-sea interaction, *Adv. Geophys.*, **10**, 1-82
- Corti, S., F. Molteni, et T. N. Palmer, 1999: Signature of recent climate change in frequencies of natural atmospheric circulation regimes. *Nature*, **398**, 799-802
- Delworth, T. L., et M. Mann, 2000: Observed and simulated multidecadal variability in the Northern Hemisphere. *Climate Dynamics*, **16**, 661-676
- Stockton, C. W., et M. F. Glueck, 1999: Long term variability of the North Atlantic oscillation (NAO). *Proc. Amer. Met. Soc. Tenth Symp. Global Change Studies*, 11-15 January, 1999, Dallas, TX, 290-293
- Thompson, D. W. J., et J. M. Wallace, 1998: The arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Letters*, **25**, 1297-1300.
- Tourre, Y. M., B. Rajagopalan, et Y. Kushnir, 1999: Dominant patterns of climate variability in the Atlantic Ocean region during the last 136 years, *J. Climate*, **12**, 2285-2299
- Watanabe, M. et T. Nitta, 1999: Decadal changes in the atmospheric circulation and associated surface climate variations in the Northern Hemisphere winter. *J. Climate*, **12**, 494-510

CHANGEMENT CLIMATIQUE, TOURISME ET SANTE LE CAS DU BASSIN MEDITERRANEEN

Jean-Pierre BESANCENOT

*Climat & Santé, Faculté de Médecine,
BP 87900, 21079 Dijon, France
jean-pierre.besancenot@u.bourgogne.fr*

Résumé : *Il est assez étonnant que le tourisme, jusqu'à présent, n'ait occupé qu'une place assez minime dans la littérature consacrée aux impacts potentiels du changement climatique. Pourtant, non seulement le tourisme contribue à ce changement par ses émissions de gaz à effet de serre, mais il est aussi très sensible au contexte climatique. Certains marchés particuliers, comme celui du tourisme de soleil, de mer et de plage des pays méditerranéens, risquent de subir de plein fouet les méfaits du changement climatique.*

Mots clés : *climat, changement climatique, tourisme, pays méditerranéens.*

Abstract: *Until now tourism has played a relatively minor role in the climate change literature, which is surprising, as tourism not only affects climate change through greenhouse gases emissions but it is also climate sensitive. Some particular markets, such as sun, sea and sand mass tourism in the Mediterranean countries are obviously in danger of being adversely affected by climate change.*

Key words: *climate, climate change, tourism, Mediterranean countries.*

L'importance de la Méditerranée comme foyer touristique et comme espace récréatif n'est plus à démontrer. Les pays riverains de la mer intérieure accueillent aujourd'hui près d'un tiers du tourisme international et constituent sans conteste la première région touristique au monde (Lozato-Giotart, 1990). Le tourisme y est très largement, et même de plus en plus, concentré dans les régions côtières et tout spécialement sur la frange littorale. Il présente en outre un caractère fortement saisonnier, la saison de concentration ne dépassant généralement pas trois mois, avec une période de pointe de l'ordre d'une trentaine de jours (Lanquar, 1995).

Si le tourisme en milieu méditerranéen est en partie déterminé par des motivations culturelles (découverte du patrimoine artistique, par exemple), il est aussi – et depuis longtemps – axé sur la recherche individuelle ou collective du soleil, de la mer et de la plage (*Sun, Sea, Sand*). C'est dire si le climat constitue, dans cette région plus encore qu'ailleurs, un des moteurs essentiels de l'activité touristique et récréative (Besancenot, 1990, 1991 ; Gómez Martín, 2005 ; Smith, 1993). A partir du moment où les réputations et les choix de beaucoup de destinations se fondent sur les images que le climat génère, le changement climatique annoncé pour les décennies à venir, en relation avec une intensification de l'effet de serre d'origine anthropique, peut transformer radicalement la nature, la configuration et la saisonnalité du tourisme, national et plus encore international, et donc modifier le potentiel attractif des pays riverains de la Méditerranée. Une telle modification s'avèrerait durable: si le mauvais temps ne fait que ruiner une saison, un changement de climat peut ruiner une destination. Or, les travaux relatifs aux impacts potentiels du changement climatique sur le tourisme (Céron, 1998 ; Céron et Dubois, 2005a et b ; Hall et Higham, 2005) se sont plutôt focalisés jusqu'à présent sur la période hivernale et sur la pratique des sports d'hiver. Nous nous proposons ici de passer rapidement en revue quelques-uns des travaux récents consacrés à la question en milieu littoral méditerranéen (Perry, 2004a et b).

Trois questions seront plus précisément abordées.

La première porte sur la *contribution du tourisme aux changements climatiques*, via les émissions de gaz à effet de serre qu'il entraîne, en raison essentiellement de son fort recours aux transports, notamment routiers et aériens. Güssling (2002) évalue à 5,3% la part du tourisme dans le total des rejets d'équivalents CO₂ ; Hart *et al.* (2004) précisent qu'environ 90% de ces émissions proviennent des transports, le reste dépendant des hébergements et des équipements touristiques. Pour 2050, et par rapport à 1992, le scénario global de l'*Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC) envisage une multiplication par 3,8 de la contribution de l'aviation au changement climatique. Si l'on considère l'ensemble des scénarios, la fourchette va de 2,6 à 11 fois, soit 10 à

40% de la quantité de gaz à effet de serre émis dans le monde en 1992. Or, à l'échelle mondiale, près de la moitié des passagers-kilomètres de l'aviation correspondent à des voyages d'agrément. Les motivations touristiques, majoritairement en direction des pays méditerranéens, sont ainsi à l'origine de 79% du trafic aérien au départ des aéroports britanniques (Dubois et Céron, 2005). La tendance qui se dessine actuellement ("Plus souvent, moins longtemps, plus loin") ne fera vraisemblablement qu'amplifier le phénomène.

La deuxième question, dont les acteurs du tourisme sont prompts à se saisir puisqu'elle les menace directement, concerne les *impacts potentiels du changement climatique sur les ressources climatiques et non climatiques du tourisme*. On se placera pour cela dans l'hypothèse que le modèle actuel de tourisme reposant sur le soleil et la plage est appelé à perdurer (Aguilo *et al.*, 2005). Seront d'abord envisagés les effets du changement climatique sur le choix des lieux (Bigano *et al.*, 2006a et b) et des périodes de vacances. Agnew et Viner (2001) évoquent par exemple, à échéance du milieu du XXI^{ème} siècle, une possible sinon probable désaffection des touristes pour le mois d'août en Grèce et en Turquie. La perspective de vagues de chaleur plus fréquentes, plus intenses et plus durables jouerait sans doute un rôle important dans une telle évolution des comportements, comme Morabito *et al.* (2004b) l'ont montré sur l'exemple de Florence. De toute manière, il paraît acquis que des considérations sanitaires sont appelées à prendre une place grandissante dans le choix des destinations touristiques, à différentes échelles (Didaskalou *et al.*, 2004). Il faudra également se pénétrer de l'idée que les impacts du climat sur le tourisme dépendent moins de la valeur absolue des différents éléments du climat que de leur variabilité et de l'occurrence de grands paroxysmes (Katz et Brown, 1992)... Mais, parallèlement, il faudra se garder de négliger les conséquences indirectes du changement climatique, passant par exemple par l'érosion des plages (Phillips et Jones, 2006), par l'élévation du niveau de la mer (El-Raey *et al.*, 1999), par l'aggravation des dommages provoqués par certaines tempêtes ou certaines inondations et, plus encore, par la diminution des réserves d'eau. Cependant, il conviendra d'éviter toute position trop tranchée : alors que certaines régions ou certaines localités risquent d'accuser une diminution de la demande des touristes, d'autres - actuellement moins prisées en tant que destinations touristiques - pourraient en tirer profit. Avantages et inconvénients devront donc être soigneusement pesés (De Freitas, 2004), en termes de risques et de contraintes (fig. 1).

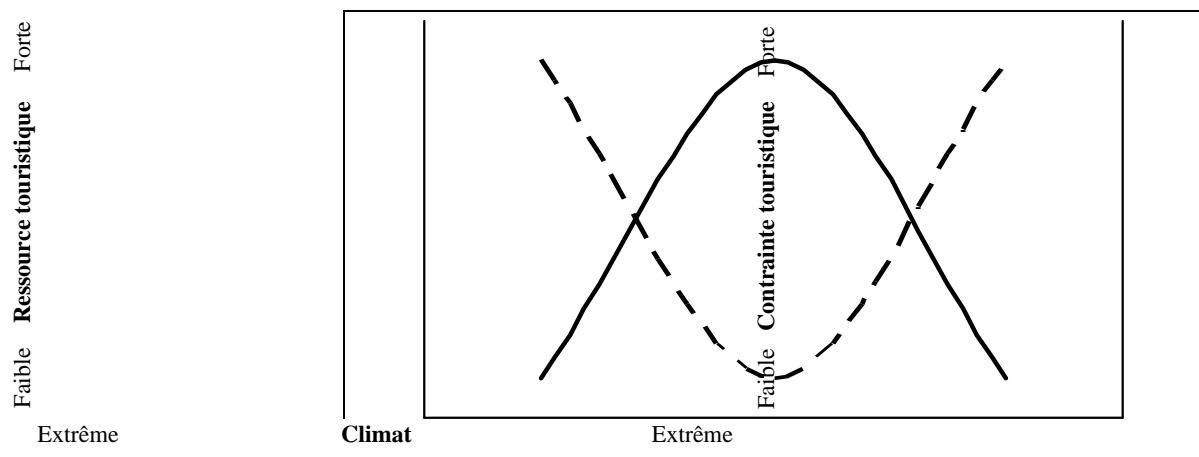


Figure 1 – Ressources (en trait plein) et contraintes touristiques (en tirets), en fonction du climat (d'après Perry, 1997 et De Freitas, 2003, modifié).

La dernière question, généralement occultée en dépit de son importance, sera celle des répercussions que pourraient avoir sur le tourisme les politiques de lutte contre le changement climatique.

Bibliographie

- AGNEW M.D., VINER D., 2001 : Potential impacts of climate change on international tourism, *Tourism and Hospitality Research*, **3**, 37-60.
- AGUILO E., ALEGRE J., SARD M., 2005 : The persistence of the *sun and sand* tourism model, *Tourism Management*, **26**, 219-231.
- BALAFOUTIS C., IVANOVA D., MAKROGIANNIS T., 2004 : Estimation and comparison of hourly thermal discomfort along the Mediterranean basin for tourism planning, In: MATZARAKIS A., DE FREITAS C.R., SCOTT D., *Advances in tourism climatology*, Meteorologische Institute der Universit?t, Freiburg, 27-36.
- BESANCENOT J.P., MOUNIER J., LAVENNE F. de, 1978 : Les conditions climatiques du tourisme littoral : une méthode de recherche compréhensive, *Noroi*, **25**, 357-382.
- BESANCENOT J.P., 1985 : Climat et tourisme estival sur les côtes de la Péninsule Ibérique. *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, **56**, 427-449.
- BESANCENOT J.P., 1989 : Le climat et le potentiel touristique des îles tropicales et subtropicales. In : *Iles et tourisme en milieux tropical et subtropical*, Ceget/Cret/Sebanrit, Bordeaux-Talence, 15-30.
- BESANCENOT J.P., 1990 : *Climat et tourisme*, Masson, Paris, 223 p.
- BESANCENOT J.P., 1991 : *Clima y turismo*, Masson, Barcelona, 223 p..
- BIGANO A., HAMILTON J.M., TOL R.S.J., 2006a : The impact of climate on holiday destination choice, *Climatic Change*, **76**, 389-406.
- BIGANO A., HAMILTON J.M., MADDISON D.J., TOL R.S.J., 2006b : Predicting tourism flows under climate change, *Climatic Change*, **79**, 175-180.
- CERON J.P., 1998 : Tourisme et changement climatique, In : *Impacts potentiels du changement climatique en France au XXI^{ème} siècle*, Mission Interministérielle sur l'Effet de Serre, Paris, pp. 104-110.
- CERON J.P., DUBOIS G., 2005a : Impact sur le tourisme. In : *Changements climatiques : quels impacts en France ?* Climact / Greenpeace, Paris, 119-126.
- CERON J.P., DUBOIS G., 2005b : The potential impacts of climate change on French tourism, *Current Issues in Tourism*, **8**, 1-15.
- DE FREITAS C.R., 2003 : Tourism climatology: evaluating environmental information for decision making and business planning in the recreation and tourism sector, *International Journal of Biometeorology*, **48**, 45-54.
- DE FREITAS C.R., 2004 : Methods of sensitivity analysis for assessing impacts of climate change on tourism at the regional scale, In : MATZARAKIS A., DE FREITAS C.R., *Proceedings of the First International Workshop on Climate, Tourism and Recreation*, International Society of Biometeorology, 116-122.
- DIDASKALOU E.A., NASTOS P.Th., MATZARAKIS A., 2004 : The development prospects for Greek health tourism and the role of the bioclimate regime in Greece, In : MATZARAKIS A., DE FREITAS C.R., *Proceedings of the First International Workshop on Climate, Tourism and Recreation*, International Society of Biometeorology, 149-157.
- DUBOIS G., CERON J.P., 2005 : Transport aérien et tourisme international : changement de climat à venir ?, *Espaces*, **224**, 48-55.
- EL-RAEY M., DEWIDAR K.R., EL-HATTAB M., 1999 : Adaptation to the impacts of sea level rise in Egypt, *Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change*, **4**, 343-361.
- G? MEZ MART?N M.B., 2005 : Weather, climate and tourism. A geographical perspective. *Annals of Tourism Research*, **32**, 571-591.
- G?SSLING S., 2002 : Global environmental consequences of tourism, *Global Environmental Change*, **12**, 283-302.
- G?SSLING S.G., HALL C.M., 2006 : Uncertainties in predicting tourist flows under scenarios of climate change, *Climatic Change*, **79**, 163-173.
- HART P., BECKEN S., TURNER I., 2004 : Offsetting carbon dioxide emissions from tourism, In : MATZARAKIS A., DE FREITAS C.R., *Proceedings of the First International Workshop on Climate, Tourism and Recreation*, International Society of Biometeorology, 97-104.
- HALL C.M., HIGHAM J., 2005 : *Tourism, recreation, and climate change*, Channel View Press, Clevedon, 305 p.

- KATZ R.W., BROWN B.G., 1992 : Extreme events in a changing climate: variability is more important than averages, *Climatic Change*, **21**, 289-302.
- LANQUAR R., 1995 : *Tourisme et environnement en Méditerranée, Enjeux et prospective*, Paris, Economica-Plan Bleu, 174 p.
- LISE W., TOL R.S.J., 2002 : Impact of climate on tourism demand, *Climatic Change*, **55**, 429-449.
- LOZATO-GIOTART J.P., 1990 : *Méditerranée et tourisme*, Masson, Paris, 216 p.
- MADDISON D., 2001 : In search of warmer climates? The impact of climate change on flows of British tourists, *Climatic Change*, **49**, 193-208.
- MATZARAKIS A., 2006 : Weather- and climate-related information for tourism, *Tourism and Hospitality Planning & Development*, **3**, 99-115.
- MATZARAKIS A., DE FREITAS C.R., SCOTT D., 2004 : *Advances in tourism climatology*. Meteorologische Institute der Universität, Freiburg, 259 p.
- MORABITO M., CRISCI A., BARCAIOLI G., MARACCHI G., 2004a : Climate change: the impact on tourism comfort at three Italian tourist sites, In : MATZARAKIS A., DE FREITAS C.R., *Proceedings of the First International Workshop on Climate, Tourism and Recreation*, International Society of Biometeorology, 56-65.
- MORABITO M., CECCHI L., MODESTI P.A., CRISCI A., ORLANDINI S., MARACCHI G., GENSINI G.F., 2004b : The impact of hot weather conditions on tourism in Florence, Italy: the summers 2002-2003 experience, In : MATZARAKIS A., DE FREITAS C.R., *Proceedings of the First International Workshop on Climate, Tourism and Recreation*, International Society of Biometeorology, 158-165.
- PERRY A., 1997 : Recreation and tourism. In: THOMPSON R.D., PERRY A., *Applied climatology: principles and practice*, Routledge, London, 240-248.
- PERRY A., 2004a : More heat and drought: can Mediterranean tourism survive and prosper? In : MATZARAKIS A., DE FREITAS C.R., *Proceedings of the First International Workshop on Climate, Tourism and Recreation*, International Society of Biometeorology, 1-6.
- PERRY A., 2004b : The Mediterranean. How can the World's most popular and successful tourist destination adapt to a changing climate? In: HALL C.M., HIGHAM J., *Tourism, recreation and climate change*, Channelview Press, Clevedon, 86-96.
- PHILLIPS M.R., JONES A.L., 2006 : Erosion and tourism infrastructure in the coastal zone: problems, consequences and management, *Tourism Management*, **27**, 517-524.
- SCOTT D., McBOYLE G., 2001 : Using a modified tourism climate index to examine the implications of climate change for climate as a natural resource for tourism. In : MATZARAKIS A., DE FREITAS C.R., *Proceedings of the First International Workshop on Climate, Tourism and Recreation*, International Society of Biometeorology, 69-89.
- SHACKLEFORD P., OLSSON L.E., 1995, Tourisme, climat et conditions météorologiques, *Bulletin de l'Organisation météorologique mondiale*, **44**, 266-269.
- SMITH K., 1993 : The influence of weather and climate on recreation and tourism. *Weather*, **48**, 398-404.
- WALL G., BADKE C., 1994 : Tourism and climate change: an international perspective. *Journal of Sustainable Tourism*, **2**, 193-203.
- WORLD TOURISM ORGANIZATION, 2003 : *Climate Change and Tourism. Proceedings of the 1st International Conference on Climate Change and Tourism*. Djerba, Tunisia 9-11 April 2003. Disponible à l'adresse :

<http://www.world-tourism.org/sustainable/climate/final-report.pdf>

LE POTENTIEL CLIMATO-TOURISTIQUE DE LA TUNISIE

LATIFA HENIA* et TAHAR ALOUANE**

**Université de Tunis, FSHS, **Université du Centre
UR « Climat, eau et développement durable »
lhenia@yahoo.fr / alouane_tahar@yahoo.fr*

Résumé : *Le secteur touristique occupe une place importante dans l'économie tunisienne. Il s'agit cependant d'un tourisme balnéaire de masse. La Tunisie dispose pourtant de potentialités climato-touristiques importantes qui permettent de diversifier le produit et d'équilibrer la répartition des activités touristiques entre les saisons et les régions. Dans cette étude, nous essayons de caractériser ces potentialités à partir d'un indice approprié.*

Mots clés: *Climat, Tunisie, tourisme, ambiance thermique*

Abstract : *The tourist sector occupies a crucial position in the national Tunisia economy. It is a mass tourism which is concentrated along the Tunisian coasts. Tunisia has significant tourist and climatic potentialities which make it possible to diversify the product and to balance the distribution of tourist activities according to the season and the region. The purpose behind conducting this study is to find out these potentialities starting from an appropriate index.*

Key words : *Climate, Tunisia, tourism, thermal environment.*

Introduction

La Tunisie est le premier pays touristique de la rive sud de la Méditerranée et dans le monde arabe et elle est la deuxième destination africaine après l'Afrique du Sud, avec 816 hôtels, 229 873 lits et 6 378 435 touristes étrangers non résidents en 2005, soit plus que la moitié de la population. Le secteur touristique occupe une place importante dans l'économie tunisienne, avec plus de 2587 millions de dinars, ce qui représentent presque 19% des exportations. L'emploi direct et indirect lié au tourisme ne cesse d'augmenter avec plus de 367 739 actifs en 2005 (ONTT, 2005). L'essor du tourisme qui a commencé depuis les années 1960, est favorisé par un certain nombre de facteurs : un climat caractérisé par une durée d'insolation importante, 1300 km de côte sableuse dans sa majeure partie et une situation géographique à proximité de l'Europe. Il est à remarquer cependant que le tourisme tunisien est un tourisme de masse presque standardisé, il se base essentiellement sur deux déterminants naturels : le soleil et la mer. Le littoral accapare 95% des investissements touristiques et des lits fonctionnels. La haute saison qui s'étend du mois d'avril jusqu'au mois d'octobre enregistre 73% des entrées de touristes non résidents. Il en résulte une homogénéité poussée du "produit" et des ses "consommateurs". Cette standardisation est réductrice des aptitudes touristiques réelles du pays. Ce tourisme de masse essentiellement balnéaire (93% des nuitées), s'est avéré insuffisamment rentable (une mauvaise répartition régionale et saisonnière, des activités peu diversifiées, un faible taux d'occupation et de séjour). De ce fait, la politique du pays a pris récemment une nouvelle orientation qui vise la diversification du produit touristique (tourisme saharien, écologique et culturel).

L'objectif de cette étude est d'évaluer les conditions climatiques tout le long de l'année dans les différentes régions du pays et de dégager les potentialités climato-touristiques dans leur diversité spatio-temporelle en vue d'une meilleure perception et valorisation de cette ressource naturelle au niveau de différentes saisons et régions.

1. Données de base et méthodes

Les ambiances climatiques les plus favorables au tourisme sont celles qui présentent deux caractéristiques fondamentales : le confort thermique et l'absence de phénomènes atmosphériques qui risquent de gêner les activités de plein air. Ce sont donc ces deux composantes de l'ambiance climato-touristique que nous traitons dans cette étude. Nous les présentons d'abord séparément, puis combinées dans un indice que nous appelons l'Indice Climato-Touristique (ICT).

Pour ce faire, nous nous référons aux mesures et observations de différents paramètres météorologiques composant l'ambiance climatique (température, vent, humidité de l'air, pluie, phénomènes de sable, durée d'insolation) et ce à l'échelle tri-horaire. Ces données concernent la dernière décennie (1991 – 2000) et 9 stations représentatives aussi bien du littoral que de l'intérieur (fig. 1).

Pour caractériser les ambiances thermiques, nous nous référons aux indices de bioclimatologie humaine. Certains de ces indices associent la température et l'humidité de l'air, d'autres, la température et la vitesse du vent ou bien les trois paramètres à la fois (Besancenot, 1990).

Chacun de ces indices a des avantages et des inconvénients et son intérêt change d'un climat à un autre et même d'une saison climatique à une autre. Une analyse critique de différents indices appliqués au climat de la Tunisie a été réalisée par P. Escourrou (1996) et par T. Alouane (2002). Pour notre étude, nous avons opté pour la combinaison des résultats de deux indices de bioclimatologie humaines les plus utilisés par les chercheurs. Il s'agit de :

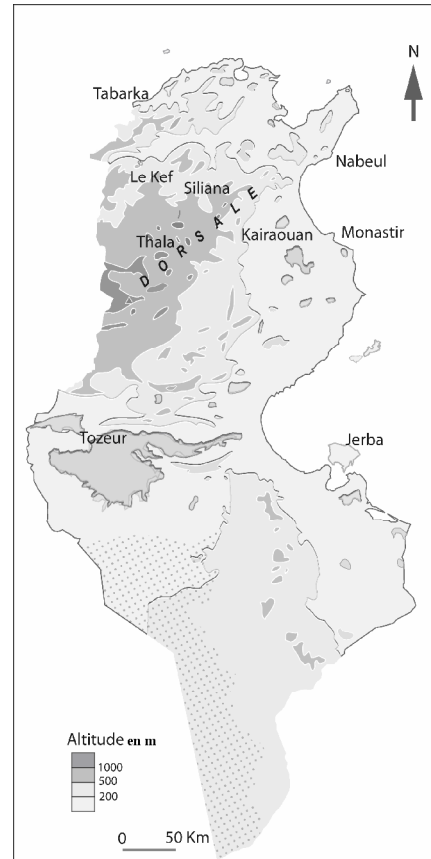


Figure 1 : Carte de localisation

- *l'indice de confort thermique THI (temperature-humidity index) de THOM, qui intègre la température ($T^{\circ}\text{C}$) et l'humidité relative ($U\%$);*

$THI = T - [(0,55 - 0,0055 \times U\%)(T - 14,5)]$, avec cet indice on obtient des températures équivalentes dont la signification est représentée dans le tableau 1;

- *l'indice K de Sipple et de Passel (ou le cooling power) qui intègre la température ($T^{\circ}\text{C}$) et la vitesse du vent ($V\text{m/s}$). $K = (10\sqrt{V} + 10,45 - V)(33 - T)$;*

K s'exprime par kilocalories par m^2 de surface corporelle et à l'heure ($\text{kcal}/\text{m}^2/\text{h}$). Les résultats indiquent la nocivité d'un temps trop chaud associé à une faible agitation du vent ou bien celle d'un temps trop froid et très venteux.

Pour caractériser le degré de confort des ambiances thermiques, nous avons combiné les résultats des deux indices THI et K (Hénia et Alouane, 1999). Nous avons calculé pour chaque journée à l'échelle tri-horaire la valeur de l'indice THI et de l'indice K. Nous avons accordé un code de 3 à 0 (du plus confortable vers le moins confortable) à chacune de ces valeurs (tableau 1). En additionnant, à l'échelle tri-horaire, les codes (celui de THI et de K), on obtient une valeur globale que nous appelons indice d'ambiance thermique (**IAT**) qui varie entre 0 (ambiance néfaste) et 6 (ambiance très confortable).

THI

Code	0	1	2	3	2	1	0
Classes	Très froid	froid	Frais	confortable	Chaud	Très chaud	Torride
Limites	THI <-1°7	-1°7 à 12°9	13° à 14°9	15° à 19°9	20° à 26°4	26°5 à 29°9	> 30°

K

Code	0	1	2	3	2	1	0
Classes	Contractant	Hypertonique	Tonique	Relaxant	Hypotonique	Atonique	Torride
Limites	K>=1200	1199 à 900	899 à 600	599-250	249 à 150	149 à 0	<0

IAT

Code	0	2	4	6	4	2	0
Classe	Très inconfortable	inconfortable	confortable	Très confortable	confortable	inconfortable	Très inconfortable

Froid ... || ... || Chaud

Tableau 1 : Classes d'ambiances thermiques déterminées selon les indices THI et K (tri-horaires)

Au niveau de la journée, l'IAT est la moyenne des huit valeurs de cet indice à l'échelle tri-horaire. Nous avons distingué, selon la valeur de cet indice (qui va de 0 à 6), cinq classes d'ambiances thermiques journalières (tableau 2).

Classe ATJ	Très inconfortable	Inconfortable	Modérée	confortable	Très confortable
Valeur de l'IAT	< 1,2	1,2 – 2,3	2,4 - 3,6	3,7 – 4,8	> 4,8

Tableau 2 : Classes d'ambiances thermiques journalières (ATJ) selon les valeurs de l'IAT

Pour l'étude des ambiances climato-touristiques journalières favorables aux activités de plein air, nous avons fait varier, selon les saisons, le nombre de relevés tri-horaires adopté dans cette étude. Pour l'hiver (où le jour, période d'activité de plein air, est court), nous retenons 5 groupes de relevés (ceux de 6h, 9h, 12h, 15h, 18h). Pour la saison estivale, nous avons retenu 7 relevés sur 8 par jour (6h, 9h, 12h, 15h, 18h, 21h et 0h), vu que pendant cette saison, de nombreuses activités ont un caractère nocturne et sont pratiquées en plein air profitant du répit thermique nocturne après la canicule du jour. Pour les saisons intermédiaires, nous retenons les observations tri-horaires de 6h, 9h, 12h, 15h, 18h et 21h.

Les phénomènes atmosphériques qui peuvent gêner les activités de plein air en Tunisie sont essentiellement les précipitations, les vents forts et le vent de sable. Ajoutons à ceci, la fraction d'insolation qui a une influence sur le degré du confort physique et psychique de l'organisme humain. Pour chacun de ces paramètres et au niveau de chaque jour, nous avons accordé le code 1 dans le cas où il ne constitue pas une contrainte pour les activités de plein air et 0 lorsqu'il est contraignant, en passant par une valeur intermédiaire (0,5) lorsque l'empêchement n'est pas total. Nous avons accordé ensuite à chaque jour de l'année un indice de potentiel climato-touristique (IPCTJ) égal à la somme des codes de l'indice de l'ambiance thermique (codé de 0 à 6) et de ceux relatifs aux phénomènes atmosphériques (dont de code peut être 0, 0.5 ou 1)

$$IPCTJ = IAT + IP + IV + IE, \text{ où :}$$

IPCTJ : indice de potentiel climato-touristique journalier,

IAT : indice d'ambiance thermique (codé de 0 à 6) ; IP : indice de précipitation; IV : indice du vent (il regroupe les jours de vent de sable et de vent fort); IE: indice d'ensoleillement;

L'examen des résultats nous a permis de définir cinq classes d'ambiances climato-touristiques (tableau 3).

Valeurs de IPTCJ	< 2	2 à 3,9	4 à 5,9	6 à 7,9	>=8
Classes	Très défavorable*	éfavorable	Modérée	favorable	Très favorable**

Tableau 3 : Les classes du IPCTJ

* Au nombre des jours dont l'indice est <2, nous avons ajouté, pour la classe très défavorable, les jours, où un phénomène atmosphérique constitue un empêchement (vent d'une vitesse >8m/s, vent de sable, pluie >5 mm) et ce quelque soit la valeur de l'IPCTJ.

** Les jours très favorables sont ceux qui se caractérisent par des ambiances thermiques très confortables en absence de tout phénomène atmosphérique contraignant.

Cette démarche assez longue a le mérite d'intégrer le maximum de paramètres climatiques qui interviennent dans la détermination de l'ambiance climatique-touristique.

2. Résultats

2.1 *Predominante des ambiances thermiques confortables*

Les valeurs de l'IAT (tableau 4) montrent que les ambiances thermiques inconfortables à très inconfortables caractérisent moins de 4 % des jours de l'année sur la côte. A l'intérieur, leur fréquence augmente légèrement, sans atteindre, pour la plupart des stations, 10% des jours. Seules les stations élevées à l'ouest du pays, comme Thala (1091m) et celles du Sud-Ouest saharien, comme Tozeur, connaissent en moyenne entre 50 et 75 jours d'inconfort thermique, soit 15 à 20 % des jours de l'année; cet inconfort thermique est lié au froid de l'hiver dans le premier cas et à la chaleur de l'été dans le deuxième. Les ambiances confortables à très confortables occupent 75 à 81 % des jours de l'année dans la plupart des stations. Même dans les stations continentales élevées où l'hiver est relativement froid et dans les stations sahariennes où l'été est très chaud, les ambiances confortables à très confortables caractérisent autour de 60 % des jours de l'année (57% à Thala et 63 % à Tozeur).

	<i>Inconfortable à très inconfortable</i>	<i>Modérée</i>	<i>Confortable</i>	<i>Très confortable</i>
<i>Tabarka</i>	4	16	47	33
<i>Nabeul</i>	1	18	39	42
<i>Monastir</i>	2	20	40	38
<i>Jerba</i>	2	22	35	41
<i>Le Kef</i>	4	31	44	21
<i>Siliana</i>	5	28	47	21
<i>Thala</i>	20	23	33	24
<i>Kairouan</i>	6	23	40	31
<i>Tozeur</i>	16	21	36	27

Tableau 4 : Fréquence des types d'ambiances thermiques (% du nombre total des jours de l'année)

Les saisons intermédiaires sont les plus confortables sur le plan thermique (tableau 5). L'hiver vient généralement en troisième position, par la fréquence des ambiances thermiques journalières confortables, après le printemps et l'automne. Il est à signaler cependant que dans le Sud-Ouest du pays, à climat saharien, l'hiver est plus confortable que le printemps. A Tozeur on y compte en moyenne, 20 jours de température très confortable, 55 jours de température confortable et 16 jours d'ambiance modérée. Les jours inconfortables sont presque totalement absents. Dans les stations d'altitude à l'ouest, l'hiver est par contre la saison la plus inconfortable. A Thala, on compte en moyenne, 52 jours inconfortables à très inconfortables. Seuls 15 % des jours de l'hiver sont confortables dans cette station. L'été est, partout, la saison la moins confortable à cause de la forte chaleur, sauf à Thala où la chaleur estivale est modérée par l'effet de l'altitude. Dans cette station, les ambiances thermiques estivales sont plus confortables que celles des autres saisons et des autres

stations. La température estivale est même plus confortable à Thala que dans les stations littorales, L'air y est en effet, non seulement moins chaud, mais aussi moins humide que sur la côte. A Tozeur, par contre, plus que 50 % des jours de l'été présentent des ambiances stressantes à cause de la forte chaleur.

	Tabarka	Kef	Siliana	Thala	Kairouan	Nabeul	Monastir	Jerba	Tozeur
<i>Hiver</i>	74	39	45	15	86	83	83	87	83
<i>Printemps</i>	90	85	88	64	95	96	95	96	88
<i>Eté</i>	66	48	45	74	20	52	47	41	9
<i>Automne</i>	87	86	76	73	80	90	84	78	71

Tableau 5 : Fréquence (% des jours) saisonnière des ambiances thermiques confortables à très confortables

2.2 *Faible fréquence des phénomènes atmosphériques contraignants pour les activités de plein air*

Les activités touristiques de plein air peuvent être gênées, comme mentionné plus haut, même si l'ambiance thermique est confortable, par certains phénomènes atmosphériques. Nous avons considéré que la situation est non favorable dans le cas :

- d'un vent dont la vitesse dépasse 8 m/s (Besancenot, 1987). Le vent agit en effet, non seulement par son influence sur la sensation de la température effective (indice K) mais aussi par son effet mécanique ;

- d'une pluie journalière supérieure à 5 mm, (nous considérons qu'une pluie journalière inférieure à 2 mm n'est pas contraignante). Par contre une pluie supérieure à 5 mm empêche les activités de plein air ;

- d'une durée d'ensoleillement inférieure au 1/3 de la journée; la faiblesse de l'ensoleillement n'entrave pas totalement les activités touristiques, mais à cause de son effet psychique, nous considérons qu'un ensoleillement inférieur à 1/3 de la journée est gênant pour les activités touristiques ;

- d'un vent de sable qui persiste au moins pendant deux observations tri-horaires de la journée.

Dans la plupart des stations, la contrainte liée au vent (les vents forts dont la vitesse > 8 m/s) et au vent de sable constituent un facteur de gêne pour les activités de plein air dans 1 à 6 % des jours de l'année, sauf à Monastir, Tozeur et Thala où les pourcentages se situent entre 10 et 25 %. A Thala (station d'altitude) et à Monastir (situation de cap avancé dans la mer), c'est surtout le vent fort qui constitue un facteur de gêne. A Tozeur c'est plutôt le vent de sable qui est contraignant. Ce type de vent affecte autour de 30 jours en moyenne par an dans les stations les plus touchées (celles du Sud-Ouest). Sa fréquence diminue considérablement dans la Tunisie orientale (une dizaine de jours à Jerba, moins de deux jours à Monastir). Le phénomène est rare dans le Nord, comme si la Dorsale constitue une barrière à la propagation du vent de sable vers cette direction.

L'ensoleillement faible caractérise entre 24 % (à Tabarka) et 12 % des jours (à Jerba et Tozeur). Les pluies supérieures à 5 mm se produisent dans 5 à 7 % des jours de l'année dans les stations telliennes (soit 18 à 28 jours en moyenne par an). Dans les stations du Sud, le nombre de jours totalisant plus de 5 mm de pluie n'atteint que 2 à 5 jours par an. Dans les stations de la Tunisie centrale, il est de 7 à 9 jours.

2.3 *Dominances des ambiances climatiques favorables aux activités de plein air.*

L'examen de l'indice du potentiel climato-touristique journalier (IPCTJ) montre la prédominance, pour toutes les stations, des ambiances favorables à très favorables aux activités de plein air, c'est-

à-dire celles caractérisées par le confort thermique et l'absence de phénomène atmosphérique de nature à empêcher, ou trop gêner, ces activités (fig. 2). En dehors de Thala (station d'altitude) et de Tozeur (station saharienne), 60 à 75 % des jours de l'année présentent des ambiances climatiques favorables à très favorables aux activités touristiques. L'ensemble des ambiances défavorables (défavorables à très défavorables) ne constitue que 5 à 12 % des jours.

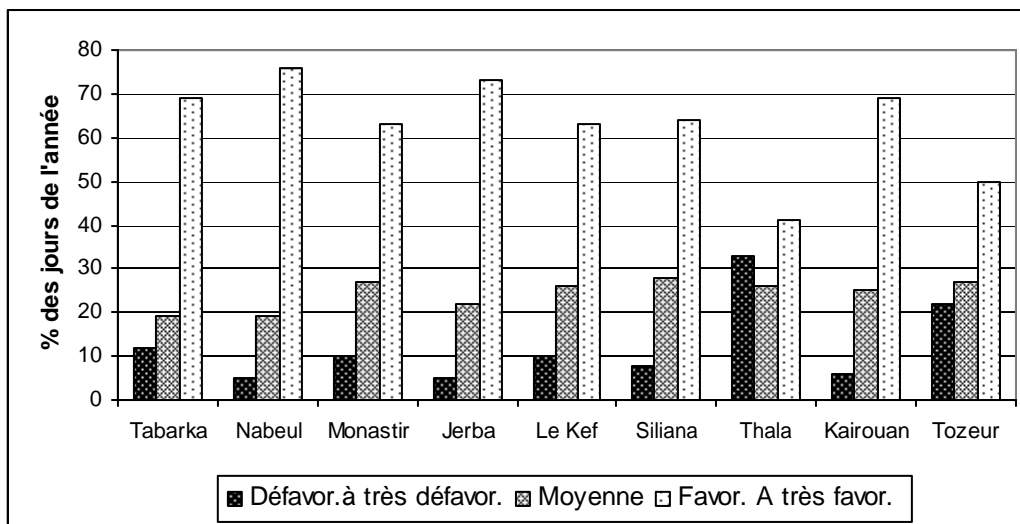


Fig. 2 : Fréquence des types d'ambiances climato-touristiques

Sur la côte nord (Tabarka), les ambiances défavorables sont déterminées le plus fréquemment par les chutes de pluies en hiver et/ou par le vent. Sur la côte orientale, c'est surtout la forte tension de la vapeur d'eau associée à une forte chaleur en été. Ajoutons à ceci, la fréquence de vent relativement fort à Monastir. A Jerba, la contrainte est surtout estivale à cause de la chaleur. A Thala, malgré le froid hivernal, seuls 33 % des jours de l'année sont, en moyenne, défavorables. A Tozeur, c'est la chaleur estivale qui fait que 22% des jours de l'année sont défavorables à très défavorables aux activités de plein air. La situation varie selon les saisons et les mois. Les deux saisons intermédiaires apparaissent comme les deux saisons les plus confortables. A l'intersaison s'ajoute l'été dans les stations d'altitude comme Thala et l'hiver dans les stations sahariennes (fig. 3).

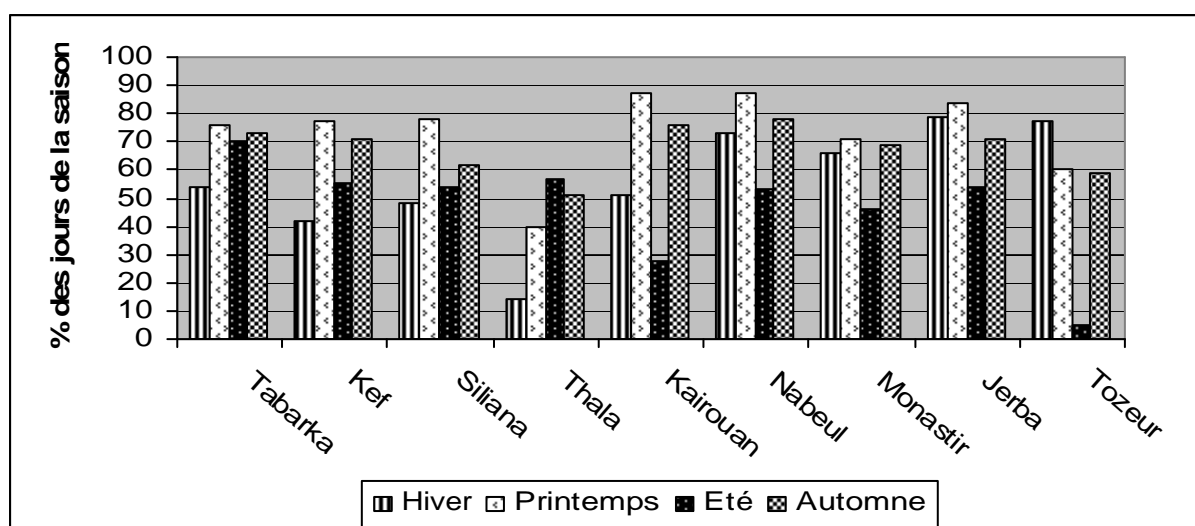


Figure 3 : Fréquence saisonnière des ambiances climato-touristiques favorables à très favorables

Conclusion

Le climat de la Tunisie offre un cadre très favorable pour passer d'un tourisme de base presque standardisé à des formes de tourisme alternatives avec un produit plus authentique et porteur de plus de sens. En effet, les ambiances thermiques et climato-touristiques confortables à très confortables dominant partout à l'échelle de l'année, avec cependant des nuances assez marquées à l'échelle des saisons et des régions. Les saisons intermédiaires sont les plus confortables. L'ambiance thermique estivale est par contre la plus difficile à cause de la chaleur, mais elle est la plus favorable au tourisme balnéaire et dans ce sens, elle est bien valorisée dans les régions côtières surtout celles de la Tunisie orientale. Il est à noter cependant que l'été est moins stressant dans les stations d'altitude même par rapport aux stations côtières. L'hiver, en dehors des régions continentales élevées, est partout plus confortable que l'été et il l'est particulièrement dans le sud du pays. Ces nuances méritent d'être exploitées pour le développement de nouveaux créneaux touristiques notamment à caractère environnemental et patrimonial. Il est vrai que cette proposition peut faire l'objet de débat surtout lorsqu'il s'agit d'étendre le tourisme à des secteurs naturels fragiles (assez répandus en Tunisie). Mais il faut remarquer aussi, que la valorisation par le tourisme des spécificités régionales pourrait avoir un impact positif sur leur préservation.

Bibliographie

- ALOUANE T., 2002 : *Les ambiances climatiques dans les principales régions touristiques de la Tunisie*. Thèse de Doctorat (en arabe), Université de Tunis, FSHS, 470 p.
- BESANCENOT J.P., 1990 : *Climat et tourisme*. Masson, collection Géographie, 223 p.
- BESANCENOT J.P., 1987 : *Les bioclimats en façade méditerranéenne de l'Europe. Etude géographique des effets physiologiques, psychiques et pathologiques d'une ambiance climatique sur les hommes*. Thèse de Doctorat d'Etat, Centre de Recherches de Climatologie, Dijon, 2 volumes, 750 p.
- ESCOURROU P., 1996 : La bioclimatologie humaine de Tunis-Carthage en janvier et juillet 1991, in *Variabilité du climat et stratégies d'adaptation de humaines en Tunisie*, édit. par L. Hénia, publication de l'Université de Tunis I, p. 165-178.
- HENIA L. et ALOUANE T., 1999 : Les ambiances thermiques à l'île de Djerba (Tunisie). *Publications de l'AIC*, vol.12, p. 17 à 25.
- ONTT (Office National du Tourisme Tunisien), 2005 : *Le tourisme tunisien en chiffre 2005*, Ministère du Tourisme, Tunis, 124 p.

DEVELOPPEMENT D'UN SCENARIO DES PLUIES DURANT LA PERIODE HUMIDE EN TUNISIE

P. MAHERAS⁽¹⁾, K. TOLIKA⁽¹⁾, M. VAFIADIS⁽²⁾ et CHR. ANAGNOSTOPOULOU⁽¹⁾

(1) Département de Météorologie et de Climatologie, Université de Thessaloniki 54124, Thessaloniki, Grèce, Tel. 00.30.2310.998471, Fax. 00.30.2310.995392 e-mail: maheras@geo.auth.gr

(2) Division Hydraulique, Faculté de Technologie, Université de Thessaloniki, 54124, Thessaloniki, Grèce

Résumé : Dans ce travail, on a utilisé les principes des réseaux artificiels (RNA) afin de développer la méthode statistique de « désagrégation d'échelle » et de simuler les précipitations saisonnières en Tunisie. Le potentiel prévisionnel de la méthode a été vérifié de deux façons : validation des résultats par confrontation avec les données d'observation ; compatibilité des valeurs estimées par le processus des neurones artificielles avec les données d'observation faites dans des conditions semblables. La comparaison des résultats obtenus dans cette étude avec les résultats d'autres travaux basés sur le même prédicteur qu'ici (pour la même période mais pour d'autres pays), montre que les résultats obtenus ici sont moins satisfaisants surtout en ce qui concerne les coefficients de corrélation. Quoiqu'en soit, presque l'ensemble des totaux pluviométriques en Tunisie semblent être en réduction jusqu'à la fin du siècle.

Mots – clés: neurones artificiels, Tunisie, précipitations, scénarios

Abstract: A statistical downscaling model based on artificial neural networks technique has been applied in the present study for the development of future precipitation scenarios over the area of Tunisia. The skill of the downscaling model in reproducing the observational data was examined by validation the simulated results and by comparing them with the observed precipitation data from the stations used in the study. In comparison to previous studies where the same downscaling model and the same predictors (but for different study areas) were applied it was found that the present results were quite inferior especially concerning the correlation between the simulated and the observed time series. Concerning the future projections it was found that the rainfall totals are expected generally to decrease at the end of the century.

Key-words: artificial neural networks, Tunisia, precipitation, scenarios

1. Introduction

Le problème des changements climatiques constitue aujourd'hui, du point de vue scientifique, écologique et économique, une des préoccupations les plus importantes pour tous les pays du monde. L'appréciation des changements climatiques se fait par la construction de scénarios en utilisant les Modèles de Circulation Générale (MCG). Pourtant, les valeurs ainsi que les champs pluviométriques produits par ces modèles, même les plus récents, apparaissent insuffisants pour des applications directes, car la représentation des facteurs géographiques régionaux et locaux est limitée par l'échelle de MCG. Pour résoudre ce problème, des méthodes de « désagrégation d'échelle » ont été développées afin de fournir à partir de MCGs des produits à l'échelle régionale et locale. Ces méthodes se divisent en deux grandes catégories: méthodes dites dynamiques fondées sur les modèles eux-mêmes, et méthodes empiriques dites statistiques fournissant des solutions simples mais de forte importance scientifique.

Les méthodes statistiques sont basées sur les relations empiriques entre les éléments du climat (précipitations, températures) et les éléments de la circulation régionale ou locale sélectionnés très attentivement et dites prédicteurs (Goodess et al., 2005; Maheras et al., 2004; 2006). Elles 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.

2. Données et méthodes

On a utilisé les données des précipitations saisonnières de 6 stations de Tunisie distribuées de façon relativement uniforme sur la période 1958-2000. Toutes ces stations se trouvent au nord du 33° parallèle. Selon Henia (1980,1993) la plus grande partie de la Tunisie reçoit des quantités de pluies modestes ou très modestes, l'indigence de la pluviosité de la plus grande partie du pays est aggravée par:

- 1- « l'irrégularité qui s'observe, tant au niveau des caractères de la saison pluvieuse, qu'au niveau des totaux pluviométriques;

- 2- la courte durée effective de la saison de pluies;
- 3- le faible groupement des jours pluvieux et l'importance des intervalles secs les séparant;
- 4- enfin, par le fait que les totaux élevés de pluie sont, pour la plupart, dûs à des chutes intenses et orageuses plus qu'à des pluies fines et répétées. »

Il est à noter que la pluviométrie annuelle des stations utilisées varie entre 172.5 et -626.9 mm.

On a de même utilisé les données des géopotentiels au niveau de 500hPa en point de grille (résolution spatiale $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$) de NCEP/NCAR Reanalysis project couvrant l'Europe, la Méditerranée, et une partie de l'Afrique du nord (fenêtre $10^{\circ}\text{W} - 22.5^{\circ}\text{E}$ et $25^{\circ}\text{N} - 50^{\circ}\text{N}$) sur la même période que les précipitations (1958-2000). Egalement, on a utilisé les géopotentiels saisonniers du modèle HadAM3P (1960-1990 et 2070-2100) au même niveau, la même fenêtre et la même résolution que les données NCEP/NCAR.

Dans cette étude, on a utilisé le principe des réseaux des neurones artificiels (RNA) afin de développer la méthode statistique de désagrégation d'échelle dans le but de simuler les précipitations saisonnières en Tunisie. Pour avoir plus de renseignements concernant la technique des neurones artificiels, le développement de la méthode statistique de désagrégation d'échelle, ainsi que le mode de l'utilisation des données voir: Maheras et al., 2006; Tolika et al., 2007.

3. Résultats

3.1 Période de validation

Le tableau 1 présente les résultats de calcul concernant la période de validation 1979-1993 pour toutes les stations et pour toutes les saisons excepté l'été (absence de précipitation). D'après ce tableau, on constate que les coefficients de corrélation (c.c.) pour toutes les stations sont relativement faibles. En hiver, ils varient entre 0.0 (Gabès) et 0.7 (Jandouba). Les coefficients de corrélation des autres saisons ne sont pas meilleurs. Au printemps, ils varient entre -0.1 (Bizerte) et 0.4 (Gafsa, Jandouba) et en automne entre -0.1 (Gabès) et 0.6 (Kairarouan).

Tableau 1. Résultats pour la période de validation (1979-1993) du modèle de réseaux des neurones artificiels (désagrégation de échelle statistique)

		Stations					
		Bizerte	Gabès	Gafsa	Jandouba	Kairarouan	Sfax
Hiver	Coefficients De Corrélation	0.1	0.0	0.0	0.7	0.5	0.2
	Ecarts (Sim - Obs)	-48.7	-1.4	-17.6	0.9	-12.8	-8.4
	Ecarts des écarts types	-27.9	-3.5	-46.3	-25.7	-29.3	-18.1
Printemps	Coefficients De Corrélation	-0.1	0.4	0.4	0.4	0.1	0.1
	Ecarts (Sim - Obs)	-9.6	1.5	-2.5	-3.3	-13	5.3
	Ecarts des écarts types	-4.6	-12.1	-15.8	-27	-25.4	-11.5
Automne	Coefficients De Corrélation	0.3	-0.1	0	0.2	0.6	0.1
	Ecarts (Sim - Obs)	-94.2	-13.1	-24	-50.1	-32.1	-35.6
	Ecarts des écarts types	-36.6	-41.8	-25.5	-40.8	-13.7	-47.1

En règle générale, les écarts entre les précipitations simulées et observées pour la période de validation pour toutes les stations et les saisons sont négatifs, excepté les écarts de la station Jandouba, en hiver, et les stations Gabès et Sfax, au printemps, où les pluies apparaissent surestimées (écarts positifs). La saison de printemps présente les écarts les plus faibles (Bizerte : -9.6mm et Sfax : 5.3mm) et au contraire, la saison d'automne, les écarts les plus élevés (Bizerte : -94.2mm, Gabès : -13.1mm). Pourtant, l'application du t-test de Student montre que les écarts pour toutes les saisons ne sont pas significatifs et cela pour toutes les stations, excepté quatre stations pour l'automne (Bizerte, Gafsa, Jandouba et Kairarouan) où les écarts sont significatifs.

En ce qui concerne la simulation de la variabilité des pluies saisonnières dans toutes les stations étudiées, et pour toutes les saisons, cette variabilité est nettement sous-estimée. En effet, les écarts des écarts-types entre les pluies simulées et observées sont partout négatifs. Encore une fois, la saison de printemps présente les meilleurs résultats et l'automne, les plus mauvais (écarts forts).

3.2 Résultats concernant la période du « control run » (1960-1990)

Le modèle statistique étant établi, on l'a appliqué en utilisant comme entrées les données du modèle atmosphérique HadAM3P, tant pour la période 1960-1990 (control run) que pour la période du futur (2070-2100, scénario A2 SRES IPCC). L'apprentissage du modèle a été faite en utilisant comme période de calibration l'ensemble de l'information disposée (1958-200, données observées et données Re-analysis NCEP) et ensuite, le modèle a été appliqué aux données de HadAM3P pour la période 1960-1990 (période du contrôle).

La figure 1 présente, pour toutes les saisons et toutes les stations, les écarts entre les valeurs des précipitations simulées par le modèle HadAM3P, en appliquant la méthode statistique, et les valeurs des précipitations observées pour la période 1960-1990.

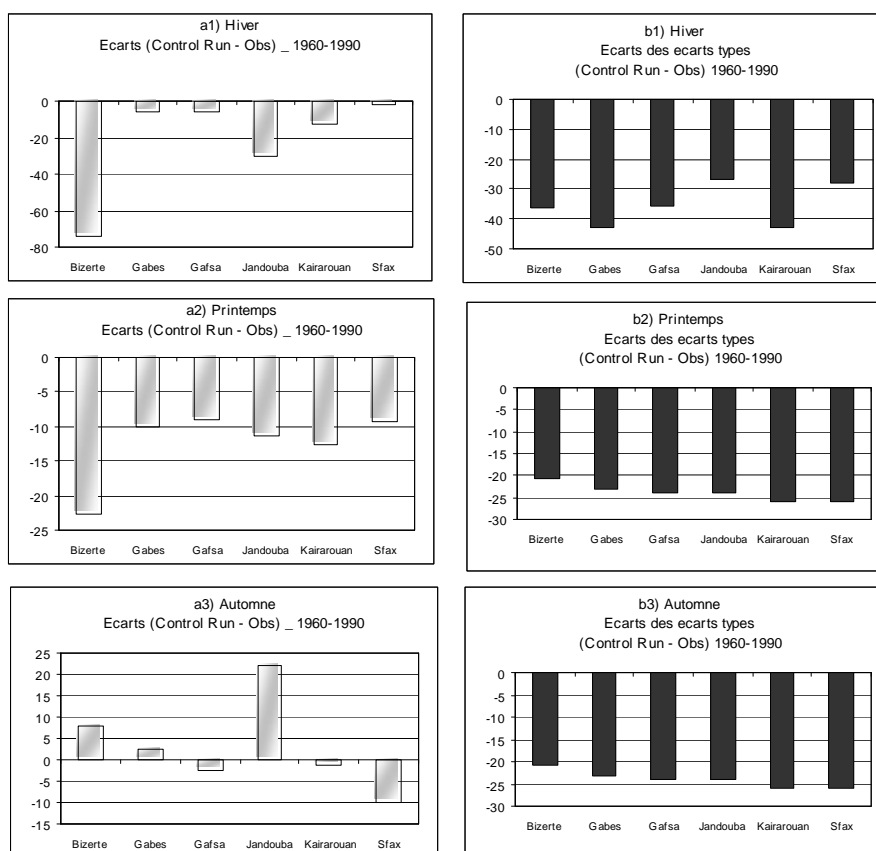


Figure 1. Les écarts des hauteurs (a) et les écarts des écarts types (b) des précipitations saisonnières à Tunisie simulées par le modèle statistique et les précipitations observées pour la période de control run (1960-1990)

D'après cette figure, on constate que par l'application du modèle, les précipitations hivernales et printanières sont partout sous-estimées. Au contraire, pour l'automne, les précipitations de trois stations apparaissent partout sur-estimées (Bizerte, Gabes, et Jandouba) tandis que les précipitations des autres trois stations suivent la règle des autres saisons. Les écarts négatifs les plus forts apparaissent au printemps et la station de Bizerte présente les chiffres négatifs les plus élevés.

En ce qui concerne la simulation de la variabilité des pluies saisonnières, encore une fois, cette variabilité, pour toutes les saisons et toutes les stations, est nettement sous-estimée. Les écarts les plus forts apparaissent en automne. Le printemps connaît les meilleurs résultats (figure 1).

3.3 Résultats concernant la période du futur (2070-2100)

L'estimation des changements futurs des précipitations a été faite par le calcul des écarts, d'une part, entre les chiffres du scénario disponible et les chiffres correspondant à la période du control run et calculés par la méthode statistique ; d'autre part, entre les chiffres du scénario (2070-2100) et les chiffres des pluies observées.

D'après les résultats obtenus, il semble que les précipitations saisonnières vont présenter un affaiblissement important presque partout en Tunisie (figure 2, tableau 2).

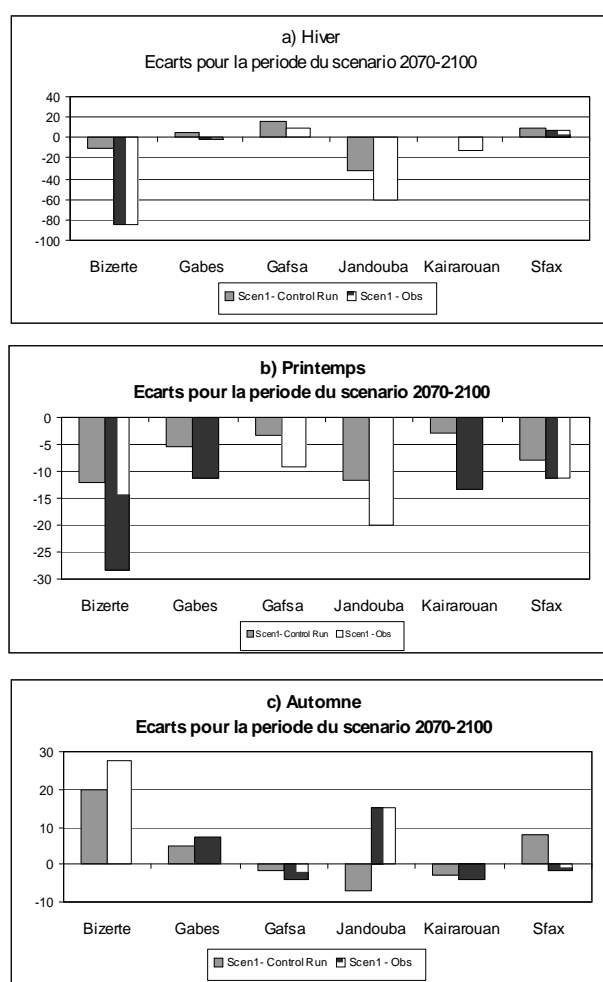


Figure 2. Les écarts entre les précipitations saisonnières en Tunisie simulées par le modèle statistique pour la période du scénario et a) les précipitations simulées pour la période du control run et b) les précipitations

Plus particulièrement, les précipitations simulées hivernales montrent que la diminution la plus importante par rapport aux conditions pluviométriques actuelles apparaîtra à Jandouba (-37.4%) et à Bizerte (-28.7%). Au contraire, pour deux stations (Gafsa et Sfax), il y a une légère augmentation. Durant le printemps, on observe partout une diminution importante des pluies, les stations de Gabès (-23.8%) et de Bizerte (-22.4%) présentent, encore une fois, les changements, les plus importants. Enfin, en automne, trois stations connaissent une légère diminution des précipitations, et au contraire, les autres trois stations présentent une augmentation relativement importante des

conditions pluviométriques. La station de Bizerte connaît, encore une fois, le changement le plus important ; cette fois un changement positif (13.1%).

Tableau 3. Pourcentages (%) de sur-estimation ou sous- estimation pour la période du scénario (2070-2100)

		Stations					
		Bizerte	Gabes	Gafsa	Jandouba	Kairarouan	Sfax
Hiver	Scen – C. Run	-4.5(%)	8.8(%)	30.5(%)	-23.3(%)	1.0(%)	14.6(%)
	Scen - Obs	-28.7(%)	-0.7(%)	17.7(%)	-37.4(%)	-14.9(%)	11.7(%)
Print.	Scen – C. Run	-10.9(%)	-13.3(%)	-7.5(%)	-10.2(%)	-3.8(%)	-15.0(%)
	Scen – Obs	-22.4(%)	-23.8(%)	-17.2(%)	-16.0(%)	-15.8(%)	-19.8(%)
Aut.	Scen – C. Run	9.1(%)	5.2(%)	-3.2(%)	-5.0(%)	-2.6(%)	9.0(%)
	Scen – Obs	13.1(%)	8.2(%)	-7.6(%)	13.0(%)	-3.5(%)	-1.7(%)

4. Conclusions

Une approche de « désagrégation » au niveau régional des modèles globaux a été appliquée, approche statistique basée sur les réseaux de neurones artificiels par l'utilisation d'un seul prédicteur, les géopotentiels au niveau de 500hPa.

D'après les résultats obtenus, le modèle des neurones artificiels peut simuler d'une façon relativement satisfaisante les totaux pluviométriques de l'hiver et du printemps, mais avec des coefficients de corrélation relativement faibles entre les pluies simulées et les pluies observées. Au contraire, le modèle ne peut pas reproduire d'une façon satisfaisante ni les totaux pluviométriques de l'automne ni la variabilité naturelle des séries pour toutes les saisons (sous – estimation importante des écarts types). En outre, la reproduction des pluies par le modèle change d'une station à l'autre et d'une saison à l'autre (dans certains cas, il y a surestimation ; dans d'autres cas, sous-estimation).

En comparant les résultats du modèle statistique développé dans cette étude avec les résultats du modèle développé par Maheras et al., 2006, Tolika et al., 2007) et basé sur le même prédicteur qu'ici (pour la même période mais pour des stations helléniques), on conclut que les résultats obtenus ici sont moins satisfaisants, surtout en ce qui concerne les coefficients de corrélation. L'infériorité des résultats de cette étude par rapport aux résultats d'autres études, à notre avis, peut être liée aux causes suivantes :

- Les géopotentiels de 500hPa utilisés comme seul prédicteur n'est pas le meilleur prédicteur pour les précipitations en Tunisie, car les situations météorologiques apportant la pluie ne sont pas semblables pour toutes les stations (Frankenberg, 1980) ;
- La fenêtre des géopotentiels utilisée n'est pas la fenêtre idéale ;
- Les facteurs géographiques responsables de la production des précipitations en Tunisie sont différents qu'en Grèce ;
- La qualité des données pluviométrique en Tunisie est probablement inférieure à celle en Grèce.

L'estimation des futurs changements des hauteurs des pluies montre que dans l'ensemble les totaux pluviométriques en Tunisie semblent être en réduction jusqu'à la fin du siècle. Mais dans le détail, les résultats des trois saisons apparaissent, pour certaines stations, contradictoires et très incertains. Le printemps présente les meilleurs résultats et l'automne les plus mauvais.

Remerciement : Ce travail a été effectué dans le cadre du projet GABARDINE (Groundwater Artificial recharge based on Alternative sources of water : advanced integrated technologies and management) financé par la Commission Européenne sous le numéro 518118.

Références Bibliographiques

- Frankengerg P, 1980: Evapotranspiration, bilan de l'eau et variabilité des précipitations en Tunisie en relation avec l'agriculture. Méditerranée, 90, 49-55.
- Goodess C.M., Anagnostopoulou C., Bàrdossy A., Frei C., Harpham C., Haylock M.R., Hundedcha Y., Maheras P., Ribalaygue J., Schmidli J., Schmith T., Tolika K., Tomozeiu R., Wilby R.L., 2006: 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 on the Climate Change.
- Henia L, 1980 : Les précipitations pluvieuses dans la Tunisie tellienne. Publications de la faculté des lettres et sciences humaines de Tunis, XIV, 262p. 1 carte.
- Henia L, 1993 : Climat et bilans de l'eau en Tunisie. Publications de la faculté des sciences humaines et sociales de Tunis, XXVI, 391p.
- Maheras P., Tolika K., Anagnostopoulou CHR., Vafiadis M., Patrikas I., Flocas H., 2004: On the Relationships between circulation types and changes in rainfall variability in Greece. Int. J. Climatol 24, pp. 1695-1712.
- Maheras P, Tolika K, Vafiadis M et Anagnostopoulou CHR, 2006 : Comparaison de deux scénarios (statistique et dynamique) concernant les précipitations en Grèce. Publications d' AIC, XIX, 397-402
- Tolika K, Maheras P, Vafiadis M et Anagnostopoulou CHR, 2006 : Comparaison de deux scénarios (statistique et dynamique) concernant les précipitations en Grèce. Soumise pour publication aux annales de l'AIC

Résumés des communications

VEGETATION, MILIEUX ET CLIMATS LOCAUX DES MONTAGNES MEDITERRANEENNES SEMI-ARIDES. LE CAS DE JEBEL RIHANE (SUD-EST DU HAUT TELL TUNISIEN)

ABAZA Khaled

*Assistant de Biogéographie à l'Institut Supérieur des Métiers du Patrimoine de Tunis, Tunisie,
UR" Biogéographie, Climatologie appliquée et Dynamique érosive"
Faculté des Lettres, des Arts et des Humanités de Manouba, Tunisie
khaledabeza@yahoo.fr*

Résumé : *Ce papier essaye d'avancer une typologie des climats locaux dans le massif montagneux du jebel Rihane (Haut tell tunisien), en se basant sur les espèces végétales indicatrices et la physiognomie du couvert végétal naturel.*

Mots clefs : *jebel Rihane (Tunisie), climats locaux, unité végétale*

Abstract: *This paper is trying to enhance local climates typology in the Rihane mountain massif (The Tunisian Higher Tell), taking as a basis the reference vegetation species and the physiognomy of the natural green cover.*

Keys words: *The Rihane Mountain (Tunisia), local climates, vegetation units.*

Introduction

Limité à l'ouest par l'oued Siliana, le massif du jebel Rihane (sud-est du Haut tell) domine largement les plaines de Bou Arada et de Aroussa du côté sud et celle de Goubellat à l'est et au nord-est. Il est formé par une crête principale qui culmine à 721m à jebel Rihane et par plusieurs collines et petits jebels d'altitude modeste séparés par des cols profonds (Cf.fig.n°1).

Aucune station météorologique n'existe dans ce massif montagneux. Le diagramme des bioclimats méditerranéens d'Emberger place les stations voisines dans les étages bioclimatiques semi-aride moyen (Aroussa, Krib Gare et Mejez El Bab) et semi-aride supérieur (Goubellat et Bou Arada).

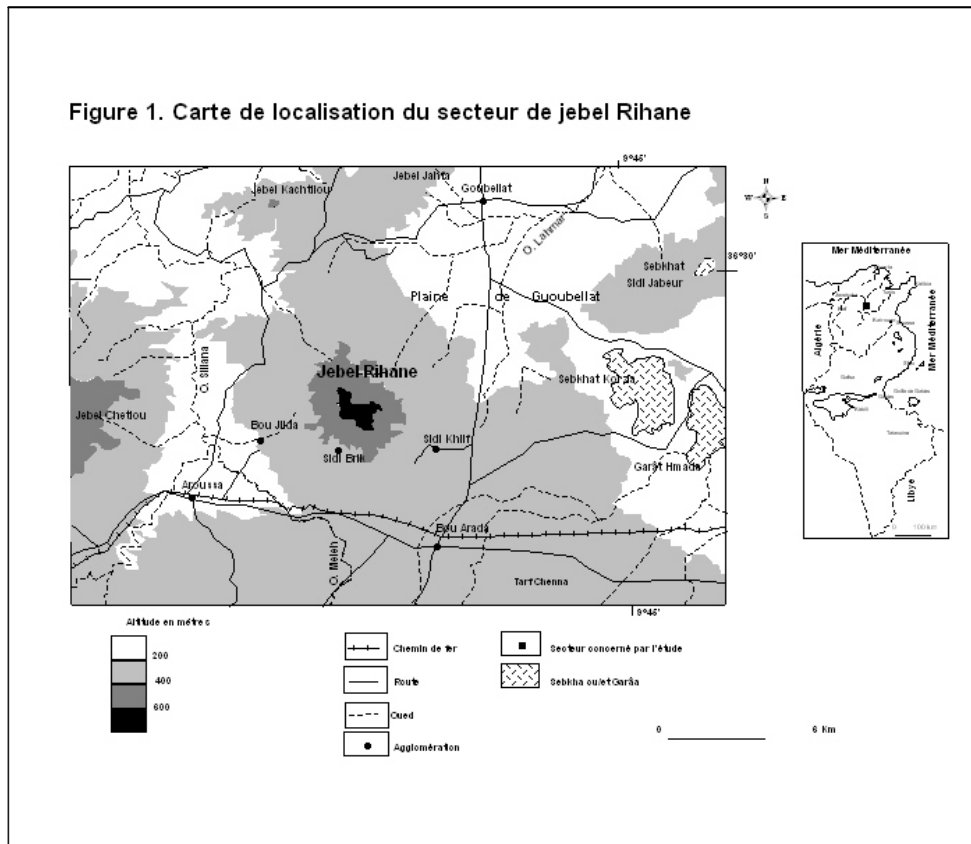
Le croisement des données de la carte des unités végétales et de celles des relevés phyto-écologiques (ABAZA K.2006) montre que la dénivellation relativement importante du massif montagneux de jebel Rihane (plus de 420m), son relief accidenté et l'orientation de ces grands axes topographiques sont à l'origine des milieux et climats locaux variés, que la composition et les structures physiognomiques des unités de végétation permettent de détecter et de caractériser.

1. Les milieux les plus humides

1.1. L'ambiance bioclimatique subhumide des hauts versants ombragés

Au dessus de 600m d'altitude, sur les versants exposés au nord, nord-ouest et nord-est, la couverture végétale spontanée du massif de jebel Rihane est formée par une pinède mixte couvrante à feuillus. L'examen détaillé de son sous-bois permet de cerner la diversité des faciès¹ dans cette unité végétale.

¹ Une variante d'un type de végétation caractérisée par l'abondance d'une ou de plusieurs espèces en rapport avec l'influence des facteurs écologiques locaux.



1.1.1. Une pinède mixte à chêne vert à caractère méso-méditerranéen

Formant une ceinture sommitale discontinue (le plus souvent au delà de 690m d'altitude), cette unité de végétation connaît une extension particulièrement remarquable sur des sols bruns argileux sans pavage caillouteux du versant nord-ouest de jebel Rihane.

De point de vue physiognomique, la pinède de pin d'Alep à chêne vert se présente dans ce milieu sous l'aspect d'une vieille et belle forêt jardinée de plus de 80 % de recouvrement moyen, où on note l'existence des strates suivantes;

- Une strate forestière dense formée par de grands arbres de pin d'Alep de taille dépassant par endroit 25m de haut, très ramifiés près de la base et à port élancé et vigoureux de jeunes,
- Une strate haute de 30 % de recouvrement moyen, constituée aussi de pin d'Alep,
- Une strate moyenne assez dense occupée par des grands fourrés de chêne vert, de rares touffes de *Pistacia terebenthus* et *Pistacia lentiscus* et de plusieurs pieds de filaire, oléastre, arbusier et genévrier oxycèdre,
- Une strate buissonnante dense (plus de 45 % de recouvrement moyen) dominée par les compagnons essentiellement éricoides de la pinède à pin d'Alep tels que, les cistes (*Cistus monspeliensis* et *Cistus villosus*), le romarin, la globulaire, la bruyère multiflore, *Sideritis incana*, *Sederus elegans*, *Fumana thymofilia*, *Lotus creticus*, *Bupleurum balansae*, *Ampelodesma mauritanicum* (très abondant), de rares genêts épineux,...
- La strate herbacée est une pelouse annuelle essentiellement graminéennes.

On note également le développement d'une strate mucinale assez épaisse et discontinue.

En outre, ce paysage végétal renferme un groupe d'espèces indicatrices de l'amélioration de l'état de la forêt, où les plantes grimpantes, humicoles et sciaphiles (préférant l'ombre) sont nombreuses ; *Viburnum tinus*, *Clematis flammula*, *Clematis cirrhosa*, *Lonicera implexa*, *Colutea arborescens*, *Rosa canina*, *Hedra helix*, *Grataegus azarolus*, *Ephedra alenda*, *Rubus ulmifolius*, *Prasium majus*,

Myrtus communis, Rubia peregrina, Jasminum fruticans, Asparagus acutus, Tamus communis, Rubia peregrina, Arisarum vulgare,...

En cas d'absence de la forêt, des fourrés à feuillus, surtout à chêne vert associés à une pelouse graminéenne la remplace (notamment sur les replats)

La strate herbacée est riche en Fabacées, Astéracées, Liliacées, Orchidées,...

D'une manière générale, les unités végétales spontanées sur les versants ombragés de la haute partie du massif de jebel Rihane, quelles que soient leur physionomie, se distinguent par un taux de recouvrement moyen élevé et par un continu floristique particulier, notamment par la présence de plusieurs dizaines de pieds isolés de chêne liège, l'abondance du chêne vert, la fréquence de l'arbousier et du térébinthe et l'existence de multiples plantes grimpantes qui font de ces milieux des îlots soumis à une ambiance bioclimatique subhumide nette qui se dégage de l'humidité atmosphérique et de la vigueur de la végétation.

D'autre part, le chêne vert et le térébinthe, comme le montre leur répartition dans le Tell exigent une certaine fraîcheur (moyenne des minima du mois le plus froid inférieure à 3°C). Ils caractérisent des bioclimats de variante hivernale fraîche, se classant dans l'étage altitudinal méso-méditerranéen, au sens d'Ozenda (GAMMAR A.M.1979, ABAZA K.1996 et 2006, LARIBI M.1999, et al).

1.1.2. Une station isolée à chêne liège à caractère subhumide

Cette station à plusieurs individus de chêne liège d'aspect vigoureux occupe une fourchette d'altitude comprise entre 650 et 700m sur le versant nord-est du massif de jebel Rihane sur un sol humifère développé sur des éboulis de pente assez épais qui descendent par gravité du sommet du jebel.

Le relevé de cette station présente les mêmes caractéristiques physiologiques que celles de l'unité végétale précédente, mais elle indique une flore très diversifiée à caractère subhumide, mais où manque totalement les compagnons habituels de la subéraie, notamment l'*Erica arborea*. On trouve; *Pinus halepensis, Quercus suber, Quercus ilex, Phylleria media, Viburnum tinus, Rhamnus alaternus, Pistacia terebenthus, Arbutus unedo, Prasium majus, Ampelodesma mauritanicum*, plusieurs plantes grimpantes comme *Clematis flammula, Clematis cirrhosa, Lonicera implexa, Ruscus hypophyllum, Rubus ulmifolius, Smilax aspera*, plusieurs coronilles,...

1.2. Une végétation rupicole à groupe subhumide

Un groupe subhumide avec *Melandrium album, Rubus ulmifolius, Hedra helix, Lagurus ovatus, Myrtus communis, Rosa sp, Lamium amplexicaule, Viburnum tinus*, en plus de plusieurs espèces rupicoles plus communes telles que *Umbilicus sp, Prunus prostrata, Dianthus veneris*, de divers sedums, *Cistus villosus*, des Liliacées,.... colonise un escarpement rocheux abrupt situé sur le haut versant nord-ouest du jebel Rihane.

L'humidité relative de ce micro-milieu s'explique par l'apport supplémentaire d'eau descendant par gravité de la crête sommitale lors des pluies et qui rend les fissures et les parois rocheuses des îlots subhumides particulièrement riches.

1.3. Des vallons profonds à pinèdes jardinées denses et riches en espèces rupicoles et hygrophiles

Les vallons profonds à écoulement intermittent (O.Ghareg, O.Linj, O.Dalia, O.Aîn Sid, O.Langar,...) et les voisinages des sources d'eau (A.Zigza, A.Tfifila, A.Kharrouba, A.Gattar, A.Béhima, A.Safsafa,...) constituent des sites humides propices au développement d'une forêt jardinée de pin d'Alep couvrante et riche, où on note les strates suivantes:

-Une strate forestière très dense (le taux de recouvrement peut dépasser 100 %) formée par des grands arbres de pin d'Alep ayant des tailles souvent supérieures à 15m, très ramifiés et à feuillage dense,

-Un sous-bois particulièrement diversifié dominé par le pin d'Alep, le genévrier oxycèdre, le genévrier de Phénicie (sur les bas versants et les piémonts) pour la strate haute, les grandes touffes d'oléastre, lentisque et filaire, les diverses plantes grimpantes pour la strate moyenne et les cistes, le romarin, la globulaire, la bruyère multiflore, *Asparagus acutus*, genêt épineux et d'autres nanochaméphytes pour la strate ligneuse basse.

La strate herbacée est bien fournie (essentiellement des thérophytes).

Aux voisinages des sources d'eau, on trouve outre les espèces zonales citées, des plantes ripicoles et hygrophiles telles que; *Myrtus communis* (en abondance), *Nerium oleander*, *Tamarix africana*, *Salix pedicellata*, les peupliers, *Mentha pulegium*, le roseau, les joncs (*Juncus acutus* et *Juncus maritimus*),...

Le fond des ravins ne montre aucune trace d'écoulement et de transport ce qui permet de conclure que dans ces bassins versants entièrement forestiers, la rétention d'eaux pluviales par la végétation et l'infiltration est totale. L'érosion est nulle et aucune trace d'exportation de débris n'est visible.

Le taux de recouvrement moyen élevé et la richesse floristique de la végétation naturelle de ces milieux s'expliquent par un bilan hydrique favorable, pour des raisons principalement pédologiques et hydrographiques. En effet, aux fonds des vallons profonds, l'épaisseur des sols alluviaux, les apports d'eau du ruissellement, des sources et des cours d'eau, compensent largement la sécheresse méditerranéenne (LARIBI M.1999), qui caractérise les bas versants et les piémonts du massif de jebel Rihane.

2. Les milieux les moins humides

2.1 *Des pinèdes jardinées à feuillus à caractère semi-aride supérieur sur des sols d'éboulis à sécheresse édaphique atténuée*

Ces unités de végétation occupent une fourchette d'altitude comprise entre 500 et 690m sur des éboulis de pente riches en calcaires décalcifiés. Ce sont des pinèdes à pin d'Alep couvrantes, où on observe la structure physiologique suivante:

- Une strate forestière de 60% de recouvrement moyen dominée par des arbres de pin d'Alep de 10 à 12m de haut,

- Un sous bois ligneux dense dominé par la strate moyenne. Sa végétation est marquée par l'abondance des feuillus (souvent de grandes touffes de lentisque, filaire, arbousier, oléastre, de rares azeroliers et caroubiers), l'absence totale de genévrier de Phénicie et des espèces steppiques et la fréquence de genêt épineux, romarin, Ciste de Montpellier, *Cistus villosus*, *Erica multiflora*, *Asparagus acutus*, *Asparagus, albus*.

- Le sous bois herbacé riche floristiquement, formé par plusieurs thérophytes, des géophytes (*Asphodèle*, *Arisarum vulgare*, *Urginea maritima*) et de rares hémicryptophytes.

En cas de dégradation avancée du couvert végétal se développe le matorral bas à prédominance de romarin, piqueté de grands arbustes feuillus (essentiellement le lentisque et l'oléastre).

L'abondance des feuillus et la vigueur des pins dans ces milieux s'expliquent par la richesse du sol en cailloux qui facilitent la pénétration des racines des plantes dans la profondeur des sols et permet le stockage de l'eau, ce qui atténue l'aridité des sols et l'existence d'une matrice limoneuse fine brune pédogenisée, le plus souvent riche en matière organique résultant de la décomposition d'une litière abondante et de bonne qualité.

L'absence du chêne vert rattache ses formations végétales à l'étage thermo-méditerranéen au sens d'Ozenda et à la variante hivernale douce (avec une moyenne des minima du mois le plus froid comprise entre 3 et 7°C). De plus, la composition de ces pinèdes et matorrals est typiquement caractéristique de l'ambiance semi-aride supérieur (au sens d'Emberger) qui reçoit globalement des précipitations moyennes annuelles comprises entre 450 et 500mm.

2.2. Des pinèdes dégradées à caractère semi-aride moyen et supérieur sur des sols à sécheresse édaphique accentuée

Occupant de vastes étendues dans le massif de jebel Rihane, cette unité de végétation caractérise les bas versants et les piémonts les plus ensoleillés (expositions sud, sud-est et sud-ouest) et à pentes raides.

Il s'agit dans l'ensemble d'un matorral élevé à moyen ouvert (son taux de recouvrement moyen généralement inférieur à 40%), où on note la stratification suivante:

- Une strate haute de moins de 20% de recouvrement moyen dominée par des arbres de pin d'Alep hauts de moins de 5 m ayant des ports réduits et un feuillage léger,

- Un sous-bois ligneux clair dominé par la strate basse et marqué par la rareté de feuillus. Il est formé principalement par des espèces thermophiles (appréciant la chaleur) et héliophiles (adoptées à une lumière vive) tels que le pin d'Alep, le genévrier de Phénicie, le lentisque, *Rhamnus lyciodes*, la globulaire, le ciste de Liban, le ciste de Montpellier, *Fumana ericoides*, le romarin, *Thymus capitatus*, *Phagnalon rupestre*, *Teucrium polium*. Dans les milieux les plus ensoleillés, on note l'apparition de *Genista cinerea*. Par contre l'accentuation de la sécheresse hydrique stationnelle sous l'effet du décapage continu des sols entraîne l'infiltration de plusieurs espèces steppiques dans cette pinède à pin d'Alep (*Stipa retorta*, *Stipa tenacissemata*, *Lygeum spartum*).

- Une strate herbacée pauvre se compose de *Ebenus pinnata*, *Bromus sp*, *Sideritis romana*, *Gladiolus sp*, *Teucrium pseudochameapitys*,...

La dégradation de la strate haute entraîne le développement d'un matorral moyen clair à pin d'Alep et genévrier de Phénicie ou un matorral bas dense à prédominance des cistes souvent riche en espèces steppiques.

Ces formations végétales indiquent des milieux ensoleillés marqués relativement par la chaleur et l'aridité qui s'accroissent d'avantage sur les versants à pentes fortes sous l'effet de l'érosion hydrique grave qui est responsable du départ des particules fines et organiques des sols.

Par leurs altitudes basses, l'ambiance bioclimatique semi-aride moyen de ces bas versants et piémonts serait relativement comparable à ceux des bassins intra-telliens qui enregistrent des moyennes pluviométriques comprises entre 395 mm (Gaâfour) et 410 mm (Siliana) et des températures moyennes annuelles oscillant entre 16,9°C (Siliana) et 18°C (Mejez El Bab).

Conclusion

Au total, malgré son extension réduite et la modestie de son relief, la carte des unités végétales souligne l'aspect très mosaïque de la couverture végétale du massif montagneux de jebel Rihane.

Dans un contexte régional semi-aride, dominé par des pinèdes à pin d'Alep, cette diversité paysagère et floristique est en grande partie le reflet de conditions locales bioclimatiques et morpho-pédologiques, qui selon le type des milieux, aggravent ou atténuent la sécheresse méditerranéenne. De ce fait, cette carte de végétation permet une appréciation plus ou moins claire et fiable de ces facteurs physiques du milieu, très utile là où les mesures et les calculs fiables manquent.

Bibliographie

- ABAZA K., 1996 : *La végétation et l'impact de l'homme dans le secteur du jebel Ben Ghazouane (Le Krib)*. Mémoire de D.E.A., Tunis, 129 p.+ annexe et carte.
- ABAZA K., 2006 : *La végétation des monts de Tébourouk: Analyse locale et dynamique*. Thèse de Doctorat, Tunis, 313p.+annexe et cartes.
- BEN BOUBAKER. H., 1989 : *Etudes des gradients pluviométriques au niveau du 36ème parallèle Nord*. Mémoire de C.A.R., Tunis, 87p.
- BORTOLI L., 1969 : *Climatologie et bioclimatologie de la Tunisie Septentrionale*, Annales de l'I.N.R.A.T. Tunis, vol.42, fasc.1, 235p.
- GAMMAR A.M., 1999 : *La Dorsale tunisienne, entre représentation linéaire et réalité régionale*. in "La Tunisie du Nord, espace des relations", Faculté des Lettres de Manouba, pp.61-83., Tunis.
- GOUNOT G. et SCHOENENBERGER A., 1967 : *Notice détaillée de la carte phyto-écologique de la Tunisie septentrionale*. Feuille IV. Annales de l'I.N.R.A.T., Tunis, 426 p.
- HENIA L., 1980 : *Les précipitations pluvieuses dans la Tunisie tellienne*. Université de Tunis, 262 p.
- LARIBI M., 1999 : *Végétation, milieux et bioclimats des montagnes du Haut tell tunisien. Le cas de jebel Gfaï aux environs de Nebeur*. Actes du IVème colloque du Département de Géographie " Bioclimatologie et topoclimatologie". pp.39-45, Tunis (sous presse).

OPTIMISATION DES APPORTS D'EAU POUR UNE CULTURE DE MELON SOUS SERRE TUNNEL EN POLYETHYLENE

B. ABDERRAHMANI ¹; M. ABBOU ²; M. HOUARI ³; A. MOKHBI ²; A. DOBBI ⁴
F.Z.MEGHOUFEL ⁵ et N. HASSINI ⁶

¹Département d'Agrométéorologie, I.H.F.R, Oran, Email : belaid1822@yahoo.fr

²Département d'agronomie, Université de Mostaganem

³Office National de la Météorologie, Oran

⁴Département de mécanique, Université de Ouargla

⁵Département de physique, Université de Mostaganem, Mostaganem

⁶Département de biologie, Faculté des Sciences, Université d'Es-Sénia, BP 1524 Oran

Résumé : L'utilisation de la plasticulture comme moyen de protection des plantes et de préservation des ressources hydriques dans les milieux hostiles constitue la ligne directrice de nos travaux de recherche. Dans ce contexte, nous avons mené plusieurs expérimentations pour caractériser les différents paramètres physiques et micro climatiques régissant la consommation en eau des cultures protégées.

Le dispositif des blocs de Fisher y est utilisé pour l'étude de deux facteurs, à savoir :

- La quantité d'eau appliquée
- L'opportunité de son application

La méthodologie adoptée repose sur un suivi régulier du bilan hydrique obtenu par usage combiné d'une sonde à neutrons et d'un lysimètre à pot ; ainsi que des apports restrictifs en eau aux stades de floraison et formation des fruits. L'objectif principal recherché est d'apprécier les incidences d'une contrainte hydrique sur le rendement agricole du melon et de déterminer la fraction des besoins hydriques à satisfaire, susceptible d'assurer un niveau de production convenable tout en ménageant les ressources hydriques mobilisables à cet effet. Les résultats préliminaires montrent que seul le stade de floraison permet une économie substantielle d'eau (de 15% à 30% de l'ETM) et un niveau de production optimale.

Mots clefs : Plasticulture, besoins en eau du melon, contrainte hydrique, économie d'eau.

Abstract : The use of plasticulture as means of plants protection and safeguarding of the hydrous resources in the hostile environments constitutes the hot line of our research tasks.

In this context, we carried out several experiments to characterize the various physical and microclimatic parameters governing water consumption of the protected cultures.

The device of Fisher s' blocks is used there for the study of two factors, namely:

- The quantity of water applied
- The opportunity of its application

Adopted methodology is based on a regular monitoring of the water needs by using a probe with neutrons and a lysimeter with pot; as well as restrictive water contributions at the stages of flowering and fruits formation.

The required principal objective is to appreciate the incidences of a hydrous constraint on the agricultural output of melon and to determine the fraction of the water needs to satisfy, likely to ensure a level of suitable production while sparing the mobilizable hydrous resources for this purpose. The preliminary results show that only the flowering phase of flowering allows a substantial saving in water (from 15% to 30% of the ETM) and a level of optimal production.

Key words: Plasticulture, melon water needs, hydrous constraint, water saving.

1. Introduction

Le bassin Méditerranéen est caractérisé par un climat chaud et sec en été, associé à de faibles précipitations en hiver. Malgré l'apparente uniformité du climat méditerranéen, une analyse détaillée montre de très grandes différences pour des zones géographiquement très proches (Bennett S. J. et al., 1998 ; Rana G. and Katerji N., 2000).

En Algérie la période de sécheresse varie de 7 mois au Nord à presque 12 mois dans certaines régions du Sahara (Hassini N. et al., 2002), ce qui constitue certes un inconvénient majeur, mais présente les avantages d'un éclaircissement important et de températures élevées (Rana G. and Katerji N., 2000). La tension sur l'utilisation de l'eau par les principaux secteurs utilisateurs (l'agriculture, l'industrie et les ménages) ne cesse de s'accroître. Elle est surtout exacerbée par la raréfaction des précipitations durant ces dernières années. L'irrigation des cultures qui consomme plus de 75 % des disponibilités en eau, est un gisement important d'économie de cette ressource (De Paw E. et al., 2000). Les surfaces irriguées avec des techniques traditionnelles sont dominantes. Ces dernières sont caractérisées par une faible efficacité (pertes importantes au niveau de la parcelle), aggravée par une mauvaise maîtrise des doses appliquées. L'expérimentation conduite à l'Institut Hydrométéorologique de Formation et de Recherche (I.H.F.R) d'Oran, Algérie, s'inscrit dans un

projet de recherche visant à améliorer la productivité des cultures maraîchères en optimisant les apports d'eau (Hassini N. et Hamou A., 2001). Cette contribution porte sur un essai réalisé sur le melon (*Cucumis melo*) cultivé sous serre. L'objectif recherché est de déterminer la fraction des besoins à satisfaire à différents stades du cycle de la plante pour atteindre des niveaux de production convenables. L'étude de la réponse de la culture aux différentes doses d'arrosage nous a permis d'aborder d'autres aspects tels que le fonctionnement hydrique du sol cultivé et le microclimat de la serre utilisée (De Paw E. et al., 2000).

2. Matériels et méthodes

2.1. Matériel végétal

Le type de culture considéré est le melon variété *cantaloup charentais*, cucurbitacée bien représentée dans la sole des cultures maraîchères algériennes (Chaux C. et al., 1994). Les fruits sont relativement arrondis et côtelés, peu ou pas brodés et à écorce jaunâtre. La chair de couleur orangée est sucrée et très parfumée mais de conservation médiocre.

2.2. Le sol

Le sol profond (supérieur à un mètre), peu calcaire, a une texture sablo-argileuse, avec une présence notable de limon (15 %), (Tableau 1). Le pH est proche de la neutralité (entre 6.9 et 7.3). La conductivité électrique est inférieure à 1.73 ms/cm. La teneur en matière organique est inférieure à 1.50 %.

2.3. La serre

Le dispositif utilisé pour le suivi agrométéorologique et l'étude du vieillissement naturel est, de par le nombre de paramètres mesurables, une installation unique en son genre à l'échelle nationale. L'installation se trouve au sein de l'Institut Hydrométéorologique de Formation et de Recherche (I.H.F.R.) situé à Oran ville (Latitude 34°40' nord, Longitude 00°36 ouest, Altitude 120 m). Il s'agit d'une serre tunnel, orientée est-ouest et de dimensions, longueur $L = 32$ m, largeur $l = 8$ m et hauteur $H = 3.5$ m. La 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. Le film plastique utilisé est du polyéthylène basse densité stabilisé, d'une épaisseur de 180 micromètres, extrudé par l'ENPC de Chlef (Algérie) à partir de granulats de type B24 produits par l'ENIP de Skikda (Algérie).

2.4. Protocole expérimental

Le dispositif des blocs de Fischer est utilisé (Benjamin J.G et al., 2003 ; Eitzinger J., et al., 2003). Deux variables sont testées: la dose appliquée à la culture (fraction de l'évapotranspiration maximale) conjuguée au moment de l'application (stade végétatif du cycle de la culture.).

Les neuf traitements adoptés sont présentés dans le tableau 3.

Tableau 3 : Traitement des parcelles en fonction de l'Evapo-Transpiration Maximale (ETM)

Traitement	stade de floraison	stade de formation du fruit
1	70 % ETM	70 % ETM
2	70 % ETM	85 % ETM
3	70 % ETM	100 % ETM
4	85 % ETM	70 % ETM
5	85 % ETM	85 % ETM
6	85 % ETM	100 % ETM
7	100 % ETM	70 % ETM
8	100 % ETM	85 % ETM
9	100 % ETM	100 % ETM

Chaque traitement est répété, trois fois, sur des surfaces de 1.76 m² chacune.

Un espacement standard est respecté entre les blocs afin de minimiser les interactions inter blocs. L'eau est apportée par irrigation directe sur raies ; le débit et le volume appliqués sont contrôlés et assujettis aux besoins hydriques de la plante. Le semis en place a été réalisé le 03 mars 2002, la conduite de l'essai a été faite selon un schéma technique classique (Rana G. and Katerji N., 2000 ; Shibu J. et al., 2003) : fertilisation, taille, traitements phytosanitaires, binage et désherbage manuel répétés.

2.5. Méthodes de mesure

a) Paramètres climatiques sous serre.

Des thermomètres à mercure sont placés à différentes hauteurs (0.70 m , 1.50 m et 2.00 m) pour la mesure de la température. Pour l'hygrométrie, un psychromètre muni de thermosondes à platine et couplé à un enregistreur de type Speedo-max est utilisé. Les rayonnements solaires et de surface sont mesurés par un pyranomètre à thermopiles KIPP ZONEN dont les capteurs sont placés à 70 centimètres du sol au centre de la serre.

b) Mesure de l'ETM.

L'évapotranspiration maximale de la culture est évaluée à partir de pesées journalières d'un lysimètre à pot disposé au milieu de la serre.

c) Teneur en eau dans le sol.

La teneur en eau du sol à des profondeurs de 10, 20, 30, 50, et 70 centimètres est estimée par la méthode neutronique en utilisant un humidimètre à neutrons (Vachaud et al., 1985)

3. Résultats et discussions

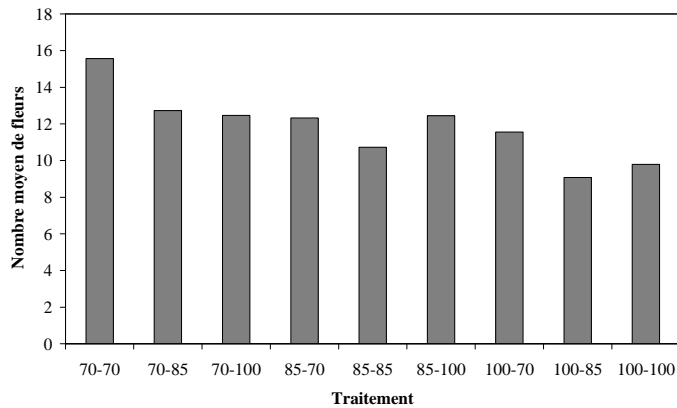
3.1. Effet des traitements hydriques sur la floraison

Le nombre de fleurs est une caractéristique importante du développement de la plante, notamment en conditions de stress hydrique. Le rythme accéléré de la floraison en conditions hydriques défavorables est ralenti par les fortes humidités du sol. La floraison la plus abondante, évaluée en nombres de fleurs par mètre de tige, est observée pour les deux premiers traitements. Il semble donc exister une corrélation entre le degré de la réduction des apports hydriques, essentiellement durant la première phase du traitement, et l'importance de la floraison. Ce résultat est conforme à un comportement physiologique commun à plusieurs végétaux, en effet une restriction hydrique favorise directement la floraison au détriment du développement végétatif (Tableau 4 et Figure 1).

Tableau 4 : Nombres moyens de fleurs des parcelles en fonction du traitement hydrique appliqué

Traitement	1 (70-70)	2 (70-85)	3 (70-100)	4 (85-70)	5 (85-85)	6 (85-100)	7 (100-70)	8 (100-85)	9 (100-100)
Nombre de fleurs	15.56	12.73	12.46	12.33	10.73	12.45	11.56	9.07	9.79

Figure 1 : Nombres moyens de fleurs en fonction du traitement



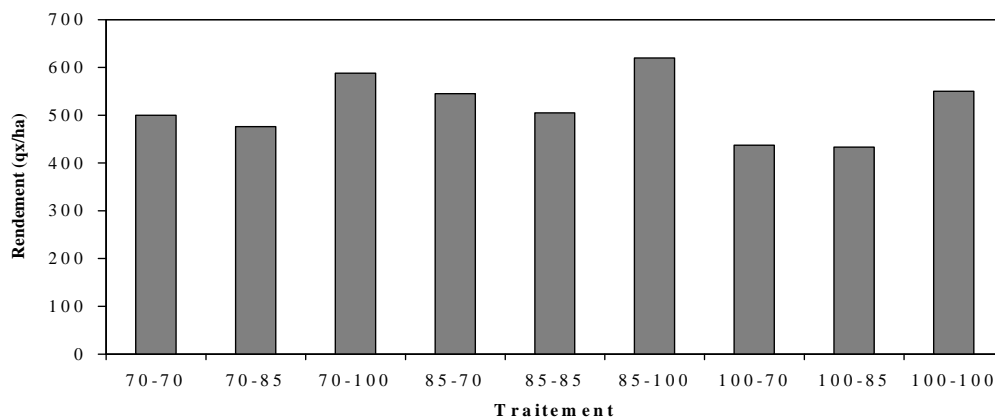
3.2. Effets des traitements hydriques sur la production :

La production est estimée à l'aide du calcul des rendements agricoles en quintaux par hectare. Le meilleur rendement agricole est obtenu par le traitement 6 (85% de l'ETM durant le stade floraison et 100% de l'ETM durant le dernier stade). Cette performance est suivie de celle obtenue par le traitement correspondant à une dose équivalente à 70% de l'ETM pendant le premier stade et 100% durant le stade de formation du produit, soit le traitement 3. Une baisse du rendement est observée lorsque les doses d'application sont réduites durant le dernier stade même si elles atteignent la valeur de 100% de l'ETM durant le stade de formation du fruit (Tableau 5 et figure 2).

Tableau 5 : Rendement agricole par traitement

Traitement	1 (70-70)	2 (70-85)	3 (70-100)	4 (85-70)	5 (85-85)	6 (85-100)	7 (100-70)	8 (100-85)	9 (100-100)
R (q/ha)	500	476	588	545	505	620	437	433	550

Figure 2 : Rendement agricole par traitement



Cette analyse sommaire est complétée par l'application du test de Student aux différentes composantes de la production (Tableau 6).

Tableau 6 : Test de comparaison des moyennes des paramètres de la production

Traitement Paramètre ↓	70% par rapport au témoin	85% par rapport au témoin	70% par rapport au traitement 85%
Poids moyen	NS*	S*	S
Nombre de fruits	NS	NS	NS
Longueur moyenne	S	S	S
Diamètre moyen	NS	NS	NS

*S et NS désignent respectivement test significatif et non significatif au seuil de 5 %.

Le nombre de fruits, leur diamètre moyen et accessoirement leur poids ne sont pas réellement influencés par la contrainte hydrique.

La comparaison des deux traitements 70% et 85 % montre que la longueur moyenne et le poids moyen ont une réponse plus spectaculaire au dosage des irrigations.

3.3. Suivi du profil hydrique du sol

L'allure générale du profil hydrique dans le sol présente deux zones bien distinctes (Figure 3). Une première zone comprise entre la surface du sol et 50 centimètres de profondeur est caractérisée par une augmentation progressive de la teneur en eau de la surface vers la profondeur.

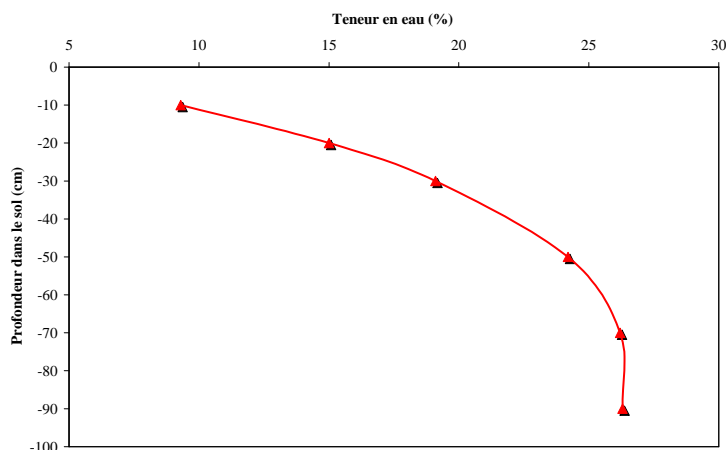
Tableau 6 : Profil hydrique du sol

profondeur	10	20	30	50	70	90
Teneur en eau %	9.30	15	19.1	24.2	26.2	26.3

Tableau 7 : Variation du stock hydrique pendant les deux stades pour les traitements 1, 5 et 9

Traitement	1 (70-70)	5 (85-85)	9 (100-100)
Variation du stock hydrique pendant le stade floraison en mm	9.78	4.71	14.67
Variation du stock hydrique pendant le stade formation du fruit	10.72	18.18	24.68

Figure 3 : Allure du profil hydrique du sol en post irrigation



Une deuxième zone au-delà des 50 premiers centimètres est caractérisée par des écarts de teneur en eau très faibles. La variation du stock hydrique est la différence entre les réserves hydriques dans le sol après et avant arrosage. Cette variation du stock hydrique représente l'évapotranspiration réelle du couvert végétal. En comparant cette variation des stocks hydriques durant trois irrigations

successives pour chaque traitement et pour chaque stade (Tableau 5), on peut tirer les conclusions suivantes :

- L'évapotranspiration réelle (estimée à partir de la variation des stocks) est nettement plus importante durant le stade de formation du fruit. Ceci s'explique par une consommation élevée en fin de cycle du melon.
- L'ETR est d'autant plus proche de l'ETM (représenté par le traitement 100% - 100%) que la dose d'arrosage est importante.

4. Conclusion

Le microclimat de la serre diminue l'évapotranspiration, de ce fait une culture sous serre n'est pas aussi exigeante en eau que celle cultivée en plein champ. Un stress hydrique de l'ordre de 15 à 30 %, appliqué en fin de cycle, diminue quelque peu la productivité du melon. Cependant, cette contrainte, appliquée en phase de floraison, n'influe pas de manière significative sur le rendement moyen (le nombre de fruits et le poids moyen demeurant pratiquement inchangés, comparativement au traitement témoin). Ceci permet, à production égale, une économie substantielle en eau d'irrigation. Toutefois, cette économie ne saurait se passer d'un bon suivi de la culture, du microclimat de la serre ou encore des pratiques culturales utilisées tout au long de l'expérimentation.

5. Bibliographie

- Benjamin J.G., Nielsen D.C., Vigil M.F., Quantifying effects of soil conditions on plant growth and crop production, *Geoderma*, **116**, 2003, 137–148.
- Bennett S. J., Saidi N. and Enneking D., Modelling climatic similarities in Mediterranean areas : a potential tool for plant genetic resources and breeding programs, *Agriculture, Ecosystems and Environment*, **70**, 1998,129-143
- Chaux C. et Foury C. L., Production légumière, Tome 3, 1994, Editions Techniques et Documentation, Lavoisier, Paris, France.
- Eitzinger J., Tastna M. S., Alud Z., Dubrovsky M., A simulation study of the effect of soil water balance and water stress on winter wheat production under different climate change scenarios, *Agricultural Water Management*, **61**, 2003, 195–217
- De Paw E., Gobel W. and Adam H., Agro-meteorological aspects of agriculture and forestry in the arid zone, *Agricultural and Forest Meteorology* **103**, 2000,43-48
- Hassini N., Guenachi K., Hamou A., Saiter J.M., Marais S. and Beucher E., Polyethylene greenhouse cover aged under simulated sub-Saharan climatic conditions, *Polymer Degradation and Stability*, **75**, 2002, 247-254
- Hassini N. et Hamou A., Etude expérimentale du bilan énergétique et énergie récupérable sur une serre, *Revue Internationale d'Héliotechnique*, **24**, 2001,20-22
- Monnet Y., Lutte biologique - Assurer la qualité et l'efficacité, *Culture Légumière*, **48**, 1998/99, 33-36.
- Rana G. and Katerji N., Measurement and estimation of actual evapotranspiration in the field under Mediterranean climate : a review, *European Journal of Agronomy*, **13**, 2000,125-153
- Shibu J., Sara M., Craigg L. R., Growth, nutrition, photosynthesis and transpiration responses of longleaf pine seedlings to light, water and nitrogen, *Forest Ecology and Management*, **180**, 2003, 335–344.
- Vachaud G., Vauclin M., RIOU C. et Chaabouni Z., Evapotranspiration en zone semi-aride de deux couverts végétaux (gazon, blé) obtenue par plusieurs méthodes. II. - Méthodes neutroniques et tensiométriques, *Agronomie*, **5**(3), 1985, 267-274

LES PLUIES TORRENTIELLES EN TUNISIE :

FREQUENCES ET TENDANCES

ABDELKHALEK ABDERRAHMEN et ZOUHAIER HELAOUI

Faculté des Sciences Humaines et Sociales de Tunis,

Boulevard 9 avril 1938, 1007 Tunis ; Tunisie

Tel : 00.216.98215255 ; Fax : 00216.71567551

Unité de recherche : 01/UR/02-12

Email : Zouhaierhlaoui@yahoo.fr

Résumé : Cette étude s'intéresse aux pluies torrentielles en Tunisie, c'est-à-dire celles égales ou supérieures à 30 mm par jour. Elle est fondée sur des séries journalières de pluie pour une période d'un siècle relatives à des stations représentatives des différentes régions climatiques de la Tunisie.

Il s'en dégage une importante variation spatiale et interannuelle du phénomène, sans pour autant constater une tendance claire de leur évolution au cours du 20^{ème} siècle.

Mots-clé : Climat, pluie torrentielle, Variabilité, tendance, Tunisie.

Abstract: This study investigates in torrential rains in Tunisia, i.e. Those equal or higher than 30 mm per day. It uses series of day labourers of rain for one hundred years approximately relating to stations representative of the various climatic areas of Tunisia. It provides a significant space and inter-annual variation of the phenomenon, without noting a clear tendency of its evolution during the 20th century.

Key words: Climate, torrential rain, Variability, tendency, Tunisia

Introduction

Les pluies torrentielles sont l'une des manifestations du caractère irrégulier et excessif du climat en Tunisie (Helaoui 2002). L'étude de ce type de pluie s'avère d'un grand intérêt à cause notamment des inondations qu'ils génèrent (Apostol 2004) et qui prennent de plus en plus de l'ampleur en particulier dans les milieux urbains.

Une bonne connaissance de ce phénomène est un pas vers la bonne gestion des risques qui lui sont associés (Neamu 2004). Il est à noter que selon les rapports de l'IPCC, les Changements Climatiques auront comme conséquences, entre autres, l'augmentation de la fréquence et de l'ampleur des extrêmes climatiques.

Aussi proposons-nous ici une étude des pluies torrentielles (pluie journalière supérieure ou égale à 30mm) et notamment de leurs fréquences, leurs variabilités et la tendance générale de leur évolution.

Données et méthodes

Pour l'étude des pluies torrentielles, nous avons considéré les cas des pluies journalières égales ou supérieurs à 30 mm. Nous avons retenu 6 stations météorologiques (Tunis-Manoubia, Beja, Le Kef, Sfax, Kasserine et Tozeur) assez représentatives des grandes régions climatiques tunisiennes (Fig.1). Les séries retenues débutent selon les stations entre 1900 et 1932 et arrivent jusqu'à l'année 2000 (Tab.1).

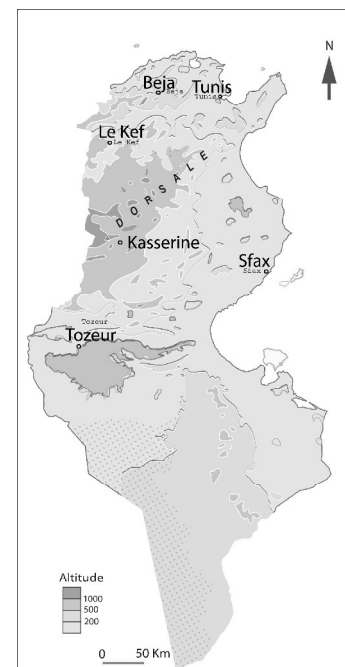


Fig.1 : localisation des stations

Stations	Longitude Est en degré	Latitude Nord en degré	Altitude en mètre	Début de la série
Tunis-Manoubia	10.08	36.48	66	1900
Beja	9.11	36.44	234	1904
Le Kef	8.43	36.08	518	1929
Sfax	10.41	34.41	21	1928
Kasserine	8.50	35.10	665	1932
Tozeur	8.06	33.55	87	1900

Tab1 : Identification des stations

Le premier volet de l'étude est consacré à l'analyse fréquentielle de ce phénomène (fréquence annuelle et saisonnière des jours de pluies torrentielles (JPT) et de leurs apports).

Le deuxième volet est réservé à l'étude de la variabilité de la fréquence des JPT et de leurs apports, au cours du 20^{ème} siècle. Un paragraphe est réservé à l'analyse de la tendance des valeurs des JPT.

- Résultats

2.1. Fréquences des pluies torrentielles

3. A l'échelle annuelle : La figure 2 laisse apparaître que La fréquence des JPT varie selon les domaines climatiques. On enregistre, en moyenne 2 à 2.5 jours par an dans les stations telliennes (Tunis, Beja et Le Kef), entre 1 et 1.5 jours dans le Centre et moins de 0.5 jours dans le Sud Ouest (Tozeur). En terme de pourcentage qu'occupe le nombre de JPT dans le total annuel des jours de pluies, la situation est comparable dans le Tell et le Centre (2 à 3 %), ce qui montre une fréquence relative des JPT plus marquée dans le Centre Est du pays (Sfax) que dans le Nord (Beja, Tunis). A Tozeur, les JPT occupent les pourcentages le plus faible du total annuel des jours de pluie (0.7 %). Les fortes intensités journalières paraissent donc rares dans ce domaine.

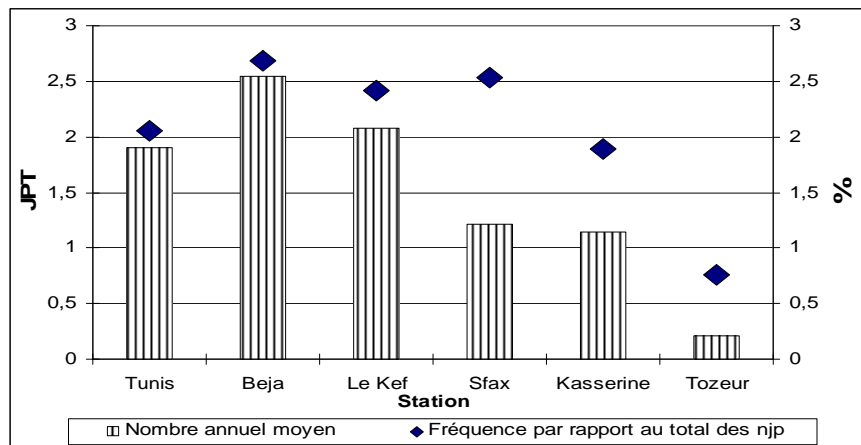


Fig.2 : Fréquence moyenne annuelle des JPT

- A l'échelle saisonnière, les figures 3 et 4 montrent que :

L'automne apparaît comme la saison qui enregistre le plus des pluies torrentielles dans les stations du littoral oriental (Tunis et Sfax) et même à l'intérieur de la Tunisie Centrale (Kasserine). L'automne est suivi de loin d'abord par l'hiver et ensuite par le printemps. Au niveau de la saison estivale, une différence existe entre Kasserine (station continentale élevée) où la fréquence des JPT est en moyenne de 0.2 jours (soit un jour tous les 5 ans) et les autres stations où la fréquence des JPT ne dépassent pas 0.1 jours (soit un jour tous les 10 ans). L'importance relative des pluies torrentielles en automne dans la Tunisie orientale est en rapport avec la fréquence des types de

circulation de « retour d'est » qui génèrent occasionnellement des fortes et même de très fortes pluies (Hénia et al 2001

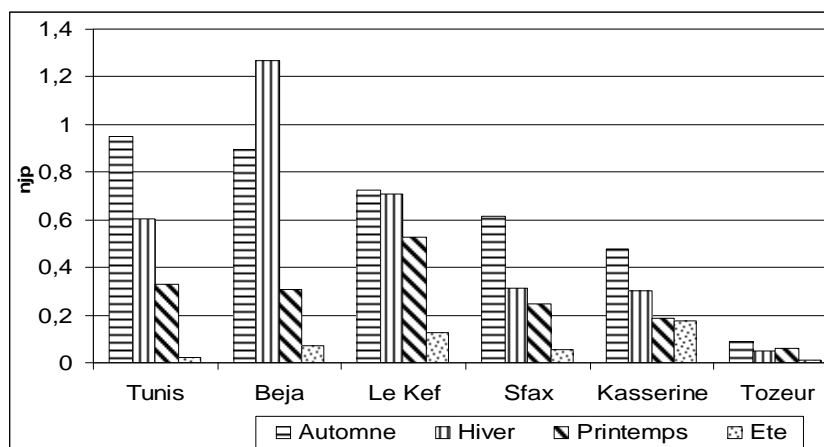


Fig.3 : Fréquence saisonnière des JPT

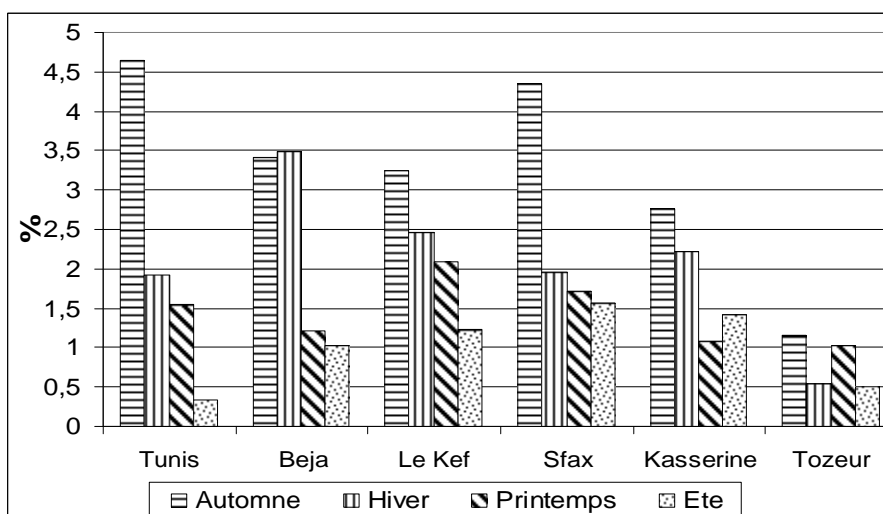


Fig.4 : Fréquence saisonnière des JPT en pourcentage du total des jours de pluie

Dans la station de Beja, située dans le Tell septentrional et bien exposée aux flux humides du Nord-Ouest, c'est l'hiver qui enregistre le maximum de JPT (en nombre et en pourcentage), ceci est en rapport avec la fréquence des flux pluvieux de Nord-Ouest pendant cette saison et auxquels l'ensemble du Tell est exposé.

La station du Kef (station continentale d'altitude), la différence entre les trois saisons au niveau de la fréquence des JPT, et notamment entre l'automne et l'hiver est faible.

Dans la station du Sud-Ouest (Tozeur), la fréquence des JPT est très faible au point qu'il est difficile de parler d'un régime saisonnier (Fig.4).

2.2. Apport des pluies torrentielles.

L'apport des pluies torrentielles constitue, selon les stations, 10 à 26 % du total pluviométrique annuel. Le pourcentage le plus fort est enregistré par Sfax (Fig.5). Il dépasse même celui des stations telliennes pourtant plus pluvieuses. Ceci est en rapport, comme nous l'avons mentionné plus haut, à l'exposition de la Tunisie orientale aux influences de la circulation de « Retour d'est ».

Le Sud-Ouest (Tozeur) apparaît toujours comme le domaine le moins affecté par les fortes intensités. 10% uniquement du total pluviométrique moyen proviennent des JPT.

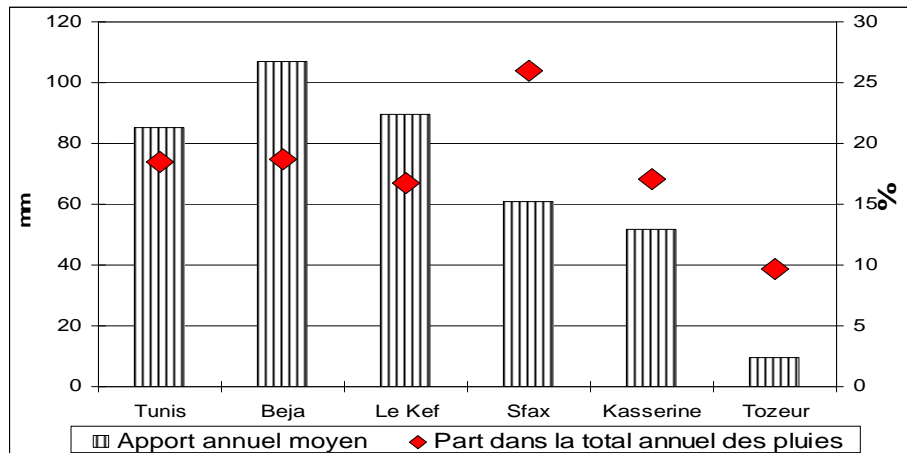


Fig.5 : Apport pluviométrique des pluies torrentielles

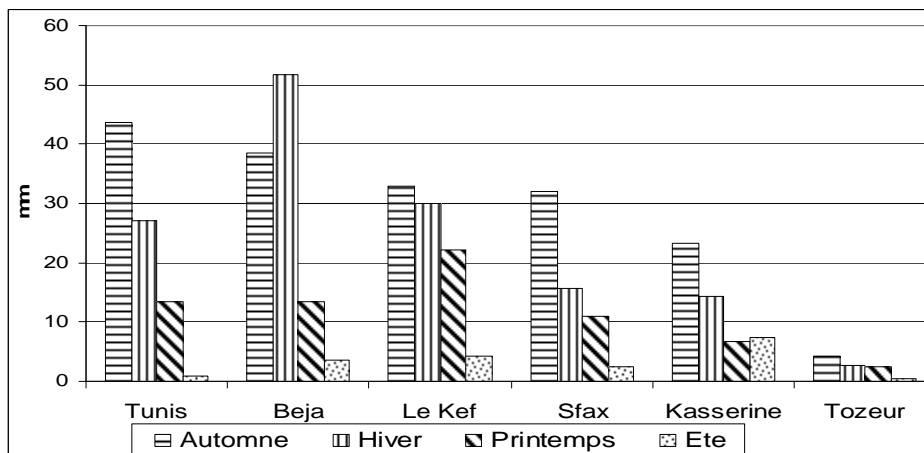


Fig.6 : Fréquence saisonnière des apports des JPT

A l'échelle saisonnière, partout c'est au cours de l'automne que les pluies torrentielles participent le plus au total pluviométrique saisonnier, sauf à Béja où l'hiver vient au premier rang (Fig.6). Notons aussi l'importance relative de l'apport des pluies torrentielles estivales à Kasserine. Ceci est dû à la fréquence des orages locaux d'été, au niveau de cette station continentale et élevée.

2.3. Variabilité des pluies torrentielles

Le tableau 2 présente la variabilité interannuelle des JPT et de la part de leurs apports dans le total pluviométrique annuel. Il s'en dégage que :

1. Le nombre des jours de pluies torrentielles est très variable d'une année à l'autre et d'une décennie à l'autre (Benzarti 2003). Les Coefficients de Variation (CV) expriment cette variabilité plus marquée dans les stations du Centre et du Sud que dans celles du Nord.
2. Concernant l'apport des ces JPT, nous constatons qu'il est aussi variable que le nombre de JPT, les CV des apports des JPT augmentent des stations telliennes au fur et à mesure que l'on va vers le Sud

Station	Maximum annuel des JPT		CV des JPT	Valeur maximale des apports des JPT		CV des Apports des JPT	Pluie maximale		
	Valeur	Année		Valeur	Année		Valeur	Année	% de la moyenne annuelle
Tunis	9	1953	0,82	382	1953	0,87	128	1935	27.7
Beja	7	1991 1954 1956 1973	0,70	333	1962	0,76	145	1962	25.2
Le Kef	6	1939 1963 1973	0,77	320	1973	0,82	100	1958	18.7
Sfax	6	1942	1,05	388	1969	1,21	155	1969	66.2
Kasserine	8	1969	1,27	427	1969	1,41	150	1998	49.5
Tozeur	2	1918 1953 1960 1990	2,39	117	1990	2,47	67	1920	66.7

Tab.2 : Variabilité de la fréquence des JPT et de leurs apports pluviométriques Source des données brutes ; DGRE

1. Les valeurs maximales des pluies varient entre 67 mm et plus que 150 mm (Tab.2). Ces abats extrêmes peuvent représenter jusqu'aux 2/3 des moyennes pluviométriques annuelles (Sfax, Tozeur), au Nord, ces extrêmes ne dépassent pas le tiers des moyennes annuelles (25 % à Beja, 18.7 % au Kef).

A l'échelle saisonnière, la variabilité des fréquences et des apports des JPT est plus prononcée en été et au printemps que pendant les autres saisons (Tab.3).

Station	Automne		Hiver		Printemps		Été	
	Fréquence	Apport	Fréquence	Apport	Fréquence	Apport	Fréquence	Apport
Tunis	1,13	1,17	1,43	1,46	1,79	1,89	7,07	7,19
Beja	1,11	1,23	1,05	1,14	2,16	2,18	3,60	3,74
Le Kef	1,36	1,41	1,20	1,28	1,56	1,62	2,98	3,14
Sfax	1,47	1,88	2,11	2,21	2,11	2,17	4,18	4,36
Kasserine	2,31	2,53	2,20	2,29	2,28	2,27	2,60	2,67
Tozeur	3,58	3,53	5,25	5,47	4,65	4,93	10,05	10,05

Tab.3 : Coefficients de Variation des fréquences et des apports saisonniers des JPT

2. Les courbes de tendance de la fréquence des JPT et de leurs apports aussi bien à l'échelle annuelle que saisonnière ne montrent pas une tendance significative à la hausse ou à la baisse (exemple de la station de Sfax : Fig.7, 8, 9 et 10).

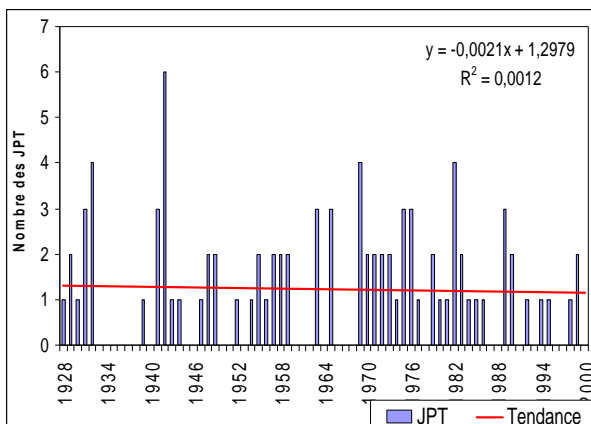


Fig.7: Tendance des JPT annuelles à la station de Sfax

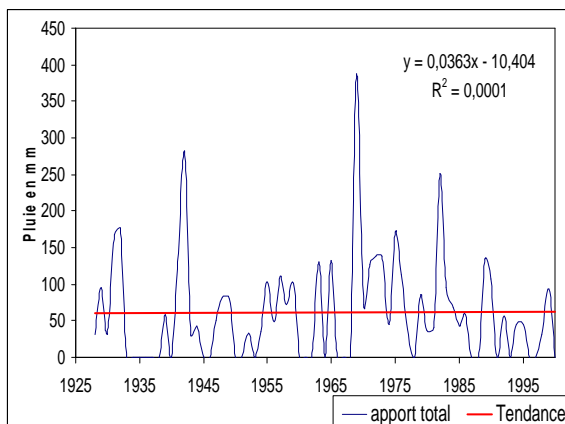


Fig.8: Tendance des apports annuelles à la station de Sfax

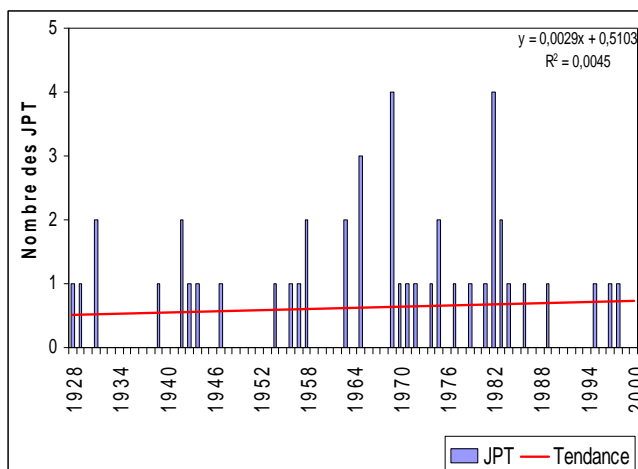


Fig.9 : Tendence des JPT automnales à la station de Sfax

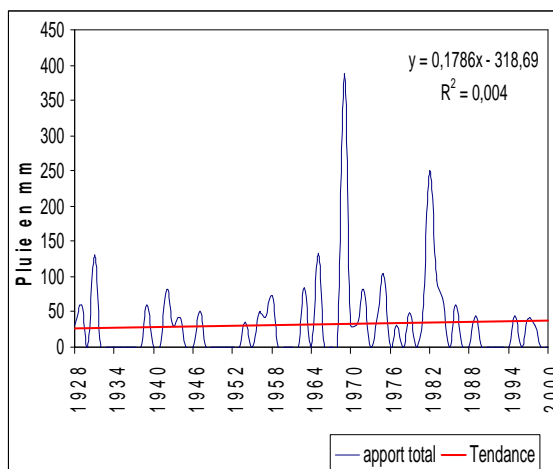


Fig.10 : Tendence des apports automnales à la station de Sfax

Conclusion

A travers cette analyse, il apparaît qu'à l'échelle spatiale, les pluies torrentielles affectent particulièrement la Tunisie orientale. C'est la région qui est la plus exposée aux effets des situations, occasionnellement très pluvieuses, de « retour d'est » (Hénia et al 2001). A l'échelle saisonnière, c'est l'automne qui dans la plus part des stations marque le maximum de fréquence des pluies torrentielles. Ceci est dû au caractère orageux des pluies de cette saison du fait du fort contraste thermique entre les masses d'air déjà froides venant des latitudes septentrionales et des masses d'air encore très chaudes sur la Tunisie.

Il est à remarqué aussi qu'en moyenne, la fréquence des JPT est relativement faible, mais elle est très variable d'une année à l'autre. La recherche de la tendance n'a pas abouti à des résultats significatifs.

Bibliographie :

1. Apostol L. (2004) : *Quantités exceptionnelles de précipitations dans les subcarpates de la Moldavie*. Actes du XVII colloque de l'AIC: « Climat mémoire du temps... » p 105-108.
2. Benzarti Z et al. (2004) : *Circulations méridiennes et extrêmes pluvio-thermiques en Tunisie*. Actes du XVII colloque de l'AIC: « Climat mémoire du temps... » p 117-121.
3. Benzarti Z. (2003) : *la pluviométrie en Tunisie, Analyse des années très pluvieuses* ; Eau et Environnement en Tunisie et milieux méditerranéens ENS Edition.
4. Helaoui Z. (2002) : *les pluies quotidiennes en Tunisie, Thèse de Doctorat , Faculté des Sciences Humaines et Sociales de Tunis, 582 p (en Arabe)*.
5. Hénia L et al. (2001) : *Circulation de retour d'est et pluies diluviennes sur la Tunisie orientale*. Publication de l'AIC Vol 13 p.120-127.
6. Kassab F. (1979) : *les très fortes pluies en Tunisie*. Publication de l'Université de Tunis, 234 p.
7. Neamu G. (2004) : *Quelques aspects concernant la répartition des précipitations abondantes, avec des conséquences catastrophiques dans les subcarpates de Bazau (Roumanie)*. Actes du XVII colloque de l'AIC: « Climat mémoire du temps... » p 329-332.

ANALYSE DU REGIME PLUVIOMETRIQUE DANS LE BASSIN VERSANT DE L'OUED SLY (ALGERIE) PAR L'ANALYSE EN COMPOSANTES PRINCIPALES (ACP).

ACHITE Mohammed

Université des sciences et de la technologie d'Oran, faculté de Génie Civil et d'architecture, département d'hydraulique, El M'naouar, B.P 1505, ORAN (31000). Laboratoire Eau –Environnement.

E-Mail : achite_meddz@yahoo.fr

Résumé : L'analyse du régime pluviométrique du bassin versant de l'Oued Sly (Nord-Ouest de l'Algérie) a été étudiée au moyen de l'Analyse en Composantes Principales. L'application de cette technique, pour un nombre de variables correspondants à 6 postes pluviométriques et ce, sur une période d'observation de 39 ans (1967/68 – 2005/06), montre que la première composante principale [C1] explique, à elle seule, plus de 74% de la variance totale. L'analyse globale du graphique des projections des observations sur la première composante, décrit les fluctuations climatiques et met en évidence deux périodes : une période excédentaire allant de 1970 à 1980 et une autre déficitaire allant de 1980 jusqu'à nos jours, à l'exception de l'année 1995/96 durant laquelle plus de 400 mm ont été enregistrés. Les périodes de retour des années d'extrêmes déficits sont déterminées.

Enfin, suite à cette analyse, plusieurs recommandations sont mises en avant pour une bonne gestion des ressources en eau et pour faire face à cette contrainte climatique.

Mots clés : Fluctuations climatiques, période de retour, gestion des ressources en eau, Oued Sly,

Abstract: The analysis of the pluviometric regime of the wadi sly basin (North-western of Algeria) was studied by Principal Component Analysis (PCA). The application of this technique, for a number of variable correspondents at 6 pluviometric stations and this, for 39 years (1967/68 – 2005/06), shows that the first principal component [C1] explains more than 74% of the original variance. The total graph of projections analysis of the observations on the first component, described the climatic fluctuations and highlights two periods: one surplus period going from 1970 to 1980 and another overdrawn going from 1980 until our days, except for the year 1995/96 during which more than 400 mm were recorded. The return periods of extreme deficits are given.

Lastly, following this analysis, several recommendations are proposed for a good stock of water management and to face this climatic constraint.

Key words: Climatic fluctuation, Return period, Water management, Wadi sly.

Introduction

Pour les pays de l'Afrique du Nord, en particulier l'Algérie soumis depuis une vingtaines d'années à une sécheresse persistante (Achite et al., 2007), l'étude de l'impact de la variabilité prévisible du climat sur les ressources en eau est fondamentale pour la planification des aménagements.. L'objectif de ce travail est l'application la méthode de l'Analyse en Composantes Principales (ACP) pour la description des fluctuations pluviométriques dans le bassin versant de l'Oued Sly sur la période d'observation allant du 1967/68 jusqu'à 2005/06.

1. Matériel et méthodes

1.1 Le milieu physique

Le bassin versant de l'Oued Sly est situé dans le Sud Ouest du massif de l'Ouarsenis, Ce dernier est situé dans la partie centrale de l'Algérie septentrionale à 200 kms environ au Sud Ouest d'Alger. Le bassin s'étend sur une superficie de 1225 km². Dans ce bassin plusieurs Oueds dont les plus importants sont : Oueds Ardjem, Lag, Tamellahat et El Melah (fig. 1).

Le climat de la région est de type semi-aride à hiver frais et froid et été chaud et sec. La pluviométrie moyenne annuelle est de l'ordre de 308 mm (1967/68) – 2005/06) marquée par une irrégularité aussi bien saisonnière qu'interannuelle. La température moyenne annuelle est de l'ordre de 20°C.

Du point de vue géologique, le bassin versant de l'Oued Sly est caractérisé par la prépondérance du crétacé inférieur (formation argileuse rouge) au centre du bassin, le reste du bassin est dominé par le crétacé supérieur (formation marneuse) (Achour, 1997).

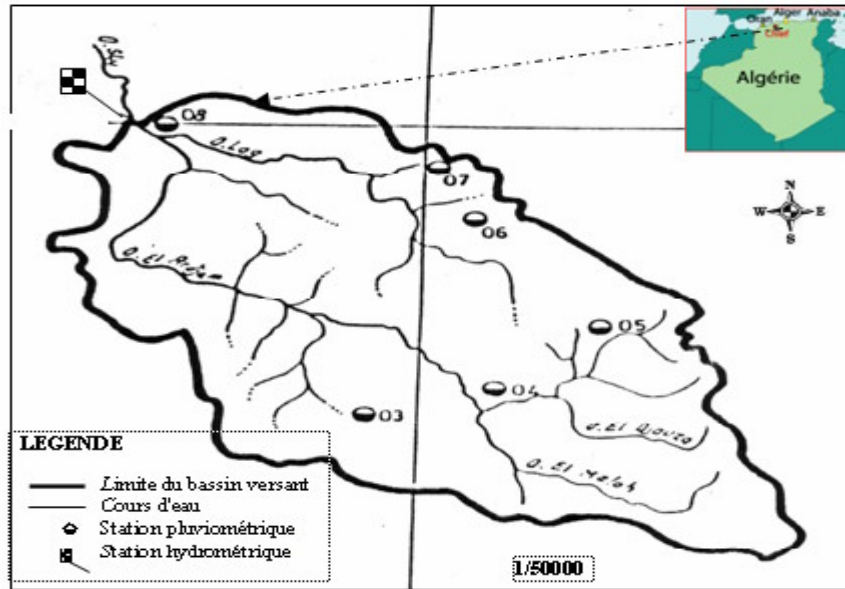


Figure1. Bassin versant de l'Oued Sly.

1.2 Collecte et mise en forme des données

Les données de base de cette étude ont été recueillies auprès des services de l'Agence National des ressources Hydraulique (A.N.R.H). Les données collectées ont subi un traitement statistique; homogénéisation et comblement des lacunes. Les stations sélectionnées sont présentées dans le tableau 1. La période d'observation des précipitations moyennes annuelles est 39 ans (1967/68 – 2005/06).

Station	Souk El Had	Bordj Bou Naâma	Ain Loulou	Ouled Ben Abdelkader	Oued Sly	Sidi Yagoub
	S1	S2	S3	S4	S5	S6
Code	012304	012306	012307	012308	012309	012318
X	395,85	402,60	397,40	373,40	365,20	375,00
Y	272,70	284,10	293,60	302,85	312,70	298,30
Z	550	1050	900	240	95	272

pluviométriques dans le bassin versant de l'Oued Sly

1.3 Méthodes

Les théories de l'analyse factorielle telle que l'A.C.P sont abondamment décrites dans la littérature (Haan, 1977; Jackson, 1991; Philipeau, 1992; Hair, 1995). L'Analyse en Composantes Principales (A.C.P) 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 6 stations et en colonnes les 39 années d'observation. Cette technique d'analyse des données est particulièrement bien adaptée à l'étude des régimes pluviométriques.

T
abl
eau
1 :
Stat
ion
s

Les caractéristiques statistiques (moyenne, écart type et coefficient de variation) et la matrice de corrélation entre station sont mentionnées respectivement dans les tableaux (2 et 3).

Stations	S1	S2	S3	S4	S5	S6
Moyenne	404	495	445	364	287	383
Ecart type	147	184	125	120	98	140
C.V	0,36	0,37	0,28	0,33	0,34	0,37

Tableau 2 : Caractéristiques statistiques des précipitations moyennes annuelles.

	S1	S2	S3	S4	S5	S6
S1	1,00	0,78	0,79	0,70	0,59	0,69
S2	0,78	1,00	0,80	0,65	0,47	0,62
S3	0,79	0,80	1,00	0,70	0,70	0,66
S4	0,70	0,65	0,70	1,00	0,64	0,94
S5	0,59	0,47	0,70	0,64	1,00	0,61
S6	0,69	0,62	0,66	0,94	0,61	1,00

Tableau 3 : Matrice des coefficients de corrélation

2. Résultats et interprétation

Les premiers résultats que l'on obtient grâce à l'analyse en composantes principales sont :

Les valeurs propres, le pourcentage de la variance expliquée, le pourcentage cumulé de la variance. Le tableau 4 montre l'importance de la première composante (C_1), qui à elle seule représente plus de 74% de la variance totale et à partir de la quatrième composante, la part expliquée devient très faible (4 %).

L'apport de la première composante principale [C_1] en information représente le comportement de la pluie moyenne sur l'ensemble du bassin versant (Achite et al. 1999). Nous avons également procédé à la recherche de la fonction de distribution du vecteur régionale (C_{1j}) (Achite, 1999). Le graphe mentionné sur la figure 2, montre que ce dernier s'ajuste bien à une loi Normale. L'évolution de cumul de [C_1] est illustrée par la figure 3.

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 sans tenir compte de quelques années exceptionnelles. 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 4). Les périodes de retour des années excédentaires sont déterminées.

Axe	C1	C2	C3	C4	C5	C6
Valeurs propres	4,47	0,61	0,51	0,22	0,14	0,06
Variances expliquées (%)	74	10	8	4	2	1
Variances cumulées (%)	74	85	93	97	99	100

Tableau 4 : Valeurs propres, variance expliquée et variances cumulées

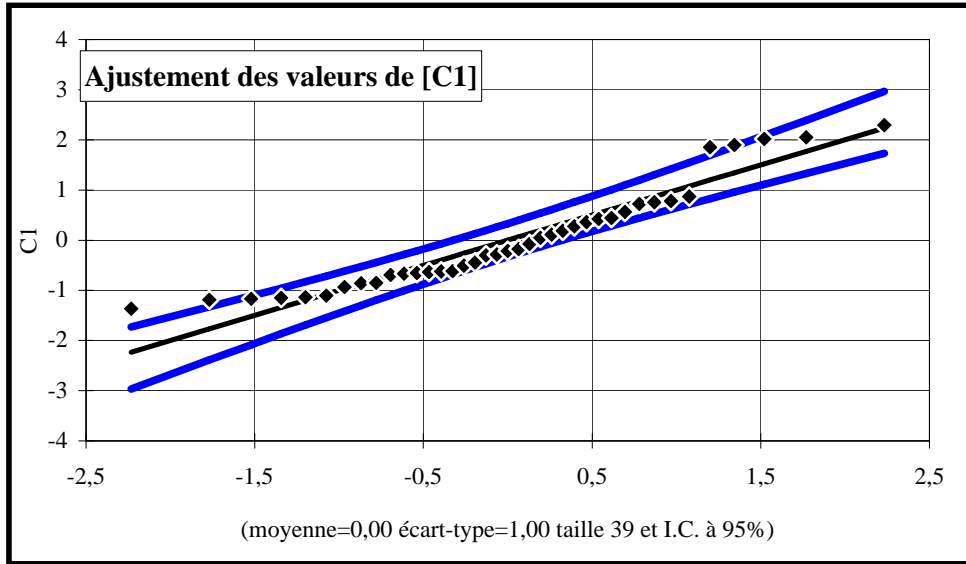


Figure 2. Ajustement des valeurs de [C1] à une loi Normale

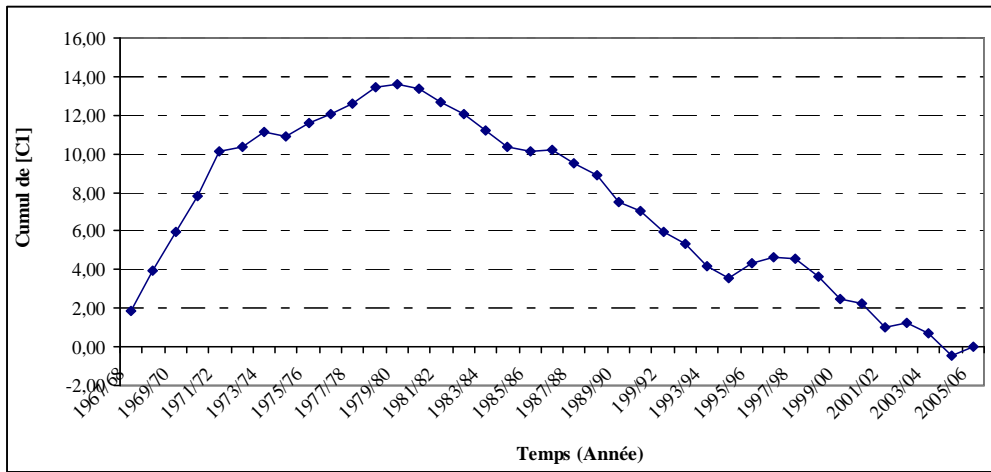


Figure 3. Evolution de cumul du [C1] dans le temps

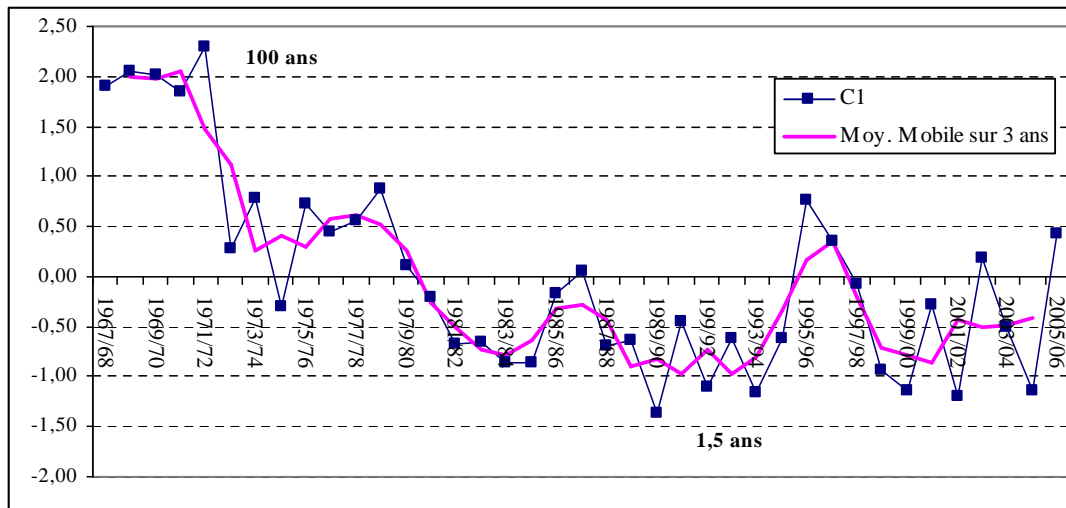


Figure 4. Evolution des valeurs de [C1] et lissage par la moyenne mobile (amplitude: 3ans)
(1967/68-2005/06)

Conclusion

L'accroissement des connaissances approfondies sur les fluctuations du régime pluviométrique permettra sans doute aux scientifiques et aux décideurs de mettre en place une stratégie adéquate pour limiter les conséquences négatives sur la population, l'économie : l'agriculture, l'industrie, le tourisme,...

Références bibliographiques

- 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 Chanaoui B., 1999 : *Utilisation de la méthode du vecteur regional pour la description des variabilités pluviométriques interannuelles en Algérie*. Congrès arabe, El Oued (Algérie), pp.131-141.
- Achite M., 2007 : Sécheresse et gestion des ressources en eau dans le bassin versant de la Mina, Algérie. 2^{ème} Colloque international sur l'eau et l'Environnement, 30 et 31 janvier 2007, Sidi Fredj, Alger (Algérie)
- Achour F., 1997 : *Conditions hydrologiques et disponibilité en eau en region semi aride : application de méthodologie nouvelles au bassin versant du Chlef*, Algérie. U.F.R des Sciences et Techniques de l'Université de Franche-Comte, 261p.
- Haan C. T 1977 Statistical method in hydrology. The Iowa state University Press, Ames, Iowa.
- Jackson J.E 1991 : Auser's guide to principal components. John Wiley & Sons Inc., New York
- Hair J. F., 1995 Multivariate data analysis : with reading. 4^e édition Prentice Hall, Englewood Cliffs, N.J.
- Philipeau, G., 1992 : Comment interpréter les résultats d'une analyse en composantes principales?. Institut Technique des céréales et des Fourrages (I.T.C.F), Paris, France, 63 p.

ETUDE DE L'IMPACT DES AEROSOLS ATMOSPHERIQUE SUR LE CLIMAT

OUAFA AISSANI, MOKHNECHE AMMAR

Laboratoire de Physique Energétique, Département de Physique - Université Mentouri - Constantine

* E-mail address: aissani25@yahoo.fr

Résumé - L'objectif essentiel de ce projet est l'étude de l'influence de l'épaisseur optique des aérosols sur le rayonnement global, pour cela nous avons utilisé un modèle analytique à bande large représenté par des relations en fonction de la masse d'air. Notre étude a porté sur la région de TAMANRASSET, située au sud est algérien (22°47' S, 5°13' E). Les résultats de calcul du rayonnement solaire global sont comparés avec des valeurs du rayonnement global mesuré à la station météorologique de TAMANRASSET pendant la période de Mars jusqu'à Août 1999 pour les trois heures universelles 9h00, 12h00 et 15h00, pour trois valeurs de l'épaisseur optique des aérosols τ_{ae} (0.05, 0.08 et 0.12) correspondent aux différents cas de ciel. Le modèle de calcul est un modèle à ciel clair, donc on a retenu seulement les journées des mois dont la nébulosité peut aller jusqu'à 3/10. La confrontation des résultats numériques avec les mesures, montre un accord satisfaisant avec une erreur relative moyenne de 4 % et un coefficient de corrélation autour de 0.90 ce qui donne une bonne fiabilité au code de calcul élaboré.

Mot-clé : Propriétés optique des aérosols, Perturbations atmosphériques, Epaisseur optique des aérosols, Composition atmosphérique.

Abstract - The paper is devoted to the study of the influence of aerosols optical thickness on the global radiation at TAMANRASSET, south Algeria (22°47' S, 5°13' E). We have used an analytical model represented by relations according to the air mass. Calculation results of the total solar radiation are compared with measurements taken at TAMANRASSET station during the period from March to August for the three universal hours 9h00, 12h00 and 15h00, for three values of aerosols optical thickness (0.05, 0.08 et 0.12) correspond to the various cases of sky. The model of calculation is a model with clear sky, therefore one appointed only days of the months whose nebulosity can go up to 3/10. The confrontation of the numerical results with measurements shows a satisfactory agreement with an average error relative of 4 % and a correlation coefficient around 0.90 that gives a good reliability to the elaborate computer code.

Key Words: Optical features of aerosol, Aerosol optical thickness, Atmospheric composition. Atmospheric corrections

1. Introduction

Les aérosols troposphériques modifient le climat régional et global par la diffusion et l'absorption du rayonnement solaire aux longueurs d'onde visible. Ils agissent de deux manières distinctes, en absorbant et en diffusant le rayonnement dont une partie de l'énergie est rétro diffusée vers l'espace ainsi que distribuée dans la colonne atmosphérique (effet direct), mais aussi en modifiant les propriétés optiques des nuages suite à un changement de leurs propriétés microphysiques (effet indirect) [1, 2, 3, 4].

Les aérosols atmosphériques sont de fines particules solides ou liquides en suspension dans l'atmosphère (à l'exception des gouttelettes nuageuses) [3,5]. Beaucoup de difficultés surgissent en évaluant les effets climatiques des aérosols atmosphériques en raison de la grande variabilité spatiale et temporelle de leurs concentrations ainsi que leur propriétés physiques et chimiques [6].

L'épaisseur optique des aérosols τ_{ae} , qui est directement lié à la charge atmosphérique d'aérosol, est la variable principale décrivant l'effet des aérosols sur le transfert radiatif de l'atmosphère terrestre. Le niveau de la compréhension de cet effet est plutôt bas, qui est un des raisons pour lesquelles l'état actuel du climat n'est pas bien compris et les prévisions futures du climat sont incertaines.

Dans le cadre de ce travail nous nous sommes attachés particulièrement à l'étude de l'influence de l'épaisseur optique des aérosols sur le rayonnement solaire global par une simple comparaison entre les calculs et les mesures.

2. Méthode

Perrin de Brichambaut [7], utilise des relations en fonction de la masse d'air pour calculer les effets intégrés sur tout le spectre, des constituants de l'atmosphère sur l'atténuation du rayonnement direct et la création du rayonnement diffus. Ces relations n'expriment plus strictement des lois physiques (qui sont spectrales) ; mais elles permettent de tenir compte séparément de la vapeur d'eau, des aérosols et de l'ozone dans l'atmosphère.

2.1. Rayonnement direct normal

Le rayonnement direct est calculé à partir de la formule suivante :

$$I = I_0 \times cor \times T_{o_3} \times T_w \times T_r \times T_g \times T_{ae} \quad (1)$$

I_0 : La constante solaire hors atmosphère, elle est égale à 1367 W/m².

cor : Le facteur de correction de la distance moyenne terre - soleil, il est exprimé par la formule suivante :

$$cor = 1 + 0,034 \times \cos(0,986 \times (Qj - 3)) \quad (2)$$

$T_{o_3}, T_w, T_r, T_g, T_{ae}$ sont les transmittances respectives d'ozone, de la vapeur d'eau, de RAYLEIGH, des gaz et des aérosols.

Qj : Le quantième du jour dans l'année.

2.2. Rayonnement diffus

Le rayonnement diffus est la somme du diffus RAYLEIGH et du diffus des aérosols :

$$D = D_r + D_{ae} \quad (3)$$

2.3. Rayonnement global

Le rayonnement global est exprimé par :

$$G = I \times \cos(\theta_s) + D \quad (4)$$

Donc:

$$G = I_0 \times cor \times \cos(\theta_s) \times T_m \times [T_r \times T_{ae} \times (0,5 - fdv) + T_r \times fdv + 0,5 \times T_{ae}] \quad (5)$$

θ_s : L'angle zénithale du soleil.

fdv : La fonction de diffusion vers l'avant des aérosols, elle est exprimée par la formule suivante (GUEYMARD).

$$fdv = 1 - \exp(-0,6931 - 1,8326 \times \cos(\theta_s)) \quad (6)$$

3. Résultats et remarques

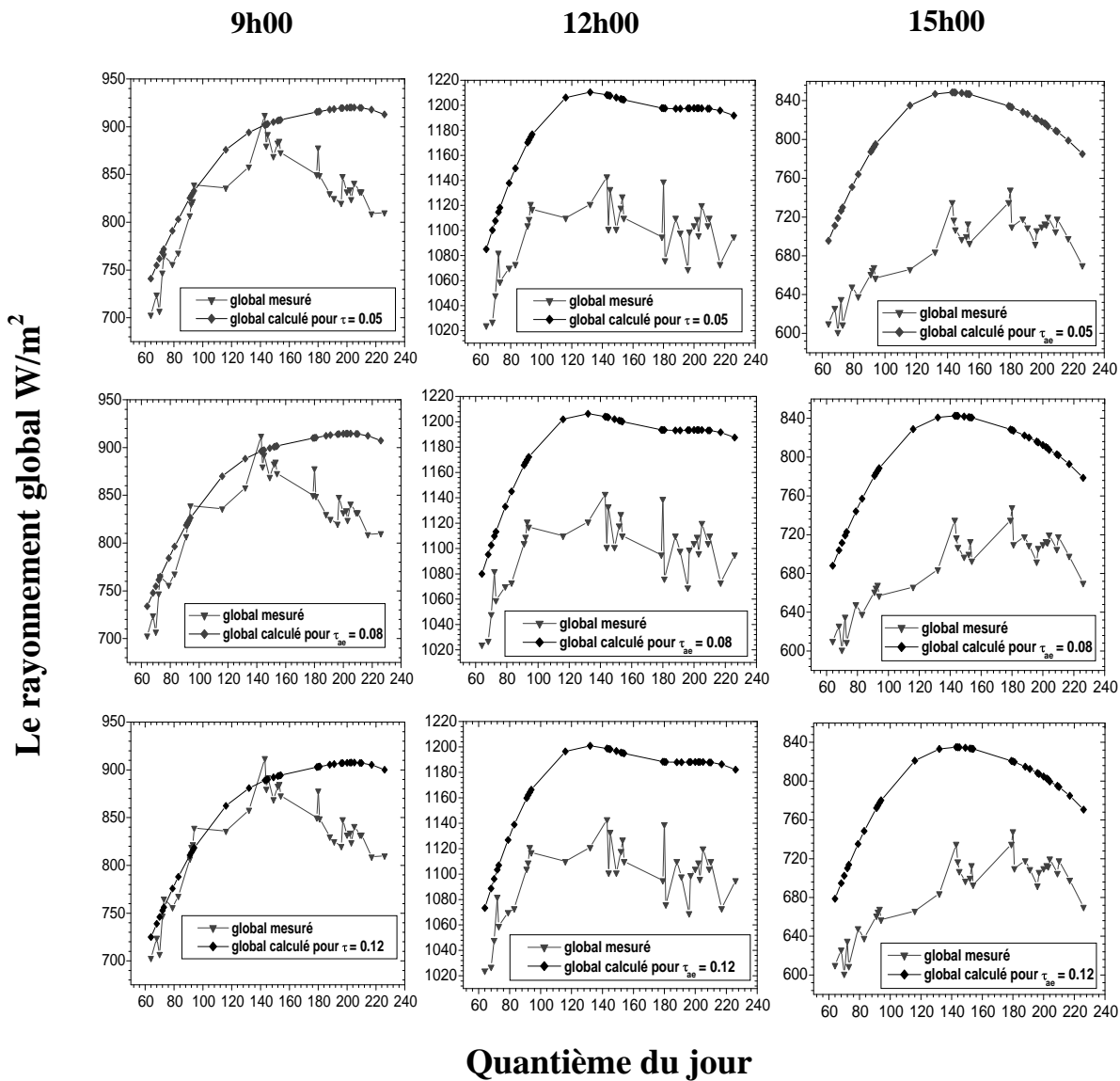


Figure 1. Rayonnement global calculé et mesuré pour différentes valeurs de τ_{ae} pendant les six mois de Mars jusqu'à Août 1999.

Les graphes présentés dans la Figure 1 montrent que les deux séries du rayonnement global, calculées et mesurées, sont très reliées, dans tous les cas, ceci est expliqué par le coefficient de corrélation r élevé. Les valeurs des coefficients de corrélation pour les trois heures et pour les différentes valeurs de τ_{ae} sont résumées dans le tableau suivant :

Tableau 1. Coefficients de corrélation

Heure	9h00			12h00			15h00		
Valeur de τ_{ae}	0,05	0,08	0,12	0,05	0,08	0,12	0,05	0,08	0,12
Coefficient r	0,8161	0,8160	0,8159	0,7913	0,7906	0,7898	0,8654	0,8663	0,8674

Pour 9h00, on remarque que le coefficient de corrélation est maximal pour $\tau_{ae} = 0.05$, et minimal pour $\tau_{ae} = 0.12$, ce qui indique que l'air à la matinée est moins chargé d'impuretés et de grains de sable.

A 12h00, le coefficient de corrélation est aussi maximal pour la même valeur de τ_{ae} , bien que les aérosols soient évidemment présents dans l'atmosphère à 12h00 plus qu'à 9h00, mais le coefficient de corrélation reste maximal pour $\tau_{ae} = 0.05$. Cela est justifié par la réduction du chemin optique du rayon solaire à 12h00, d'où l'atténuation moins importante car la densité des aérosols parcourue est faible.

A 15h00, le coefficient de corrélation est maximal pour $\tau_{ae} = 0.12$ et minimal pour $\tau_{ae} = 0.05$, ce qui signifie que le ciel l'après midi est moins clair qu'en matinée, parce qu'il contient plus d'impuretés.

On remarque également qu'il y a une certaine différence entre les mesures et les calculs obtenus par le modèle, cela est dû probablement à plusieurs raisons telles que :

1. Le type des aérosols prédominants dans cette région est inconnu, donc il est variable d'une région à l'autre, d'une saison à l'autre et il peut aussi varier durant la journée. Chaque type d'aérosols a des propriétés optiques différentes.
2. Jusqu'à présent, le calcul du rayonnement diffus est insuffisant, donc il y a toujours une grande différence entre les mesures et les calculs, quelque soit le modèle appliqué.
3. La fonction de diffusion vers l'avant des aérosols fdv influe aussi sur le calcul du rayonnement global.
4. La fonction de transmission des aérosols $T_{ae} = \exp(-\tau_{ae} \times m)$ n'est pas suffisante pour exprimer la diffusion.

4. Conclusion

Dans le cadre de ce travail, nous avons étudié l'influence de l'épaisseur optique des aérosols sur le rayonnement global qui reste le paramètre le plus influent, sur les composantes du rayonnement, nous avons établi un modèle analytique à bande large représenté par des relations en fonction de la masse d'air. Notre étude a porté sur la région de TAMANRASSET, Les calculs du rayonnement solaire global sont comparés avec les mesures délivrées par la station météorologique de TAMANRASSET pendant la période de Mars jusqu'à Août 1999 pour les trois heures universelles 9h00, 12h00 et 15h00 et pour trois valeurs de l'épaisseur optique des aérosols τ_{ae} (0.05, 0.08 et 0.12) correspondent aux différents cas de ciel. Les résultats obtenus sont encourageants, on a obtenu un bon coefficient de corrélation mais il y a une certaine différence entre les mesures et les calculs obtenus par le modèle, donc il est nécessaire de mieux estimer les propriétés optiques des aérosols telles que la distribution globale de l'épaisseur optique d'aérosols, leur fonction de phase, l'exposant d'Angström et l'albédo de simple diffusion, ce qui nous a permis de mieux calculer la transmission directe et diffuse et nous conduit à comprendre notre climat actuel.

Remerciement

Mes plus vifs remerciements vont à Monsieur Mimouni Mouhemed, Responsable des mesures à la station météorologique de TAMANRASSET de m'avoir procuré les mesures de l'année 1999.

Références

- [1] Charlson, R.J., S.E. Schwartz, J.M. Hales, R.D. Cess, J.A. Coakley, Jr., J.E. Hansen and D.J. Hofmann, 1992: Climate forcing by anthropogenic aerosols. *Science*, **255**, 423–430.
- [2] Houghton, J. T., L. G. Meira Filho, B. A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg, and K. Maskell, Eds., 1996: Climate Change 1995: The Science of Climate Change. *Cambridge University Press*, 572 pp.
- [3] Twomey, S.A., M. Piepgrass and T.L. Wolfe, 1984: An assessment of the impact of pollution on global cloud albedo. *Tellus*, **36**, 356–366.
- [4] Charlson .R. J. and M.J. Pilat, 1969 : Climate : the influence of aerosols. *J. Appl. Meteor.*, **8**, 1001–1020.
- [5] Twomey S. A.. The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1149–1152, 1977.
- [6] Olmo. F.J. and all, 2006: Preliminary results of a non-spherical aerosol method for the retrieval of the atmospheric aerosol optical properties, *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer*, **100**, 305–314
- [7] Perrin de Brichambaut .Ch., 1975 : Estimation des ressources énergétiques en France, *Cahier, A. F. E. D. E. S*, N° **1**.

VARIATIONS CLIMATIQUES ET LES CHANGEMENTS DES PAYSAGES GEOGRAPHIQUES EN TRANSYLVANIE (1901-2000)

MIRCEA ALEXE, IOAN-AUREL IRIMUȘ, IULIAN-HORIA HOLOBACĂ, DAN PETREA

Université «Babeș-Bolyai», Faculté de Géographie, 5-7, rue Clinicilor, 400006 Cluj-Napoca, Roumanie
malexe@geografie.ubbcluj.ro, irimus@geografie.ubbcluj.ro, holobaca@geografie.ubbcluj.ro,
dpetrea@geografie.ubbcluj.ro

Résumé: L'objectif de cette étude est de caractériser les changements des paysages en Transylvanie. L'étude porte sur la réponse paysagistique aux changements climatiques et hydrologiques. Elle a été réalisée par l'analyse du régime climatique et hydrologique, la morphodynamique des auges et des versants, l'utilisation des terrains et la dynamique des habitations.

Abstract: The objective of this study is to characterize the variation and changes of the landscape in Transylvania. This study is based on the response of the landscape over the climatic and hydrologic changes. It was carried out through the analysis of the climatic and hydrologic regime, the morphodynamics of riverbeds and slopes, the way of using the fields and the dynamics of habitations.

Mots-clés: variation climatique, régime hydrologique, paysage, Transylvanie

Key-words: climatic variation, hydrologic regime, landscape, Transylvania

Introduction

Les paysages géographiques Transylvains sont marqués par les "héritages" des paléomilieus de la morphogénèse et les processus géomorphologiques contemporains (matrice "informationnelle" pléistocène).

La Dépression de la Transylvanie est l'unité centrale du relief de la Roumanie; cette vaste aire dépressionnaire est entourée par le châssis montagneux (les Carpates) et lui y est associé par des rapports tectoniques, lithologiques, morphoclimatiques, morphohydrographiques et biopédogéographiques (fig. 1).

1. Méthodologie

Les caractéristiques du paysage géomorphologique et géographique contemporain se sont transformées sous l'effet de certains changements climatiques et hydrologiques du dernier siècle (1901 - 2000).

La mise en évidence de la réponse des paysages aux changements climatiques et hydrologiques a été réalisée par l'analyse du régime climatique, hydrologique, la morphodynamique des vallées et des versants, l'utilisation des sols et la dynamique de l'habitat.

2. Résultats

2.1. L'analyse des périodes déficitaires et excédentaires pluviométriques et des phénomènes de sécheresse et de temps sec en Transylvanie

L'analyse de longues séries de données, offre une image d'ensemble de la succession des périodes déficitaires et excédentaires pluviométriques pour le territoire analysé et permet l'identification d'une éventuelle cyclicité des épisodes et de l'évolution des données.

Cette analyse a été faite pour la période 1901-2000 au moyen des quantités mensuelles de précipitations des stations météorologiques et contrôlée à l'aide de l'Ecart Standardisé de Précipitations (fig. 2).

Le cumul des valeurs ESP mensuelles a démontré que le XX^{ème} siècle a commencé avec un déficit pluviométrique (la première décennie), puis, jusqu'à la fin de la 3^{ème} décennie, a enregistré un excédent pluviométrique (avec deux exceptions: les périodes 1921/1923 et 1928-1929).

L'année 1986 a été marquée par 19 périodes de sécheresse sur la Plaine de Transylvanie, à Sârmaş et l'année 1995, a enregistré 5 périodes de sécheresse à Turda.

La pente descendante de la courbe ESP cumulé, caractérise les décennies 4 et la première partie de la 5^{ème} décennie. La deuxième partie de la 5^{ème} décennie présente une pente ascendante, avec une succession des mois excédentaires à Dej et Bistrita. Une nouvelle période excédentaire pluviométrique est visible à la fin de la 6^{ème} décennie et au début de la 8^{ème} décennie (1969-1070). La tendance se conserve pendant le 8^{ème} décennie, la succession des mois excédentaires pluviométrique étant interrompue par les années de sécheresse (1971, 1975, 1977) qui apparaissent isolément. La plupart des années '80 et le début des années '90 sont caractérisées par la courbe descendante d'ESP dont le trend négatif continue dans les années 2000 – 2003 (avec une exception: les années 1996, 1998, qui ont un excédent pluviométrique en Transylvanie).

Le déclenchement de la sécheresse se fait en fonction des paramètres de la période déficitaire (durée, intensité, le moment de l'année) et des facteurs anthropiques. Les manifestations de la sécheresse qu'elle soit atmosphérique, pédologique, phréatique ou potamologie ou se marquent dans le régime des écoulements des rivières, la dynamique des versants, les cycles biotiques ou le développement des processus pédogénétiques ont une grande importance dans la structure et la fonctionnalité des paysages géographiques transylvains.

2.2. Les changements intervenus dans le régime hydrologique et la dynamique spatiale des cuvettes lacustres en Transylvanie

L'impact anthropique est de plus en plus ressenti dans les systèmes fluviaux et dans la dynamique des surfaces aquatiques des cuvettes lacustres.

La restriction des surfaces forestières, l'extension des surfaces agricoles, spécialement arables, les tendances d'aridité du climat et la grande production des alluvions dans le bassin hydrographique de Someş sont reflétés aussi dans la restriction des surfaces des cuvettes lacustres.

La carte autrichienne (Wien bey Artaria und Compagny) de 1808 consigne plus de 78 cuvettes lacustres (fig. 3). Le nombre des lacs a beaucoup baissé. Les causes sont anthropiques (défrichements) et naturelles (colmatages, infiltrations)

Plusieurs de ces accumulations ont fonctionnées pour le « ruissage » du lin et du chanvre, et ont été probablement désaffectées avec la disparition de ces occupations traditionnelles.

2.3. Le reflet des changements climatiques et hydrologiques dans la morpho dynamique du système vallée versant

Le modelage contemporain s'inscrit dans la matrice des héritages pléistocènes, les processus spécifiques de l'érosion linéaire et aréale causant des nouvelles dimensions fonctionnelles à ces paysages.

L'impact de l'homme, plus prononcé pendant les cinq dernières décennies, s'est matérialisé par une grande extension des terrains arables, aux dépens des prairies et surfaces forestières et cela a occasionné une intensification de l'érosion linéaire et aréale. D'un autre côté la modification de l'utilisation de certains secteurs des vallées (fonderies, bassins de rétention, irrigations, agrément) par la correction anthropique des « auges » mineures, a généré une nouvelle configuration du réseau hydrographique et a modifié les rapports morphologiques dans les bassins-versants.

L'alternance des périodes pluviométriques déficitaires et excédentaires a été marquée par la réactivation des glissements de terre d'âge tardiglaciaire ou le déclenchement de nouvelles surfaces de glissements.

Les oscillations de niveau des cuvettes lacustres des lacs transylvains humectent la base des versants, soutenant leur mobilité, d'où une hausse des glissements de terre et des écoulements de boues.

Les versants ont été « agro-terrassés » surtout avec des pommeraies, prunelaies et cerisaies. La période 1976 - 1990 a constitué une intense étape de boisement des versants avec des plantations d'acacia et douglas (*Pseudotsuga taxifolia*) Cette activité a été projetée pour combattre l'érosion des sols et stabiliser les versants (fig.4)

Conclusion

L'impact anthropique a répondu aux modifications climatiques et hydrographiques par un système de mesures complémentaires qui gèrent les situations pluviométriques déficitaires ou excédentaires, qui modèrent l'intensité de l'érosion des sections actives des versants, qui réduisent les aires des paysages qui sont en état de rhexistisie et qui adoptent des programmes et des politiques territoriales qui assurent le développement durable de la région, dans le contexte Européen.

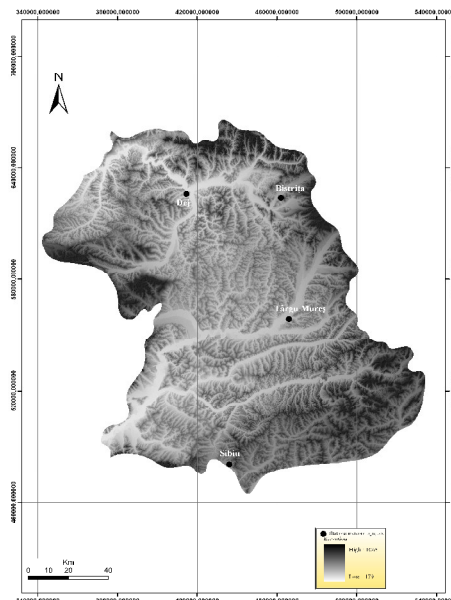


Figure 1. Position géographique et emplacement des stations météorologiques

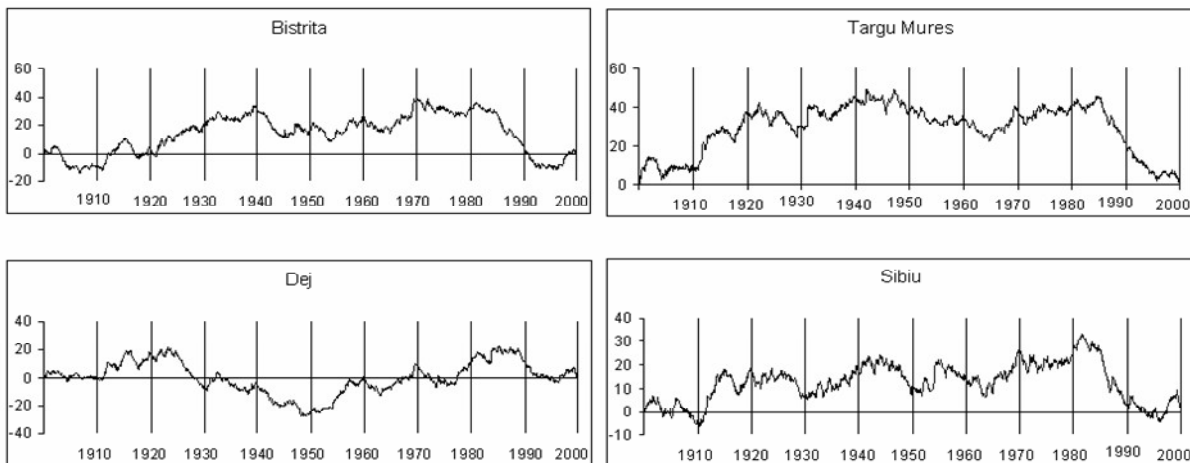


Figure 2. La courbe ESP cumulée

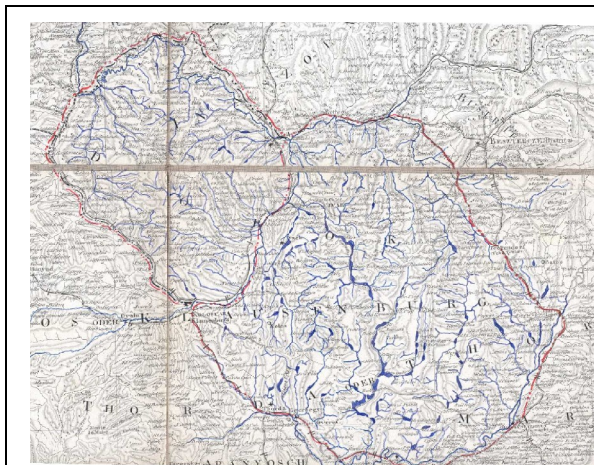


Figure 3. La carte autrichienne (Wien bey Artaria und Compagny) de 1808



Figure 4. Agro-terrace

Bibliographie

1. Bogdan Octavia, Niculescu Elena, 1999: *Riscurile climatice din România*. Academia Română, Editura Saga – Internațional, București.
2. Dubreuil V., 1994: *La sécheresse dans la France de l'ouest: étude d'après les bilans hydriques et les données satellite NOAA -AVHRR*. Thèse de doctorat, Tome I, Université de Rennes, 2, 381.
3. Feurdean Angelica, 2004: *Palaeoenvironment in North-Western Romania during the last 15000 Years*. Thesis in Quaternary Geology, 3, Editura Stockholm University.
4. Holobacă I.H., Croitoru Adina, 2000: *Les risques pluviométriques dans la Dépression de la Transylvanie*. Publication de l'Association Internationale de Climatologie, 13, 128 – 135p.
5. Irimuş I.A., 1998: *Relieful pe domuri și cute diapire în Depresiunea Transilvaniei*. Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca, 300.
6. Irimuş I.A., 2003: *Geografia fizică a României*. Editura Casa Cărții de Știință, Cluj-Napoca, 250.
7. Moldovan Fl., Sorocovschi V., Holobacă I.H., 2002: *Deficitul pluviometric ca fenomen climatic de risc în Depresiunea Transilvaniei*. In vol. „Riscuri și catastrofe”, Editura Casa Cărții de Știință, Cluj-Napoca.
8. Pendea Fl., Bădărău Al., Szanto Zs., Jancsik P., 2004: *Marker-ul paleopedologic al Holocenului Mediu - Superior și semnificația sa paleoenvironmentală*. In vol. "Geography in Context of Contemporary Development", III, Editura F & F, Gheorgheni.
9. Surdeanu, V., Sorocovschi, V. (2003), *Phénomènes géographiques de risque dans la Dépression de la Transylvanie*. In vol. "Riscuri și catastrofe", Editura Casa Cărții de Știință, Cluj-Napoca, p.139-151.
10. Sorocovschi V., 2004: *Studiul fenomenelor de secetă și uscăciune în Campia Transilvaniei*. In Vol. "Geography in Context of Contemporary Development", III, Ed.F.&F, Gheorgheni.
11. Topor N., 1964: *Anii ploioși și secetoși în Republica Populară Română*. C.S.A., Institutul Meteorologic București.

LE REPIT THERMIQUE NOCTURNE DE LA SAISON CHAUDE EN TUNISIE

Tahar ALOUANE

Université du Centre

UR Climat, eau et développement durable

alouane_tahar@yahoo.fr

Résumé : *Le charme de l'été tunisien et l'attrait de ses plages ensoleillées sont souvent brisés par la chaleur suffocante du jour. Si elle se poursuivait la nuit, cette chaleur rendrait l'ambiance insupportable. Mais un répit nocturne permet le plus souvent au corps et à l'âme de se reposer, et c'est ce qui favorise les activités nocturnes caractéristiques de cette saison. Dans cette étude, nous avons essayé de cerner les conditions de ce répit, de quantifier son importance et de montrer sa variation spatio-temporelle, en utilisant les données de neuf stations météorologiques couvrant l'ensemble du territoire tunisien.*

Mots clés : *climat, tourisme, été, Tunisie.*

Abstract : *The charm of the Tunisian summer and the beaches attractiveness are usually interrupted by the suffocating heat that can extend sometimes in the evenings. However, the decline of the evening temperature gives better conditions which favor nocturnal social and individual activities, characterizing this season. Thought this study we have tried to discuss the conditions of heat decline, gratifies its importance and demonstrates the spatial and temporal variation using the data of nine meteorological stations that cover the different Tunisian regions.*

Key words : *climate, tourism, summer, Tunisia.*

Introduction

La saison chaude du climat méditerranéen se caractérise par sa dualité à l'échelle quotidienne :

- Une ambiance thermique diurne souvent inconfortable engendre fatigue et stress, et rend les activités assez pénibles, surtout celles de plein air. Les touristes et les autochtones se ruent alors vers les plages ou se réfugient dans la sieste.

- Une ambiance nocturne souvent moins contraignante permet au corps de se reposer. Ce répit nocturne explique aussi en grande partie le foisonnement, pendant cette saison, d'activités ludiques, sociales et culturelles, tels que festivals, galas, mariages, flâneries, veillées... Ces activités nocturnes jouent un rôle important sur le plan économique, culturel et social. Elles expliquent en grande partie le charme et l'attrait de la saison estivale.

Il nous a donc paru utile d'étudier les causes et les caractères de ce répit nocturne, ainsi que sa répartition spatio-temporelle. Une telle étude est profitable dans plusieurs domaines tels que le tourisme, la santé, le transport et les activités de plein air qui caractérisent la saison chaude. Elle peut aider à imaginer une programmation judicieuse des différentes activités en tenant compte des ambiances climatiques quotidiennes et saisonnières.

1. Données de base et méthodologie

1.1. Les données de base

La notion de répit nocturne estival recouvre deux idées fondamentales : d'une part, la sensation d'un certain confort thermique, reposant pour le corps et pour le psychisme, d'autre part une amélioration perceptible par rapport à l'ambiance diurne. Cette notion de confort relatif nous a amené à utiliser les données trihoraires des paramètres climatiques qui conditionnent l'ambiance thermique, à savoir la température, l'humidité relative et la vitesse du vent. On a utilisé les relevés de 9, 12 et 15 heures pour l'ambiance diurne, et ceux de 21, 0 et 3 heures pour l'ambiance nocturne. Ces données concernent la période 1991-2003 et neuf stations météorologiques représentatives des différents faciès du climat tunisien (littoral, continental, désertique, montagnard...).

1.2. La méthodologie

L'ambiance thermique est la température ressentie qui résulte d'une combinaison de facteurs climatiques, des caractères socioculturels et de l'état psychosomatique des personnes. Les

chercheurs ont mis au point différents indices combinant un certain nombre de ces facteurs. Ils sont plus ou moins simples et présentent souvent des imperfections inhérentes à la complexité des rapports entre l'homme et le climat, ainsi qu'à la diversité humaine. La recherche d'indices fiables et universels se poursuit, mais le résultat est souvent mitigé. Pour cette étude, nous avons opté pour l'utilisation de deux indices qui nous paraissent les mieux adaptés à notre sujet et aux données dont nous disposons. Il s'agit de :

- l'indice THI (temperature humidity index), proposé par Thom (1959) ; il combine la température ($T^{\circ}\text{C}$) et l'humidité relative (U%) pour évaluer le degré d'inconfort dû à l'humidité

$$\text{THI} = T - [(0,55 - 0,0055 \times U\%)(T - 14,5)]$$

- et l'indice K de refroidissement éolien, calculé selon la formule de Siple et Passel (1945) ; il utilise la vitesse du vent (Vm/s) et la température ($T^{\circ}\text{C}$) pour mesurer la quantité de chaleur (en kcal/m²/h) prélevée au corps par les conditions ambiantes, ce qui conditionne le confort ou l'inconfort ressenti

$$K = (10\sqrt{V} + 10,45 - V)(33 - T).$$

Pour parer au résultat aberrant que donne cet indice par vent nul, nous avons opté comme de nombreux chercheurs pour une vitesse minimale de 2 m/s, qui correspond à la vitesse de marche. Nous avons également dû opérer une légère modification dans la classification initiale pour l'adapter au climat tunisien (tableau 1). Par exemple, la combinaison d'une température de 22°C et d'une brise soufflant à 4 m/s donne, selon la formule originelle, une valeur de 291 kcal/m²/h, considérée comme hypotonique ; or dans notre pays, une telle ambiance est ressentie comme relaxante, surtout en été. On a donc ajouté une classe (baptisée torride) pour les températures supérieures à 33°C, qui sont fréquentes en cette saison.

Pour évaluer le degré de confort relatif traduit par ces indices, nous avons donné à chaque classe un code allant de 0 pour le plus néfaste à 3 pour le plus confortable (tableau 1).

THI

<i>Code</i>	3	2	1	0
<i>Classe</i>	<i>confortable</i>	<i>chaude</i>	<i>très chaude</i>	<i>torride</i>
<i>Limites</i>	<i>15 à 19,9°C</i>	<i>20 à 26,4°C</i>	<i>26,5 à 29,9°C</i>	<i>> 29,9°C</i>

K

<i>Code</i>	3	2	1	0
<i>Classe</i>	<i>relaxante</i>	<i>hypotonique</i>	<i>atonique</i>	<i>torride</i>
<i>Limites</i>	<i>599 à 250 kcal/m²/h</i>	<i>249 à 150 kcal/m²/h</i>	<i>149 à 0 kcal/m²/h</i>	<i>< 0 kcal/m²/h</i>

IAT

<i>Code K + THI</i>	6	4	2	0
---------------------	----------	----------	----------	----------

Tableau 1 – Classes d'ambiances thermiques déterminées selon les indices THI, K et IAT.

Le confort thermique résulte des effets conjugués de THI et de K. On les a donc regroupés en un seul indice (indice d'ambiance thermique ou IAT), qui est la somme des moyennes de THI et de K (Hénia et Alouane, 1999). L'IAT nocturne (versus diurne) est égal à la somme de la moyenne des trois relevés de THI et de la moyenne des trois relevés de K effectués aux heures précédemment indiquées de la nuit (versus du jour). On obtient ainsi un IAT qui varie de 0 pour l'ambiance la plus néfaste à 6 pour la plus confortable (tableau 1).

Mais la sensation de répit est aussi conditionnée par l'ampleur de l'écart existant entre l'IAT diurne et l'IAT nocturne de la même journée. C'est pourquoi l'on a calculé l'amplitude journalière de l'IAT en retranchant la valeur de l'IAT diurne de celle de l'IAT nocturne (amplitude de l'IAT = IAT nocturne – IAT diurne). Cette amplitude varie de 0 lorsque la même ambiance persiste, à 6 quand on passe d'une ambiance extrême à une autre. Pour évaluer le répit nocturne, on a ajouté à la valeur de l'IAT nocturne la moitié de la valeur de l'amplitude journalière de l'IAT, cela pour ne pas exagérer l'effet de la valeur de l'amplitude par rapport à celle de l'IAT nocturne :

$$\text{Répit nocturne} = \text{IAT nocturne} + (\text{IAT nocturne} - \text{IAT diurne}) / 2 .$$

On obtient de cette façon une valeur qui varie de 0 pour les nuits sans aucun répit à 9 pour les répits les plus importants. On a utilisé cet indice de répit ainsi que l'IAT et l'amplitude pour bâtir une classification des ambiances nocturnes estivales distinguant quatre types (tableau 2) :

- Les nuits modérées se caractérisent par un IAT diurne > 4 et une amplitude ≤ 1 ; dans ce cas, on ne peut pas parler de nuits à répit, car l'ambiance diurne elle-même est confortable.
- Les nuits sans répit sont celles dont l'ambiance inconfortable persiste pendant les vingt-quatre heures (IAT nocturne < 3 et amplitude ≤ 1).
- Les nuits à répit se caractérisent par un IAT nocturne ≥ 3 et une amplitude > 1 . La valeur du répit variant de 3 à 9, on l'a divisé en deux classes, ce qui fait que l'on parlera désormais de nuits à répit modéré pour les valeurs comprises entre 3 et 6 et de nuits à répit important pour les valeurs supérieures à 6.

Types d'ambiances nocturnes	Nuit modérée sans répit (NM)	Nuit sans répit	Nuit à répit modéré	Nuit à répit important
Valeurs numériques	IAT diurne > 4 Amplitude ≤ 1	IAT nocturne < 3 Amplitude ≤ 1	Répit 3-6 Amplitude > 1	Répit > 6 Amplitude > 1

Tableau 2 – Les classes de nuits estivales, déterminées selon les ambiances thermiques.

La complexité de cette approche, dont nous sommes conscient, reflète la complexité de la perception du climat et la difficulté de la cerner et de l'évaluer.

2. Résultats

L'analyse des différents types d'ambiances nocturnes révèle une variation à l'échelle mensuelle et une différence entre les régions.

2.1. Les différences intermensuelles (figure 1)

2.1.1. Des ambiances clémentes

Elles dominent en juin et en septembre. Juin enregistre plus de 20 nuits modérées dans les stations côtières et encore 17,4 à Thala. Les autres stations subissent, quant à elles, la domination des nuits à répit (20 nuits). Le nombre de nuits sans répit est donc faible, inférieur à 5 sauf à Tozeur (10,4) et à Kairouan (6,7).

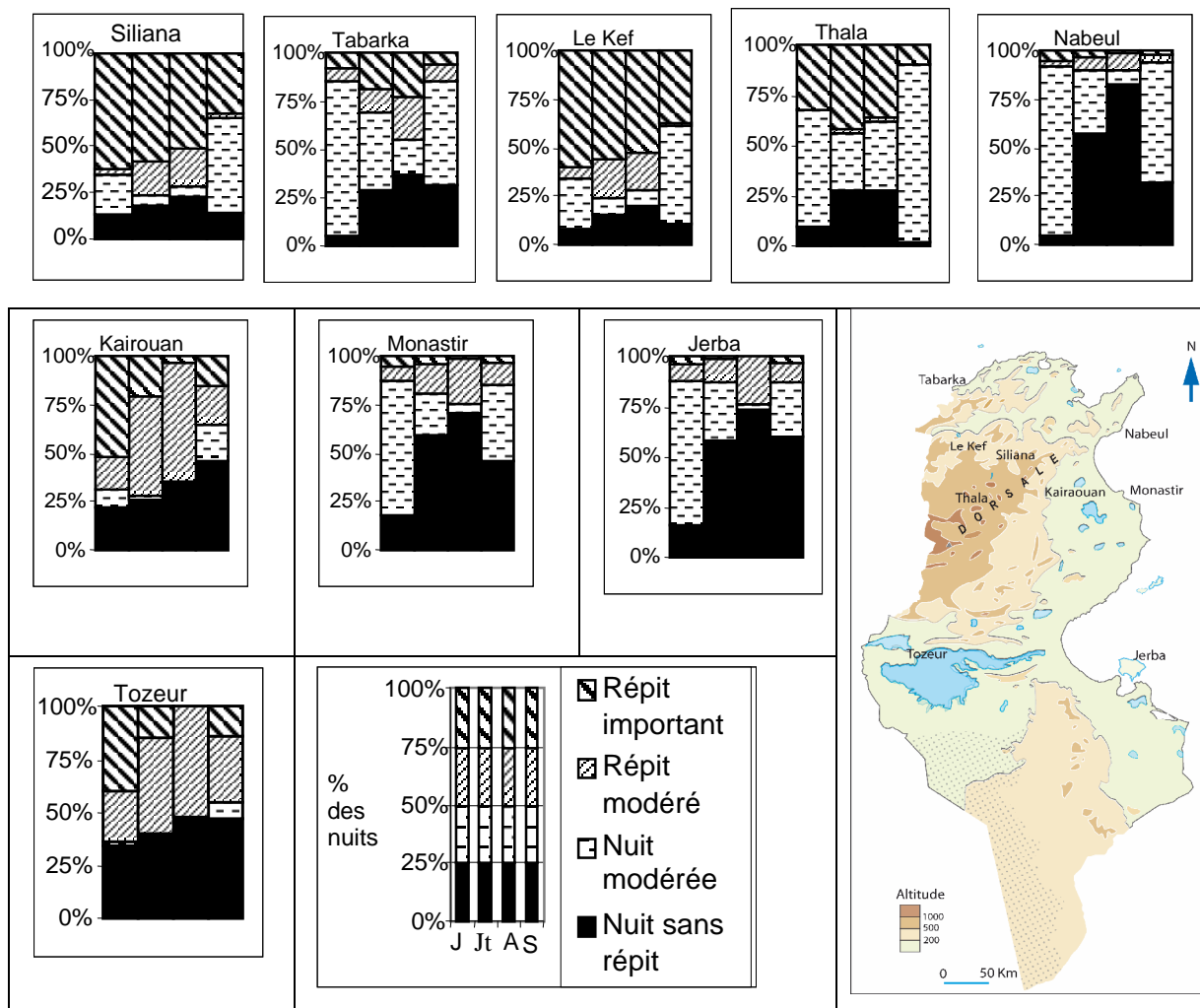


Figure 1 – Répartition mensuelle des types d'ambiances nocturnes pendant l'été.

Le mois de septembre se révèle moins clément avec davantage de nuits sans répit. Le nombre de nuits modérées diminue dans les régions côtières, mais il augmente dans les stations telliennes qui connaissent un retour plus précoce et plus rapide du froid. Le nombre de nuits à répit chute de moitié dans ces dernières stations, alors qu'il reste constant par rapport au mois de juin dans les autres régions.

2.1.2. Le "cœur chaud" de l'été (figure 1)

Juillet et août constituent la période la plus inconfortable de la saison estivale dans toutes les régions, mais à des degrés divers. En juillet, les nuits sans répit frôlent les 60% sur la côte, mais voient leur fréquence relative tomber à 40% à Tozeur, et entre 15 et 30% dans les autres stations. Par contre, les nuits modérées enregistrent un recul important, en passant au-dessous de 30% du total sur la côte et à Thala, et au-dessous de 10% dans les autres régions. Dans toutes les stations la fréquence des nuits à répit enregistre une légère augmentation par rapport à juin. Ainsi, les ambiances modérées dépassent rarement les 2 jours, les nuits sans répit deviennent plus fréquentes allant de 7 nuits au Kef jusqu'à 26 à Nabeul, et les nuits à répit restent généralement stables.

Il est à souligner que dans les régions telliennes, le répit important est plus fréquent que le répit modéré, grâce à une chute de température assez significative au cours de la nuit. Dans les autres régions, c'est le répit modéré qui domine car, sur la côte, la forte humidité maintient une ambiance inconfortable, alors qu'à Tozeur et à Kairouan la diminution de la température reste relative.

2.2. La nuit à travers les régions

L'étude de la variation mensuelle de la fréquence des types d'ambiances nocturnes nous a permis de distinguer trois régions (figure 2).

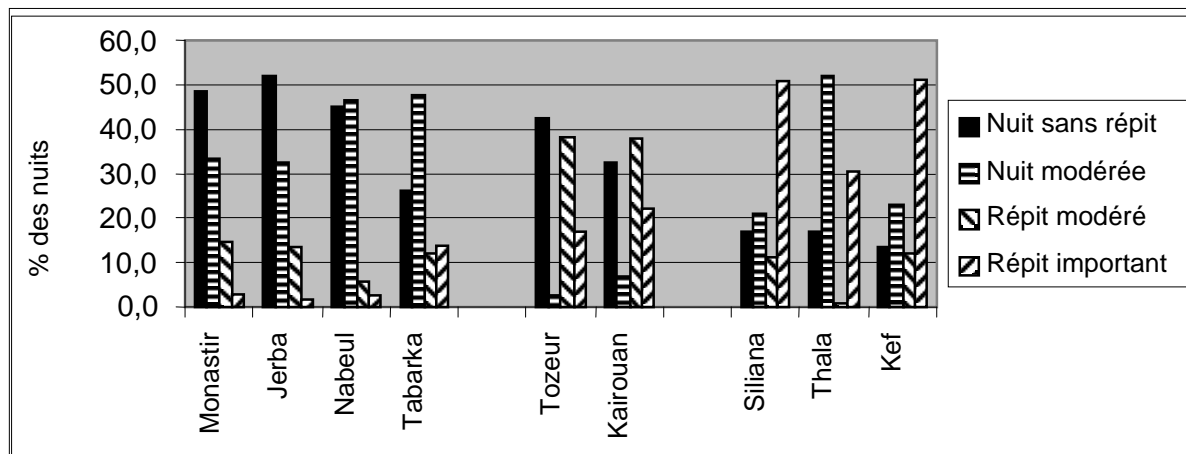


Figure 2 – Répartition régionale des ambiances thermiques nocturnes durant la saison chaude.

2.2.1. Le littoral

Il se caractérise par le faible nombre de nuits à répit, qui varie entre 8% à Nabeul et 25% à Tabarka, en raison d'une température et d'une humidité assez élevées. Le répit de fin de nuit est faible, car l'amélioration qui résulte de la diminution de la température est contrebalancée par un accroissement de l'humidité. Les nuits à répit modéré sont souvent plus fréquentes. Les nuits modérées varient entre le tiers des nuits d'été à Monastir ou Jerba et la moitié à Tabarka et Nabeul, mais cette moyenne estivale cache une opposition très nette entre le cœur de l'été et les mois de transition. De ce fait, les nuits sans répit dominent en juillet et en août, leur répétition accroît la sensation d'inconfort et les dangers pour les personnes fragiles, surtout sur la côte orientale, alors que Tabarka connaît une ambiance relativement plus clémente grâce à sa situation latitudinale au nord du pays.

2.2.2. Les régions telliennes

Elles subissent les effets conjugués de la latitude, de l'altitude et de la continentalité. Les nuits sans répit y sont rares et ne représentent au pire que 17% des nuits d'été, pour tomber à moins de 5% en juin. L'originalité de cette région réside surtout dans la forte proportion des nuits à répit important. Elles représentent 62 des 77 nuits à répit du Kef, et 37 des 38 de Thala. La faible fréquence des nuits à répit à Thala, comparativement aux deux autres stations, s'explique par l'importance des nuits modérées.

2.2.3. Les régions intérieures du centre et du sud

La proximité des régions arides et la longueur la saison chaude s'ajoutent à la continentalité pour forger les caractères climatiques nocturnes de ces régions. Leurs ambiances marquent une originalité certaine par rapport aux deux autres régions, mais présentent en même temps avec elles une certaine similitude. L'originalité de ces régions provient de la faible fréquence des nuits modérées, même en juin et en septembre du fait de la précocité et de la longueur de la saison chaude. Ces conditions expliquent aussi le nombre important de jours sans répit (52 à Tozeur, 40 à Kairouan), un chiffre comparable à celui enregistré dans les régions côtières qui sont pourtant moins chaudes, mais plus humides. Paradoxalement on constate aussi dans ces régions une fréquence élevée de nuits à répit : 55% à Tozeur et 60,4% à Kairouan, ce qui rappelle les chiffres de

Siliana et du Kef, au nord du pays. Cet avantage est dû à la faible humidité de l'air et à l'effet de la continentalité, une influence qui reste pourtant limitée puisque les nuits à répit modéré sont plus nombreuses que celles à répit important.

Conclusion

Cette étude nous a permis de cerner les différences régionales sur le plan du potentiel climatique que l'on peut exploiter, et les contraintes que l'on doit juguler. Si les régions côtières se trouvent favorisées par les activités balnéaires, qui réduisent l'effet de l'inconfort diurne, le faible répit nocturne constitue au contraire un inconvénient redoutable, surtout pour les organismes fragiles. Les régions continentales du centre et du sud souffrent d'une ambiance diurne torride, mais elles profitent d'un répit nocturne plus fréquent et plus marqué. Bénéficiant à la fois d'un assez faible nombre de nuits sans répit, et de la domination des ambiances nocturnes confortables, les régions telliennes se révèlent finalement comme les plus favorisées.

Une gouvernance climatique rationnelle, qui tiendrait compte de ces spécificités lors de la conception des plans d'aménagements, paraît hautement profitable. Elle aiderait à décongestionner les régions littorales, et permettrait de revivifier les régions moins favorisées de l'intérieur par l'introduction d'activités appropriées, rentables et attirantes.

Bibliographie

- ALOUANE T., 2003 : Les ambiances climatiques dans les principales régions touristiques de la Tunisie, Thèse de Doctorat (en arabe), Université de Tunis, FSHS, 470 p.
- BELLIL M., 1985: Contribution à l'étude des conditions climatiques et du confort thermique durant la saison estivale en Tunisie, *Revue Tunisienne de Géographie*, 14, 9-50.
- BESANCENOT J.P., 1987 : Les bioclimats humains en façade méditerranéenne de l'Europe. Etude géographique des effets physiologiques, psychiques et pathologiques d'une ambiance climatique sur les hommes, Thèse de Doctorat d'Etat, Centre de Recherches de Climatologie, Dijon, 2 volumes, 750 p.
- BESANCENOT J.P., 1990 : Climat et tourisme, Masson, 223 p.
- ESCOURROU P., 1996 : La bioclimatologie humaine de Tunis-Carthage en janvier et juillet 1991. In : HENIA L., Variabilité du climat et stratégies d'adaptation en Tunisie, Université de Tunis I, 165-178.
- HENIA L., ALOUANE T., 1999 : Les ambiances thermiques à l'île de Djerba (Tunisie), Publication de l'AIC, 12, 17-25.
- JENDRITZKY G., 1990 : Role of meteorology in connection with areas such as natural resource, human health, tourism and sport. In : PRICE-BUDGEN A., Using meteorological information and products, Ellis Horwood & World Meteorological Organization.

VARIABILITE PLUVIOMETRIQUE ET FLUX DE TURBIDITE DANS LE COMPLEXE CHENAL AHO-LAC AHEME AU BENIN (AFRIQUE DE L'OUEST)

AMOUSSOU ERNEST¹, LUCIEN M. OYEDE² & MICHEL BOKO¹

ajernest@yahoo.fr, oyede@bj.refer.org, mboko47@yahoo.fr

¹ Laboratoire d'Etude des Climats, des Ressources en Eau et de la Dynamique des Ecosystèmes (LECREDE), 03 BP1122 Cotonou (Bénin), Université d'Abomey-Calavi, République du Bénin - Tél (00229) 95 06 47 46 / 21 36 00 61/ 97 08 11 06

² Département de Science de la Terre (DST), 01B.P. 526, Cotonou, Université d'Abomey-Calavi, République du Bénin - Tél(00229) 21 35 06 42 / 95 40 82 70, Fax (00229)21 35 06 32

Résumé : Les variations pluviométriques et l'emprise humaine de ces dernières années, sur le complexe chenal Ahô-lac Ahémé, ont eu une influence négative sur les ressources en eau et les écosystèmes en particulier. Cette dégradation des ressources en eau a entraîné la reconversion des pêcheurs en agriculteurs ou maraîchers. Cette étude a pour but d'étudier les variations des flux de turbidité et de matières en suspension (MES) dans ce complexe afin d'analyser les conséquences des apports pluviaux, fluviaux et anthropiques dans le comblement du lit du complexe.

Les apports pluviaux et fluviaux, dus à la topographie et la dégradation des états de surface du milieu, ne cessent de combler le complexe. Ils constituent aujourd'hui un facteur de dégradation de l'écosystème aquatique. La corrélation pluie/débit sur la période de 1961-2000 et le calcul du taux de dénudation et des indices d'agressivité ont permis d'analyser l'évolution des apports solides dans le lit du complexe. Cette accélération du rythme d'envasement et de comblement du complexe par les matières en suspension (MES) induit de plus en plus la destruction des habitats d'espèces halieutiques et, par conséquent, la baisse de la productivité.

Mots-clés: Chenal Ahô, lac Ahémé, turbidité, matière en suspension.

Abstract: The rainfall variations and human influence of these last years, on the hydrological complex Ahô-lake Aheme had a negative impact on water resources and ecosystems. This water resources degradation induce reconversion of fishermen as farmers. The purpose of this study is to analyse turbidity flows and suspended matter variations in this complex and the consequences of natural and anthropogenic factors on the basin sedimentation.

The rain and river contributions, due to topography and surface state degradation do not cease filling the complex. They constitute today a factor of aquatic ecosystem degradation. The rainfall and flow correlation on 1961-2000 period and estimation of denudation rate and aggressiveness indices permit to analyze solid transport evolution in the bed of river on the complex. Increasing of the silting and filling rhythm related to the suspended matter induced more and more halieutics species habitats destruction and, consequently fallure of fish productivity.

Key words: Aho channel, lake Aheme, turbidity, suspended matter.

Introduction

Le complexe chenal Ahô-lac Ahémé situé au Sud-Ouest du Bénin s'étend de Djondji à Bopa Agonsa et couvre une superficie qui varie de 102 à 125 km² selon les saisons. Il est à l'interface de deux systèmes hydrologiques marin et fluvial. Ainsi, il reçoit en aval les apports liquides et solides de la mer et du fleuve Mono par le biais d'un système lagunaire et en amont ceux du fleuve Couffo (figure1).

Ce complexe marqué par un régime pluviométrique bimodal et caractérisé par deux saisons de pluie et deux saisons sèches alternées (climat béninien ou subéquatorial) induit une variation de l'écoulement et donc des apports fluviaux. Cette pluviométrie, inégalement répartie diminue d'Est en Ouest. Cependant, elle contribue aussi à l'augmentation du volume d'eau du complexe dans les deux premiers mois de pluie et, par conséquent, la variation des paramètres physico-chimiques et des flux de turbidité.

1. Données et méthodes d'analyse

Les mesures ponctuelles de turbidités effectuées du 1^{er} octobre au 31 décembre 1999 et de matières en suspension (MES) dans le complexe constituent un support privilégié pour une approche globale des régimes de transports solides en suspension. Elles ont permis de déterminer l'importance des flux de MES de l'amont vers l'aval et vice versa. Dans le bassin du complexe trois

stations pluviométriques ont été dénombrées : Bopa, Ouidah et Grand-Popo. Cependant, ces stations ne contribuent pas aux écoulements des fleuves qui l'alimentent parce qu'elles se trouvent en aval des stations hydrométriques. Néanmoins, leurs précipitations contribuent au ruissellement, au charriage des apports solides et à l'augmentation du volume d'eau du complexe. La relation pluie/débit en amont des stations hydrométriques du Mono à Athiémé et du Couffo à Lanta permet d'identifier la variation des écoulements et par conséquent des MES en aval comme en amont du secteur d'étude.

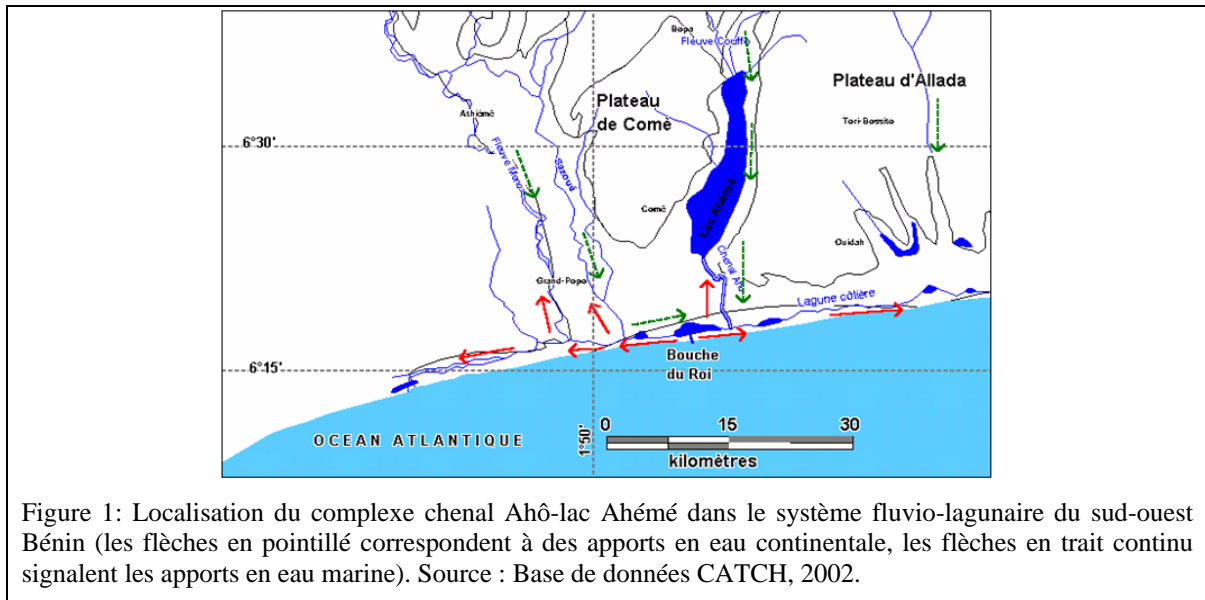


Figure 1: Localisation du complexe chenal Ahô-lac Ahémé dans le système fluvio-lagunaire du sud-ouest Bénin (les flèches en pointillé correspondent à des apports en eau continentale, les flèches en trait continu signalent les apports en eau marine). Source : Base de données CATCH, 2002.

Le calcul du taux de dénudation ($F = C \cdot Q$) exprimé en $t/km^2/an$ (avec Q : débit (m^3/s) et C : concentration ou turbidité (g/l)), traduit une variabilité mensuelle ou interannuelle des apports solides. Ceci montre ainsi une grande irrégularité du bassin liée à l'irrégularité pluviométrique et, par ricochet, des apports liquides. Les apports solides sont aussi fonction de l'agressivité des pluies. Ainsi, la détermination de l'indice d'agressivité ($I = p^2/P$, p = pluie mensuelle la plus élevée et P = cumuls moyens annuels) permet d'analyser les apports directs des solides au complexe par charriage.

La granulométrie et l'utilisation du diagramme triangulaire ont permis d'étudier l'évolution du poids des particules en fonction de leurs tailles et leur distribution dans le complexe.

2. Résultats et discussion

L'objectif de cette étude est d'analyser les effets de la variabilité pluviométrique sur la dynamique hydrologique du complexe. Elle a permis d'analyser les flux des particules dus à l'érosion.

2.1. Variabilité pluviométrique du complexe

La figure 2 montre l'évolution pluviométrique du complexe. Elle décrit les périodes humides et sèches du complexe. En réponse à cette variation de précipitations, l'hydrologie du complexe se trouve modifiée. Ceci peut s'observer notamment dans l'écoulement de surface et, par conséquent, dans les apports des MES et dans la variation des paramètres physico-chimiques. Mais à tout ceci s'ajoute les apports marins qui contribuent au maintien de l'équilibre fluvio-lacustre.

La variation pluviométrique observée à Grand-Popo et à Bopa contribue directement au fonctionnement du complexe. Alors que celle observée en amont des bassins du Mono à Athiémé et du Couffo à Lanta, joue un rôle prépondérant dans la dynamique du complexe par le biais des écoulements.

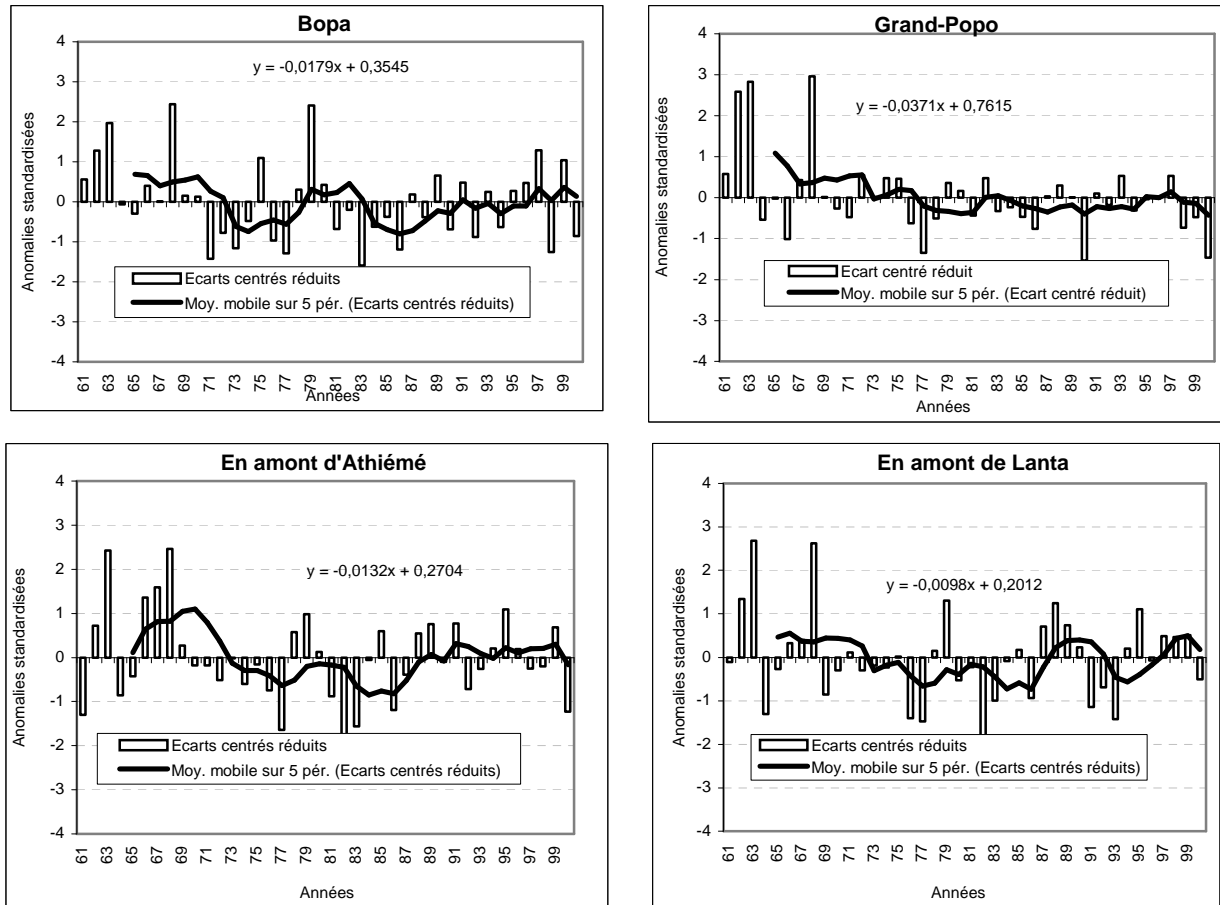


Figure 2 : variabilité interannuelle des précipitations de 1961-2000 dans le complexe.

2.2. Analyse hydro-pluviométrique du complexe

La variation des écoulements du complexe est liée aux précipitations. Elle détermine les apports fluviaux au complexe. Ainsi, les apports fluviaux sont importants en période de crue ou des hautes eaux où les eaux descendent dans le complexe suivant la pente qui varie de 15 à 0,03 m/km du nord au sud du bassin versant. Ces crues atteignent leur maximum en septembre -octobre avec des valeurs qui varient de 600 à 800 m³/s à Athiémié et de 16 à 150 m³/s à Lanta. Ces années de fortes crues sont aussi des années de pluies exceptionnelles et donc d'apports exceptionnels (figure 3).

La corrélation pluie/lame écoulée (figure 4) décrit l'importance des relations entre les lames précipitées et écoulées. Elle explique l'importance des lames précipitées dans la dynamique hydrologique du complexe de 1961-2000. Ainsi, elle est plus significative à Athiémié qu'à Lanta. Mais toutes sont corrélées au moins à 50 %.

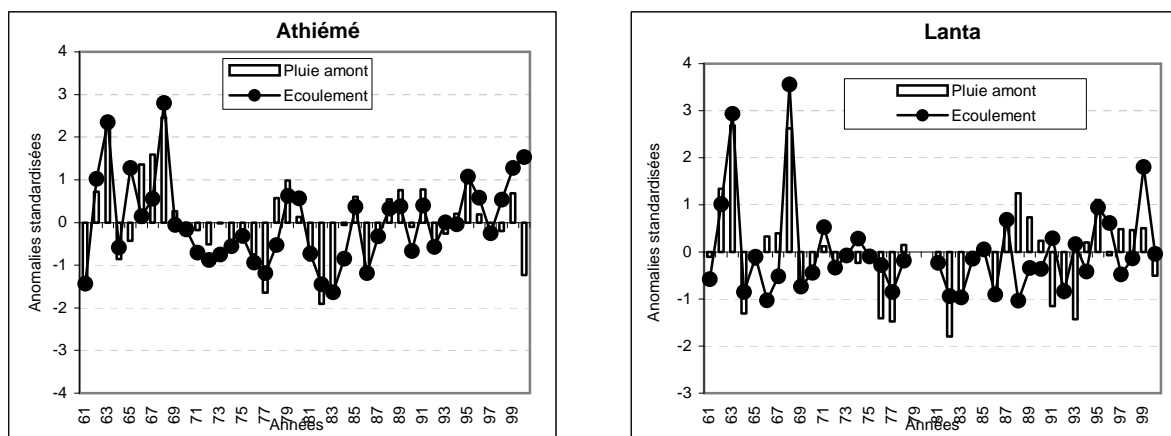


Figure 3 : Variabilité hydro-pluviométrique interannuelle en amont du complexe de 1961-2000

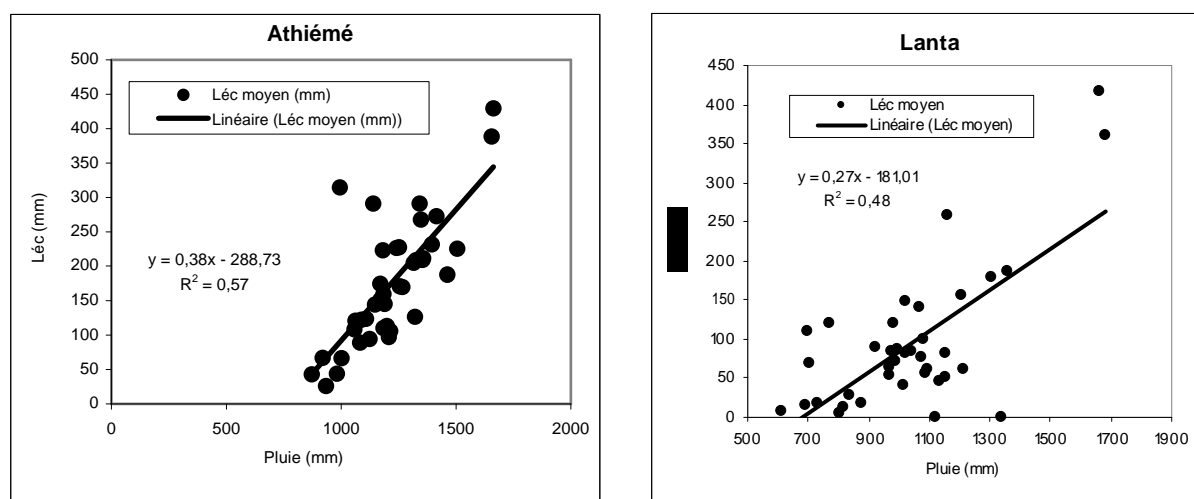


Figure 4 : Corrélation pluie/écoulement de 1961-2000 en aval et en amont du complexe

2.3. Variabilité mensuelle des apports solides

Les apports solides montrent une irrégularité pour les différents bassins, liée à l'irrégularité des pluies et par ricochet des apports liquides. Mais l'importance des apports s'observe en période d'abondance pluviométrique et hydrologique (figure 5).

Les apports sont plus importants en aval qu'en amont du complexe. Ceci fait diminuer la quantité de sédiments de l'aval vers le lac Ahémé (figure 6) c'est-à-dire de la "Bouche du Roi" (Grand-Popo) à Agonsa (Bopa). Ce qui justifie l'importance de la dynamique hydrologique du système lagunaire. L'agressivité pluviométrique dans le bassin (figure 7) augmente les apports dans le complexe.

L'intensité de ces apports charriés dus à la dégradation des états de surface n'est pas négligeable comme le montre la photo 1, ce qui accélère d'avantage le comblement et l'envasement de certains endroits (la rive ouest du lac) du complexe. Cette agressivité est plus importante dans le littoral (plus de 50 %) que sur le plateau et la pénélaine. Cependant, elle n'est pas du tout négligeable, surtout qu'elle varie selon l'importance des évènements pluvieux et est fonction de l'occupation du sol.

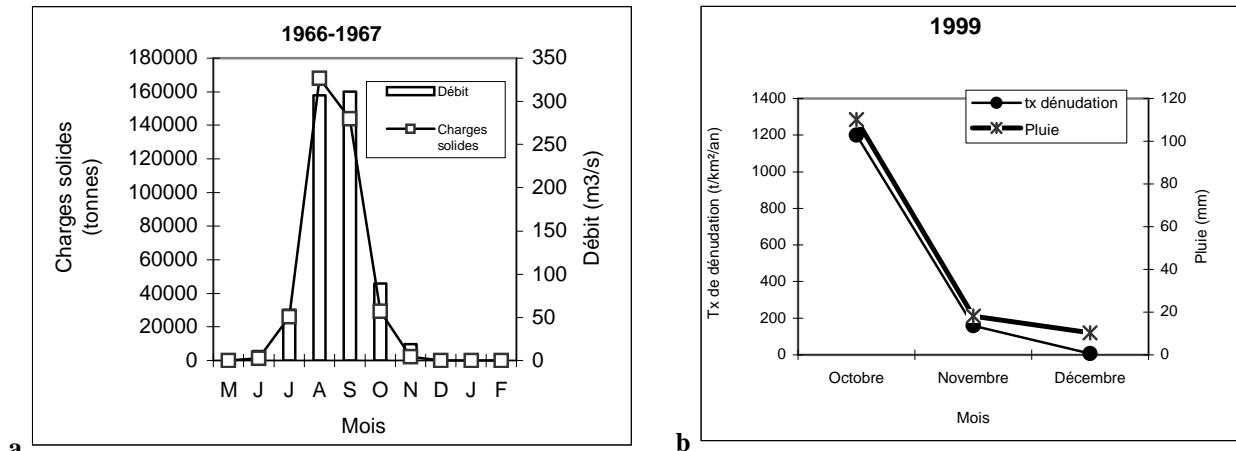


Figure 5 : Variation des apports saisonniers à Athiémé (a) et de Guézin à Couffonou (b) dans le complexe.

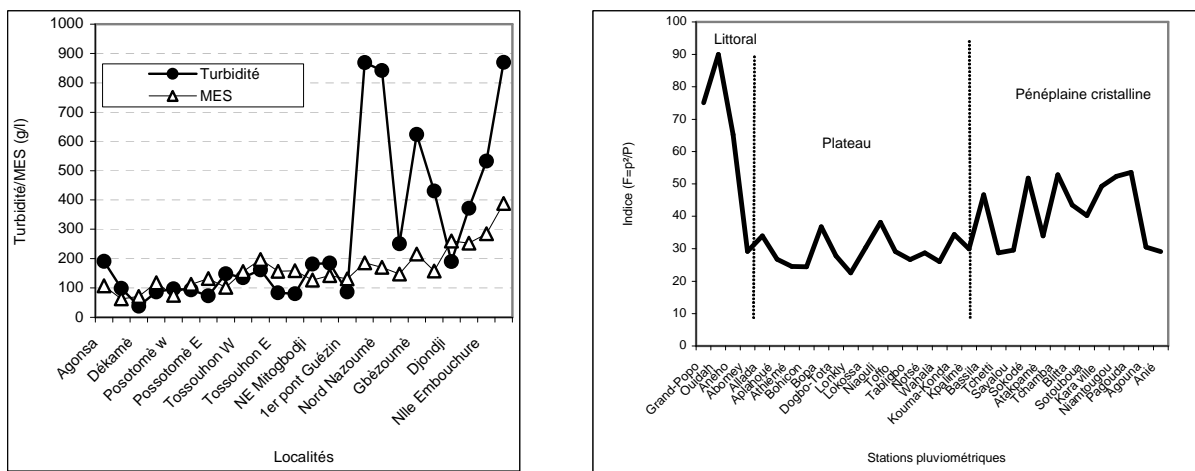


Figure 6 : Variations de turbidité et de MES dans le complexe de l'embouchure à Bopa Agonsa.

Figure 7 : Variation interannuelle de l'agressivité du bassin en amont et en aval du complexe.

La topographie du secteur d'étude contribue énormément à la dégradation de l'écosystème. Mais à tout ceci s'ajoutent le sapement des berges lagunaires et les engins prohibés (akadja, xa, filet à épervier, ...) qu'utilisent la population. Ainsi, quel devenir pour ce complexe ?



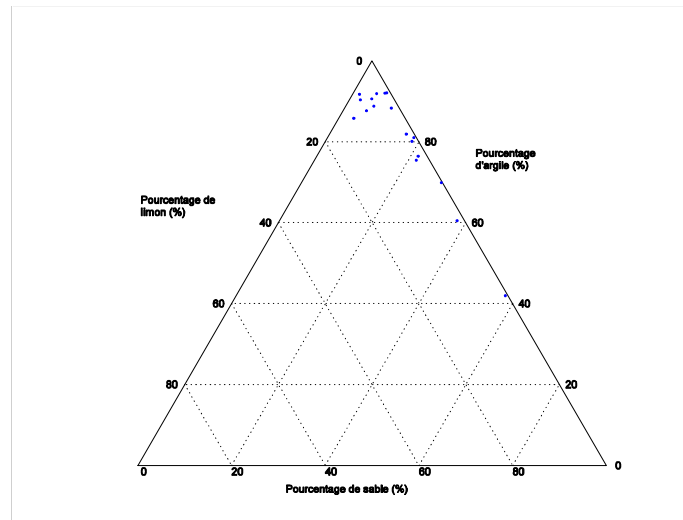
Photo 1 : Erosion hydrique et comblement du lac Ahémé sur la piste rurale le long du complexe.

2.4. Evolution spatiale des particules dans le complexe

La figure 8 montre la répartition de la granulométrie. Elle indique que ces sédiments ont été déposés par saltation. Ceci justifie l'importance des particules de petite taille par rapport à celles de grosse taille. La couleur grise ou gris claire des matériaux du complexe serait due au brassage plus long de ces sédiments du plateau en milieu marin (Houndénu, 1988). La distribution des sédiments

dans le complexe n'est pas identique. Les grains diminuent de taille des berges vers les profondeurs. Cette hétérogénéité morphoscopique pourrait traduire l'origine des sédiments. Ainsi, les apports charriés sont importants dans ce complexe. Mais, de manière générale, ces particules sont déposées après un transport en suspension uniforme.

Figure 8 : Diagramme triangulaire de répartition des sédiments dans le complexe.



Conclusion

Le complexe chenal Ahô-lac Ahémé, connaît une variation des apports solides grâce à quatre sources différentes : les fleuves Mono et Couffo, la pluie par le ruissellement, la mer et les actions anthropiques. Cependant, il est difficile de déterminer la part de chacun dans le comblement du complexe. Néanmoins, les flux sont plus importants en aval qu'en amont du complexe. Cette distribution des particules détermine aussi l'importance du courant marin et fluvial.

Cet envasement ajouté à l'utilisation anarchique des ressources en eau contribue à la dégradation de plus en plus poussée des phytoplanctons et zooplanctons du complexe. Ainsi, aujourd'hui la population riveraine développe des stratégies endogènes comme l'installation des enclos piscicoles ('Avlékété-tins') pour rendre quelque peu productif le complexe (Amoussou, 2004).

Bibliographie

- 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 pages.
- Amoussou E., 2004 : *Systèmes traditionnels de gestion durable du lac Ahémé au Bénin*. In Développement durable : leçons et perspectives. Acte de Colloque AUF Ouagadougou, pp 263-270.
- Boko M., 1988 : *Climats et communautés rurales du Bénin : rythmes climatiques et rythmes de développement*. Thèse d'état ès-lettres. Université de Bourgogne, Dijon, 2 tomes, 608 pages.
- Houndénou C., 1988 : *Contribution à l'étude géomorphologie de la partie occidentale du littoral béninois*. Mémoire de Maîtrise, FLASH/ Univ. Nationale du Bénin, 146 pages.
- Oyédé L.M. 1991 : *Dynamique sédimentaire actuelle et messages enregistrés dans les séquences quaternaires et néogènes du domaine margino-littoral du Bénin (l'Afrique de l'Ouest)*. Thèse présentée pour l'obtention du doctorat en géologie sédimentaire (nouveau régime), Université de Bourgogne, Dijon, 302 pages.

VARIABILITE SPATIO-TEMPORELLE DU DEBUT DE LA SAISON DES PLUIES AU MATO GROSSO (BRESIL)

DAMIEN ARVOR (1), VINCENT DUBREUIL (1),
MARGARETH SIMÕES PENELLO MEIRELLES (2),(3)

(1) COSTEL UMR 6554 CNRS – LETG

Université Rennes 2

Place du Recteur H. Le Moal

35043 RENNES CEDEX, France

damien.arvor@uhb.fr, vincent.dubreuil@uhb.fr

(2) Universidade do Estado do Rio de Janeiro - UERJ

Departamento de Engenharia de Sistemas e Computação – Pos Graduação em Geomática

(3) Embrapa Solos

Rua Jardim Botânico, 1024 – Rio de Janeiro, RJ

maggie.meirelles@gmail.com

Résumé : La culture du soja représente aujourd'hui la première source de revenus de l'Etat du Mato Grosso (Brésil). L'importance prise par cette culture est en partie expliquée par les conditions du milieu caractérisé notamment par un climat aux précipitations abondantes permettant l'obtention de rendements supérieurs à la moyenne nationale. Cependant, tous les ans, ce même climat est la cause de chutes de rendements dans certaines communes qui peuvent par exemple être liées à des précipitations trop faibles lors de la phase de semis du soja. Dans ce cas, le problème pour les producteurs est de déterminer au mieux la date de démarrage de la saison des pluies afin de pouvoir commencer le semis en relative sécurité. L'objectif de cette étude est de déterminer le début de la saison pluvieuse afin d'en analyser la variabilité spatio-temporelle au Mato Grosso. Pour cela, les données utilisées sont les données de terrains de 116 stations obtenues auprès de l'Agence Nationale des Eaux (ANA) sur la période 1998-2005 qui sont comparées aux données d'estimation des pluies par satellite issues de la mission TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission). La date de début de saison pluvieuse est déterminée au pas de temps journalier par la méthode de « Anomalous accumulation » proposée par Liebmann (2006). Cette méthode permet de mettre en avant une forte variabilité spatio-temporelle des différentes caractéristiques de la saison pluvieuse au Mato Grosso à l'échelle régionale comme à l'échelle locale.

Mots clés : Précipitations, Mato Grosso, début de saison pluvieuse, soja.

Abstract : Nowadays, the soybean cultivation represents the first source of income for the Brazilian State of Mato Grosso. The importance of this cultivation can be partly explained by the regional natural conditions, and especially by the abundant precipitations enabling producers to get good yields. However, every year, this climate leads to significant losses in a few localizations due to weak rainfalls during the planting period. Thus, the producers have to determine as best as possible the onset date of the rainy season in order to plant in a relatively safe situation. The purpose of this work is to determine this onset date to analyse its spatio-temporal variability in Mato Grosso. The data used here are those of 116 meteorological stations managed by the Water National Agency (ANA) in the 1998-2006 period. These data will be compared to rainfall estimations issues from the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) satellite. The onset date is determined at a daily scale by the "Anomalous accumulation" method proposed by Liebmann (2006). This method allows us to detect a strong spatio-temporal variability of the rainy season attributes in Mato Grosso at regional and local scales.

Key Words : Rainfall, Mato Grosso, onset, soybean.

Introduction

Si le Mato Grosso est aujourd'hui le premier Etat brésilien producteur de soja avec plus de 6 millions d'hectares, il le doit en grande partie à un climat tropical auquel la recherche brésilienne menée par l'EMBRAPA a su adapter des variétés de soja. Les atouts du climat tropical humide du Mato Grosso résident notamment dans une régularité interannuelle marquée par une saison sèche et une saison humide centrées respectivement sur les mois de juillet et janvier. De plus, la saison humide apporte toujours les précipitations nécessaires à la croissance du soja (environ 800 mm, Embrapa, 2004) puisqu'il pleut entre 1200 mm au sud et plus de 2000 mm au nord, ce qui permet aux agriculteurs mato-grossenses d'obtenir les meilleurs rendements du pays (régulièrement supérieurs à 3 tonnes par hectare). Ces fortes précipitations ont également l'avantage de permettre la réalisation d'une deuxième culture (maïs ou coton) en profitant de la fin de la saison des pluies une fois le soja récolté.

Cependant, ce même climat peut être la cause de fortes pertes de rendements à des échelles plus fines. En effet, les précipitations principalement d'origine convectives sont caractérisées par une variabilité spatio-temporelle très forte qui peut affecter certaines régions, certaines fazendas, voire

certaines parcelles. Les problèmes rencontrés sont alors de deux types particuliers : 1) une période sèche en phase de semis peut affecter les premières phases de croissance du soja et forcer les agriculteurs à re-semer ; 2) des périodes sèches (*veranico*) ou trop pluvieuses au cours des phases végétatives ou reproductives peuvent entraîner des pertes de rendement ; 3) des périodes pluvieuses intenses en phase de récolte peuvent rendre les graines trop humides et donc affecter leur qualité ou tout simplement empêcher l'accès aux parcelles par les machines agricoles.

L'objectif de cet article est de déterminer les principales caractéristiques des précipitations au Mato Grosso à partir de données de terrain et de données issues du satellite TRMM. Pour cela, différentes méthodes de détermination du début et de la fin de la saison des pluies seront testées et comparées. La méthode la plus intéressante sera alors appliquée pour étudier la variabilité spatio-temporelle des précipitations.

1. Les données utilisées

Dans le cadre de cette étude, les données de terrain utilisées sont des données obtenues auprès de l'ANA (*Agencia Nacional das Aguas*) concernant 116 stations ayant fonctionné sur l'année 2004-2005. Ces données permettent d'analyser les atouts de différentes méthodes d'estimation des dates de début et fin des pluies afin de choisir celle qui apparaîtra comme étant la plus efficace. Cette dernière sera alors appliquée aux données du satellite TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*) dont les produits 3B42 donnent des estimations des taux de précipitation par heure, toutes les 3 heures de 1998 à 2006. Ces données sont estimées à partir des capteurs micro-ondes (TMI), radar (PR) et visible/infrarouge (VIRS) du satellite à une résolution spatiale de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$.

2. Détermination du début et de la fin de la saison pluvieuse au Mato Grosso

De nombreux travaux ont déjà été effectués dans l'objectif de déterminer le début et la fin de la saison pluvieuse dans les régions tropicales, que ce soit en Afrique ou en Amazonie. Ainsi, selon Marengo (2001), le début (la fin) de la saison pluvieuse intervient lors de la pentade où le taux de précipitation journalier est supérieur (inférieur) à 3,5 mm sur au moins 6 pentades des 8 suivantes (précédentes). Cette technique est reprise en 2004 par Li et Fu mais ces derniers changent le taux de précipitation journalier seuil en lui indiquant une valeur égale au taux moyen annuel (somme des précipitations annuelles sur le nombre de jours par an). Au Nigeria, Odekunle (2006) applique une méthode basée sur le pourcentage de précipitations cumulées par pentade. La date de début (fin) des pluies correspond alors à la première (dernière) pentade de rayon de courbure positif (négatif) maximal. L'auteur applique une variante de cette méthode en utilisant le pourcentage cumulé du nombre de jours pluvieux par pentades plutôt que des quantités précipitées. Enfin, Liebmann (2006) propose une méthode basée sur la définition de « *Anomalous Accumulation* » qui consiste à calculer la différence entre l'accumulation de précipitation journalière et l'accumulation moyenne annuelle journalière (se référer à la bibliographie pour l'équation). Le début (fin) de la saison des pluies étant alors déterminé par la date de minimum (maximum) de la courbe.

L'objectif de cette étude étant de mettre en relation la pluviométrie et la culture du soja au Mato Grosso, ces différentes méthodes ont été adaptées en y appliquant des seuils ayant un lien avec les besoins en eau du soja. Selon Rosolem (2006), en phase de semis et d'émergence, le soja a besoin de 2,2 mm d'eau par jour. C'est donc ce seuil qui sera ici choisi dans un premier temps. Par ailleurs, les conditions sur les pentades appliquées dans la méthode créée par Marengo (et reprise par Fu et Li) sont originellement prévues pour étudier les climats amazoniens, or le Mato Grosso se situe dans une zone de transition entre un climat équatorial au nord et tropical au sud, moins humide. Cette variabilité du climat fait que le critère de 6 pentades pluvieuses (sèches) sur 8 ne peut être respecté dans une grande partie de l'Etat. Il a donc été décidé d'appliquer un critère moins contraignant de 4 pentades sur 8.

Les différentes méthodes présentées sont alors comparées et testées à partir des données terrain de 116 stations sur l'année 2004-2005 (année climatologique considérée du 15 juillet 2004 au 14

juillet 2005) pour déterminer leurs avantages et inconvénients respectifs par rapport au but recherché. La figure 1 illustre les différentes méthodes pour une station donnée au Mato Grosso.

Pour valider la méthode qui semble la plus efficace, il a été choisi de comparer les résultats obtenus avec les dates de semis potentielles du soja. Au cours d'entretiens sur le terrain avec des agronomes et des producteurs de soja de la région, il est apparu que ces derniers déterminent les dates de semis en fonction des précipitations accumulées dans leurs pluviomètres. En fait, la majorité d'entre eux attend qu'il se soit accumulé 70 mm pour semer donc ce seuil a été retenu dans cette étude (le calcul du cumul n'est réalisé qu'à partir du premier septembre pour s'affranchir des pluies exceptionnelles du mois d'août qui ne sont pas considérées par les producteurs). Nous obtenons alors un tableau de corrélations et de RMSE entre les différentes méthodes et la date de semis potentielle.

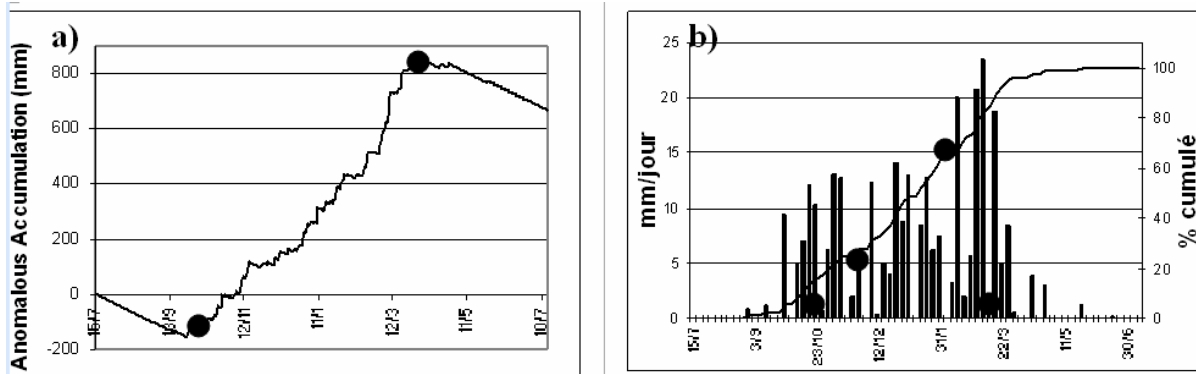


Figure 1 : Méthodes d'estimation du début et fin de la saison des pluies pour une station de Sorriso en 2004-2005 par a) méthode de « Anomalous accumulation » de Liebmann et b) méthode de Marengo (Histogrammes) ou méthode du pourcentage des jours pluvieux cumulées (courbe). Les cercles représentent les dates de début et fin des pluies définies par la méthode de même couleur.

	Correlation R	RMSE
	Semis > 70	semis >70
Marengo 4/8	0.618	17
Odekunle Pmm	0.151	45
Odekunle days	0.159	46
Liebmann (2.2)	0.757	14

Figure 2 : Tableau des corrélations et de RMSE entre les méthodes d'estimation de début des pluies et les dates de semis potentielles (70 mm accumulés après le 1 septembre).

La méthode se rapprochant alors le plus des dates potentielles de semis semble donc être celle de Liebmann (à la fois par la corrélation et par le RMSE). Bien sûr les corrélations (et les RSME) sont dans l'ensemble faibles (élevés), mais ceci s'explique facilement par le fait que les deux données ne correspondent pas exactement aux mêmes informations. Le seuil des 70 mm cumulés est un seuil « fictif », retenu pour son côté pratique (l'enjeu implicite étant de déterminer si cette date de semis fait sens au niveau climatique et si il est possible de repérer des situations telles que le semis intervienne avant le véritable début de la saison des pluies ou largement après).

C'est donc la méthode de Liebmann qui sera ici retenue dans le reste de l'étude. Cette méthode a quelques avantages : a) elle permet de s'affranchir des faux démarrages de saison pluvieuse (comme la méthode de Marengo et al. (2001) d'ailleurs), b) elle permet de toujours définir les dates de début et fin de saison des pluies (ce qui n'est pas toujours vrai par la méthode de Marengo et al. (2001)), c) elle est relativement simple et maniable donc facile à programmer et enfin d) elle permet de déterminer la date de semis au pas de temps journalier (contre un pas de temps de 5 jours pour les autres méthodes). Ce dernier point peut prêter à discussion car il peut paraître illusoire en effet

de vouloir déterminer le début de la saison des pluies au jour près. Toutefois, dans le cas des cultures de soja, il apparaît que la première phase de croissance (semis-émergence) ne dure que 5 à 7 jours et, qu'une fois passée cette phase, les besoins en eau sont de 5,1 mm/jour (Rosolem, 2006), soit plus du double. Il est donc évident qu'un pas de temps pentadaire serait limité pour mettre en relation des dates de début des pluies avec des dates de semis.

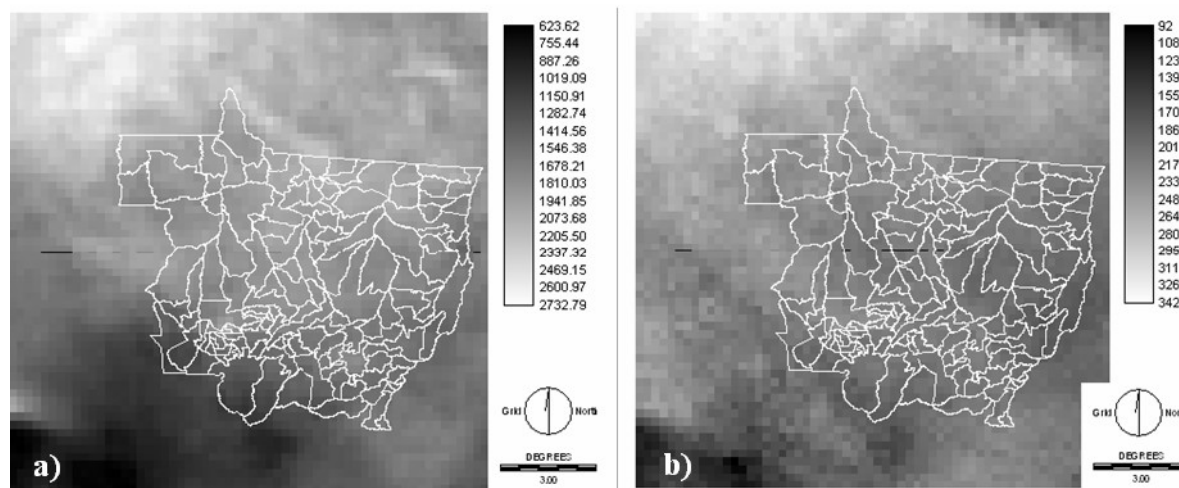
3. Estimation des caractéristiques de début et fin des pluies par TRMM

La méthode de Liebmann a donc été choisie pour évaluer la variabilité spatio-temporelle de quelques caractéristiques de la saison des pluies au Mato Grosso. Cette méthode a été appliquée sur les données d'estimation des pluies fournies par le satellite TRMM (produit tri-horaire 3B42 d'estimation du taux de précipitation horaire). Ces données ont été traitées afin de donner des précipitations journalières de juillet 1998 à juillet 2006 qui ont donc permis de déterminer les attributs recherchés (début, fin, durée de la saison pluvieuse, précipitations annuelles, dates de semis potentielles) pour 8 saisons pluvieuses.

a. Variabilité spatiale à échelle régionale et locale

L'étude des moyennes des attributs sur les 8 ans étudiés nous permet d'obtenir des indications sur la variabilité spatiale à l'échelle régionale. Les figures 3 et 4 montrent clairement le gradient sud-est / nord-ouest qui avaient déjà été indiqué par Dubreuil et al. (2002) lié à l'arrivée de la saison pluvieuse par le nord-ouest expliquée par la descente au sud de la ZCIT et la mise en place de systèmes convectifs plus intenses venus d'Amazonie. Il est également possible de remarquer le caractère particulier des régions du Chaco au sud-ouest et du couloir sec amazonien (Durieux, 2002) au nord-est qui sont moins arrosées. La figure 4 confirme ceci en indiquant les profils spatiaux selon un axe sud-est / nord-ouest pour les images étudiées. Le gradient précédemment évoqué y est également clairement visible, sauf pour la date de début des pluies qui semble moins variable, comprise entre 40 et 80 jours après le 15 juillet (date de début d'année ici considérée), soit entre le 24 août et le 3 octobre.

Toutefois cette variabilité moins marquée de la date de début des pluies à l'échelle régionale est à prendre avec précaution. En effet, elle peut cacher une variabilité très importante à l'échelle locale. Pour confirmer cela, il peut être intéressant de se pencher sur le cas de la commune de Sorriso qui est la première commune productrice de soja du Brésil et qui a la particularité de s'étendre sur plus de 200 kilomètres du nord au sud.



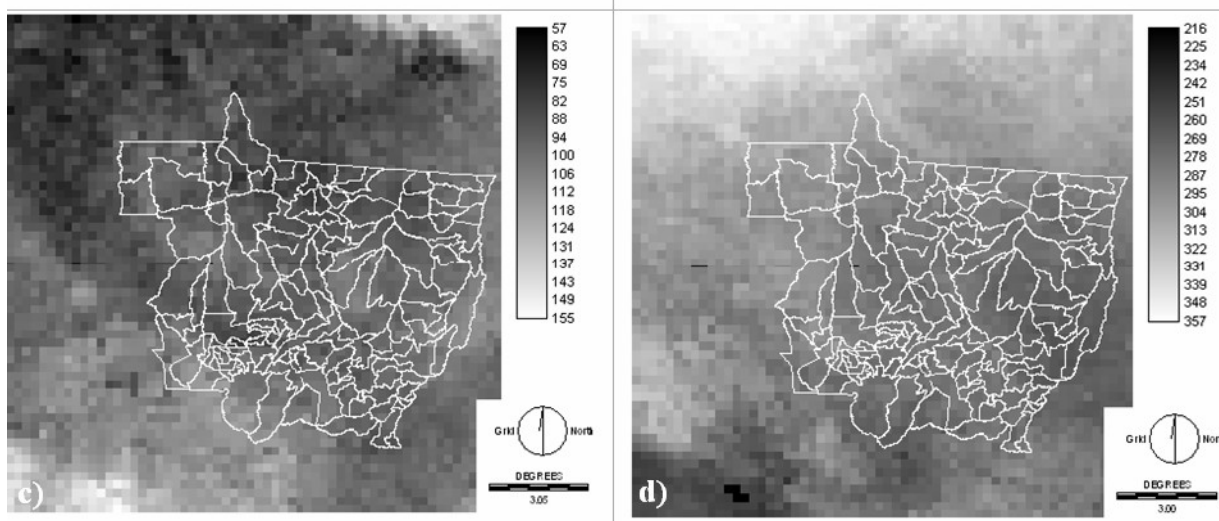
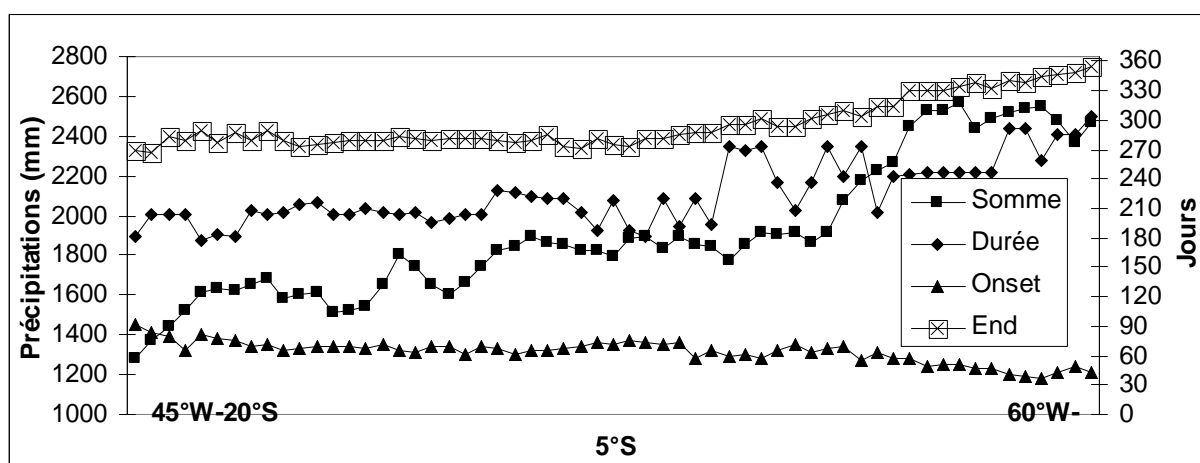


Figure 3 : a) Précipitations annuelles moyennes entre 1998 et 2006 ; b) durée moyenne en jours de la saison des pluies entre 1998 et 2006 ; c) jour moyen de début de la saison des pluies entre 1998 et 2006 ; d) jour moyen de fin de la saison des pluies entre 1998 et 2006. La légende pour c) et d) est nombre de jours à partir du 15 juillet.



Figure

e 4 : Profils spatiaux des caractéristiques de la saison pluvieuse au MT selon un transect sud-est / nord-ouest. Les jours sont comptés à partir du 01 juillet pour les courbes « Onset » et « End ».

Dans le cas de l'année 2004-2005, il apparaît que le début de la saison des pluies a eu lieu au 66^{ème} jour au nord de la commune (soit le 19 septembre), contre le 86^{ème} jour au sud de la commune (soit le 09/10). Il est donc évident que les stratégies de semis et les risques encourus par les producteurs en ce qui concerne d'éventuelles pertes de rendements ne sont pas les mêmes selon la localisation de l'exploitation pour une année donnée.

b. Variabilité temporelle

Toujours à Sorriso, à partir des données de début des pluies calculées pour chaque année de la période d'étude (1998-2006), il est possible de définir l'écart obtenu entre l'année où la saison des pluies a été le plus retardée et celle où elle a été plus précoce. Dans le nord de Sorriso, on trouve une différence de 25 jours entre les deux années extrêmes tandis que dans le sud de la commune, l'écart peut monter jusqu'à 48 jours (28 août en 2001-2002 contre 15 octobre en 2000-2001), soit plus d'un mois et demi. Les conditions de semis ne sont donc pas homogènes sur le territoire d'une commune.

Conclusion

Après avoir testé différentes méthodes d'estimation de début et de fin de saison pluvieuse en Amazonie, la méthode de Liebmann basée sur le principe de « *Anomalous Accumulation* » a été

choisie. Son adaptation aux données journalières fournies par le TRMM entre 1998 et 2006 ont alors permis d'étudier la variabilité spatio-temporelle des caractéristiques de la saison pluvieuse à différentes échelles. A l'échelle régionale, un gradient sud-est / nord-ouest apparaît clairement et permet de mettre en avant une durée de la saison pluvieuse plus longue au nord, avec des pluies arrivant plus tôt et s'arrêtant plus tard. A l'échelle locale, l'étude de la commune de Sorriso permet de distinguer une forte variabilité de la date de début des pluies entre le sud et le nord pouvant atteindre les 20 jours. La variabilité temporelle est également forte à cette échelle puisqu'on a pu calculé une différence de un mois et demi dans le début des pluies entre deux années successives. Ces données devront ensuite être mises en relation avec les pratiques agricoles appliquées dans la région et notamment les dates de semis du soja, qui est la culture la plus importante au Mato Grosso.

Bibliographie

- BALME M., Galle S., Lebel T., 2005, Démarrage de la saison des pluies au Sahel : variabilité aux échelles hydrologique et agronomique, analysée à partir des données EPSAT-Niger, *Sécheresse*, **16**, 8 p.
- 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*, Doctorat de géographie de l'université de Aix-Marseille, 279 p.
- EMBRAPA, 2004, *Tecnologias de produção de soja – Região central do Brasil 2005*, 242 p.
http://www.cnpso.embrapa.br/download/publicacao/central_2005.pdf. Accédé le 19/08/2005.
- FU R., Li W., 2004, The influence of the land surface on the transition from dry to wet season in Amazonia, *Theoretical and Applied Climatology*, **78**, 97-110.
- ROSOLEM C. A., 2006 : Ecofisiologia da soja, *Boletim de pesquisa de soja 2006*, Fundação MT, p. 41-51.
- LIEBMANN B., 2006, A definition for onset and end of the rainy season. Site internet : www.eol.ucar.edu/projects/cppa/meetings/200608/posters/brant.pdf. Accédé le 12/02/2007.
- MARENGO J. A., Liebmann B., Kousky V. E., Filizola N. P., Wainer I. C., 2001, Onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon basin, *American Meteorological Society*, **14**, 833-852.
- ODEKUNLE T. O., 2006, Determining rainy season onset and retreat over Nigeria from precipitation amount and number of rainy days, *Theoretical and Applied Climatology*, **83**, 193-201.
Tropical Rainfall Measuring Mission : <http://daac.gsfc.nasa.gov/>. Accédé le 03/11/2006.

IMPACT DE LA BRISE DE MER SUR LA TEMPERATURE A SFAX (TUNISIE) DURANT LA SAISON CHAUDE

BELTRANDO G. et DAHECH S.

Université Denis Diderot (Paris VII)

UMR 8586 du CNRS (PRODIG) (c.c. 7001),

F- 75205 PARIS Cedex 13

beltrando@paris7.jussieu.fr, salem.dahech@paris7.jussieu.fr

Résumé : A Sfax, la brise littorale, dont la fréquence avoisine 80% des jours durant la saison chaude (mai-septembre), influence fortement la répartition spatio-temporelle des températures. Pour évaluer cet impact, les données tri-horaires et quotidiennes, des températures et du vent (direction et vitesse) issues du réseau conventionnel de mesures météorologiques de l'agglomération ainsi que de celles fournies par un réseau de 4 stations automatiques, installées durant l'été 2006 sont utilisées pour évaluer l'effet rafraîchissant de ce vent local. Cette évaluation de l'extension spatiale de la brise est complétée par l'imagerie NOAA-AVHRR montrant l'extension spatiale de cette brise.

Mot clés : brise de mer, température, Sfax

Abstract : In Sfax, sea breeze, which frequency borders 80% of days during the hot season (May-September), strongly influences the space-time distribution of the temperatures. To evaluate this impact, the three – hourly and daily data of temperatures and wind (direction and speed) resulting from the conventional network of weather measurements like those provided by a personal network composed from 4 automatic stations, installed during summer 2006 are used to evaluate the refreshing effect of this local wind. This evaluation of the space extension of the breeze is supplemented by imagery NOAA-AVHRR showing the space extension of this breeze.

Key-Words : Sea breeze, temperature, Sfax

Introduction

Dans l'agglomération de Sfax, implantée sur une plaine côtière densément peuplée au centre de la Tunisie (34°43N), le phénomène de la brise marine est fréquent durant la saison chaude (76% des jours de mai à septembre entre 1970 et 2002 ; Dahech, 2007). Par conséquent, l'étude de ce vent local suscite un grand intérêt pour deux raisons, d'une part, sa direction et le type de temps associé à ce flux sont favorables aux fortes concentrations de pollution atmosphérique (industrielle et automobile) dans la partie centrale de l'agglomération; d'autre part, la brise est une source de fraîcheur appréciée par les sfaxiens durant la saison estivale.

L'objectif de ce travail est de montrer l'influence de la brise de mer sur la répartition spatio-temporelle des températures à Sfax durant la saison chaude.

1. Méthodes et données

Pour étudier les modifications thermiques induites par l'arrivée de la brise de mer, nous nous sommes basés sur les données tri-horaires et quotidiennes de températures de l'air sous abri et de vent (vitesse et direction) enregistrées à la station synoptique de la ville (Sfax El Maou) entre 1970 et 2002. D'autres données fournies par l'Institut National de la Météorologie (INM) sont utilisées : (1) les anémogrammes qui permettent de sélectionner les jours de brise thermique, (2) les températures maximales de l'air enregistrées à la station de Kairouan. Ces dernières, relevées en zone de plaine mais à environ 60 km du littoral, sont comparées à celles de Sfax. Les températures enregistrées durant les jours de brise sont comparées à celles relevées durant les jours de sirocco dont la fréquence avoisine 8% au cours de la saison chaude (Dahech et *al.*, 2007).

En parallèle, un réseau de quatre stations météorologiques fixes, de type Davis, a été implanté, durant l'été 2006 pendant 50 jours consécutifs, le long d'un transect mer/terre (la première station est embarquée à bord d'un bateau à 3 km au large et la quatrième est située dans l'arrière pays à 23 km de la côte). Ces stations de mesures, fournissent des données à un pas de temps fin (5mn), elles permettent d'observer les changements de l'état de l'atmosphère créés par l'arrivée de la brise de mer. Pour compléter cette étude, **quelques images NOAA-AVHRR**, prises en situation de brise

estivale, ont été analysées pour décrire la répartition spatiale des températures de surface et pour localiser le front de la brise marine en milieu de journée. Les valeurs numériques ont été converties en degrés Celsius après correction des effets atmosphériques par la méthode du *Split Window* d'après la formule de Deschamps et Phulpin (1978). Une classification non supervisée des températures de surfaces a été finalement adoptée.

2. Apport du réseau de mesure conventionnel

La saison chaude est définie à partir d'une Classification Ascendante Hiérarchique des températures minimales et maximales quotidiennes ainsi que des directions du vent tri-horaires enregistrées entre 1970 et 2002. Les traitements statistiques montrent que la saison chaude est comprise entre mai et septembre (Dahech et Beltrando, 2006).

Les jours de brise correspondent à des situations anticycloniques ou de marais barométrique caractérisées par une forte insolation. Les critères choisis (absence de précipitation, vent maximal < à 12m/s, pression atmosphérique > 1007 hPa et alternance entre vent soufflant de la mer le jour et un vent venant de la terre la nuit) sont structurés sous forme de filtres. Il s'agit d'une méthode utilisée par plusieurs chercheurs comme Neumann et Mahrer (1971) et Simpson (1994).

Les moyennes mensuelles des températures maximales relevées durant les jours de brises, entre mai et septembre pour la période 1970 et 2002, sont calculées. Elles sont comparées aux moyennes mensuelles et aux valeurs enregistrées en situation de sirocco (fig. 1), un vent relativement fréquent durant la saison chaude.

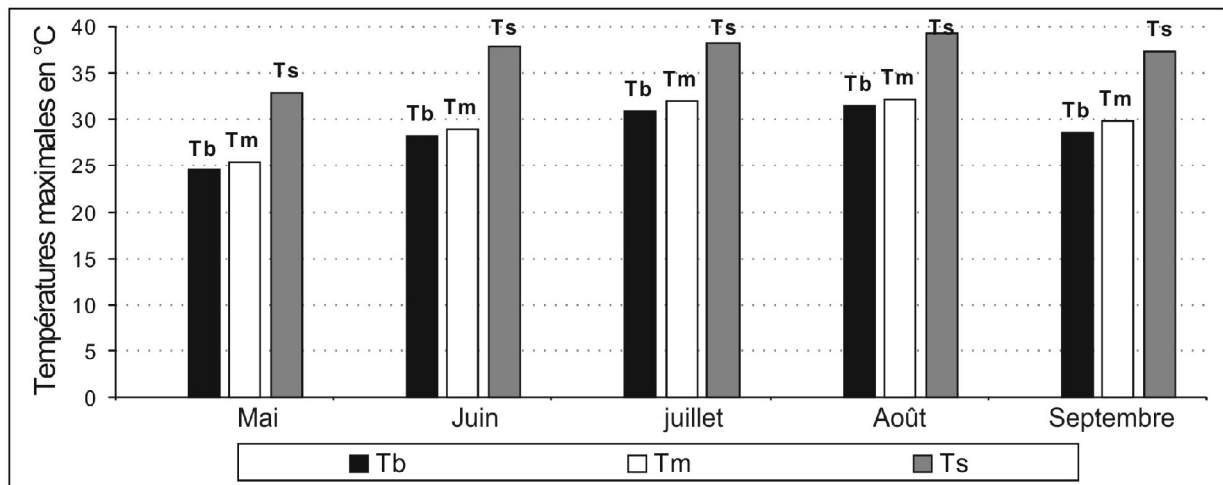


Figure 1 : Comparaison des températures maximales enregistrées en situation de brise (Tb) avec les moyennes mensuelles (Tm) et les jours de sirocco (Ts ; données INM, période 1970-2002).

En situation de brise de mer estivale, à Sfax comme dans d'autres stations côtières, les températures maximales sont observées soit avant l'apparition de la brise de mer (vers 10h), soit lorsque le soleil est au zénith (vers 13h - 14h). Ces températures maximales sont chaudes, mais généralement moins que celles relevées en situations de sirocco, qui sont des épisodes particulièrement pénibles pour la population (fig. 1).

Les températures quotidiennes maximales enregistrées à Sfax, en août 2002, sont comparées à celles de la station de Kairouan implantée également en plaine mais à 120 km plus au nord et à 60 km du littoral. Sur les 31 jours du mois, 25 sont marqués par le phénomène de la brise marine. Durant ces 25 jours les températures maximales à Kairouan sont supérieures de 4,2°C à celles de Sfax. En dehors des jours dominés par le vent local, un vent du quadrant nord prédomine. Les températures maximales observées à Sfax, située plus au sud, sont plus élevées que celles de Kairouan (fig. 2).

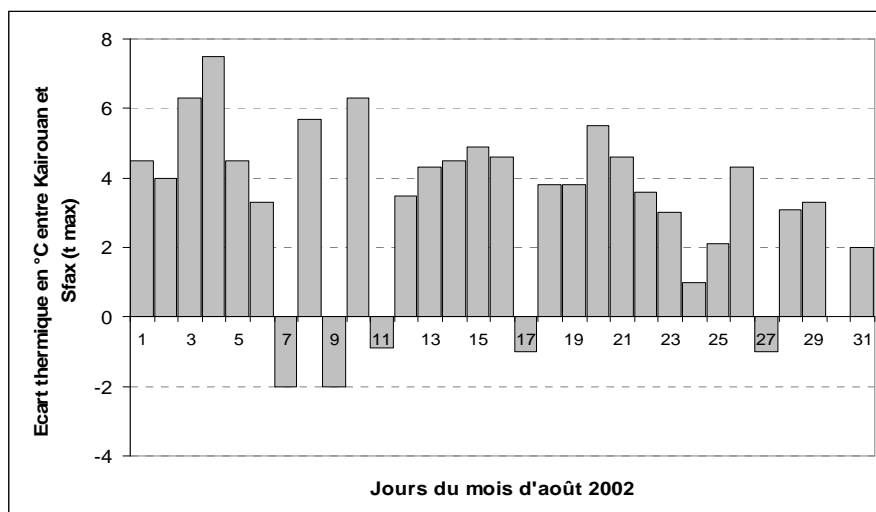


Figure 2: Ecart entre les températures maximales enregistrées en août 2002 à Kairouan et à Sfax (données INM ; Dahech, 2007).

Les températures maximales moyennes de la période 1970-2002, sont comparées pour les mois de la saison chaude (quand la brise de mer est omniprésente) et pour janvier (lorsqu'elle est quasi-absente ; fig. 3A).

A Kairouan, la durée d'ensoleillement est moins importante qu'à Sfax (fig. 3B). Cependant, les températures maximales à Kairouan sont plus élevées qu'à Sfax durant les mois chauds car la brise littorale limite la hausse du mercure dans cette station côtière.

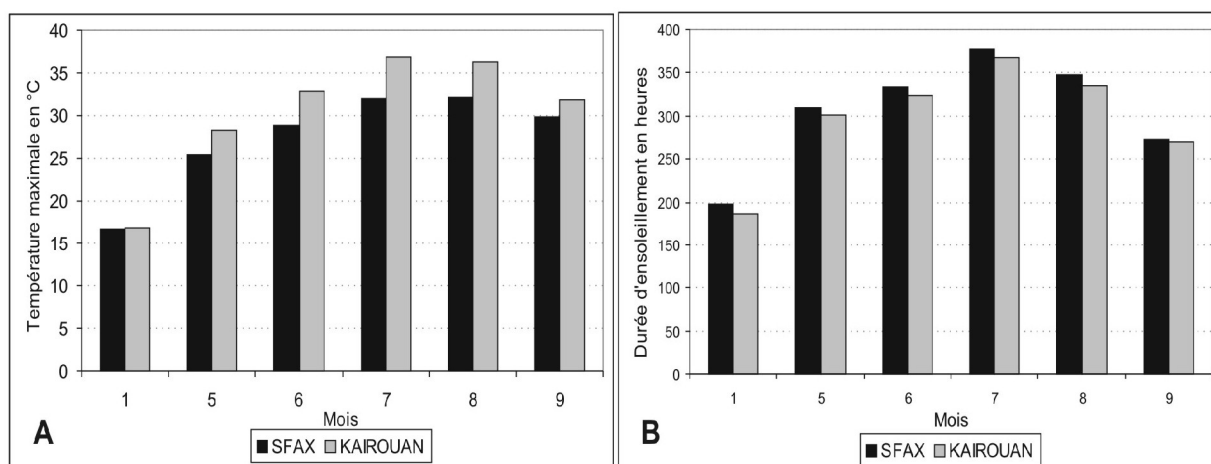


Figure 3 : Températures maximales (A) et durée d'ensoleillement (B) en janvier et entre mai et septembre à Kairouan et à Sfax (données INM, période 1970-2002).

2. Apport du réseau des stations de mesure fixes (Davis)

Les données des stations météorologiques fixes « Davis » montrent que l'arrivée de la brise de mer, marquée par une hausse de la vitesse du vent et une déviation brusque de sa direction, est accompagnée par une baisse thermique moyenne de $1,5^{\circ}\text{C}$ à proximité du littoral (du 25 juin au 10 août 2006, moyenne sur 36 jours de brise). Les caractéristiques de la masse d'air apportée par la brise, relativement fraîche et humide, se modifient au fur et à mesure que celle-ci pénètre dans le continent. L'écart thermique est de $+2^{\circ}\text{C}$ entre la station implantée à 1 km du littoral (1) et celle implantée à 16 km (4) entre 11h et 18h. Cet écart thermique s'inverse la nuit, les stations situées près du centre-ville et de la mer deviennent plus chaudes sous l'effet de l'îlot de chaleur urbain (fig. 5).

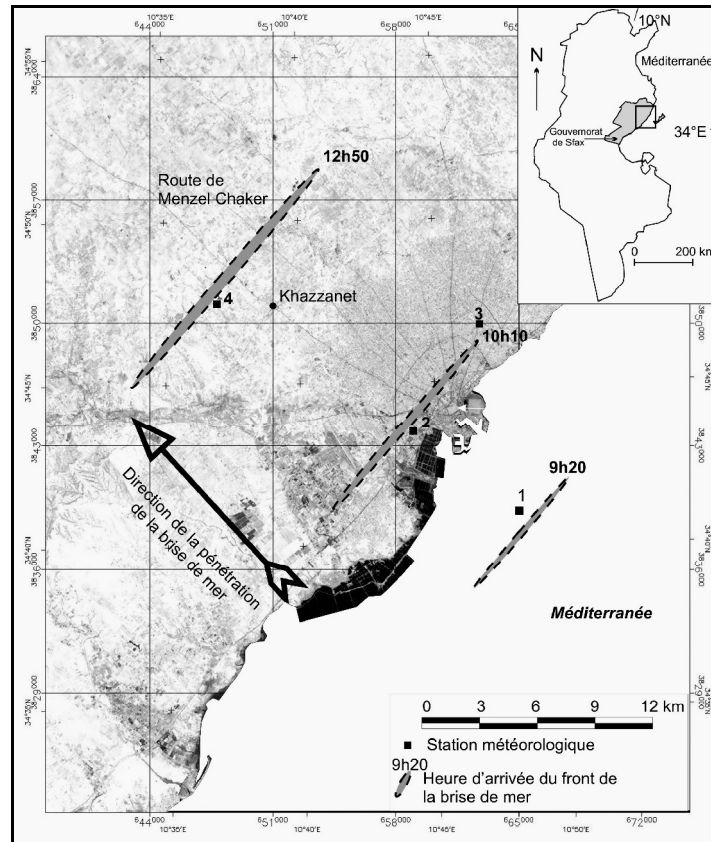
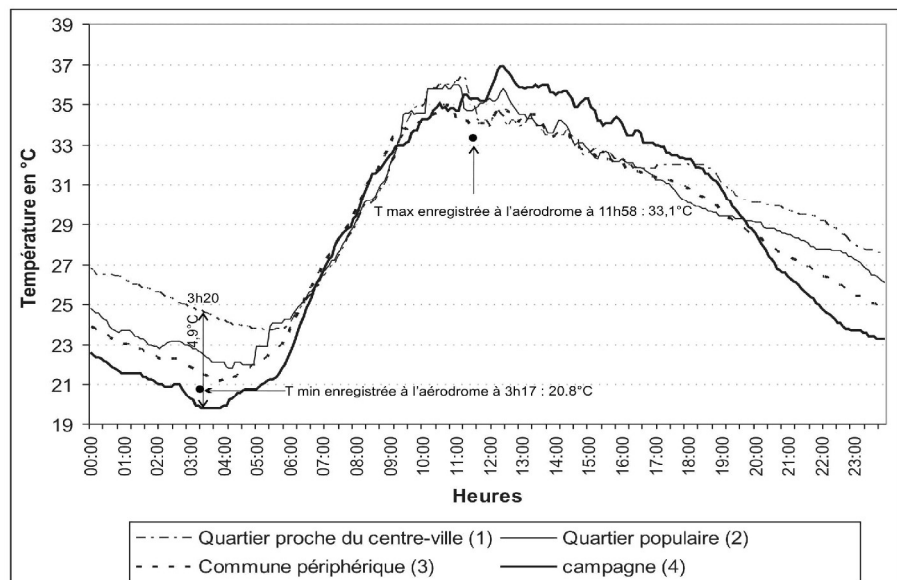


Figure 4 : Localisation du front de la brise de mer le 31/07/06 à partir d'un réseau de quatre stations météorologiques fixes (Davis) alignées perpendiculairement au littoral.

2. Apport de l'image NOAA-AVHRR

Les résultats obtenus par les mesures à postes fixes sont confirmés par l'analyse de l'image NOAA-AVHRR prise le 31/07/06 à 13h50. Une composition colorée de trois canaux (un dans le visible et deux dans le thermique) et un étirement du contraste sont effectués. Après traitement, le front de la brise apparaît sous forme d'un alignement d'une série de cumulus à environ 25 km du littoral alors que le ciel est clair ailleurs (fig. 6). Un écart thermique (température mesurée à 2 m du sol) de 5°C est relevé entre Sfax, située au bord de la mer, et Kairouan, distante de 60 km du littoral.

Figure 5 : Cycle quotidien des températures moyennes enregistrées à un pas de temps de 5 mn par les quatre stations Davis durant les situations radiatives du 25 juin au 10 août 2006 (moyenne de 36 jours, localisation des stations sur la figure 4 ; Dahech, 2007)



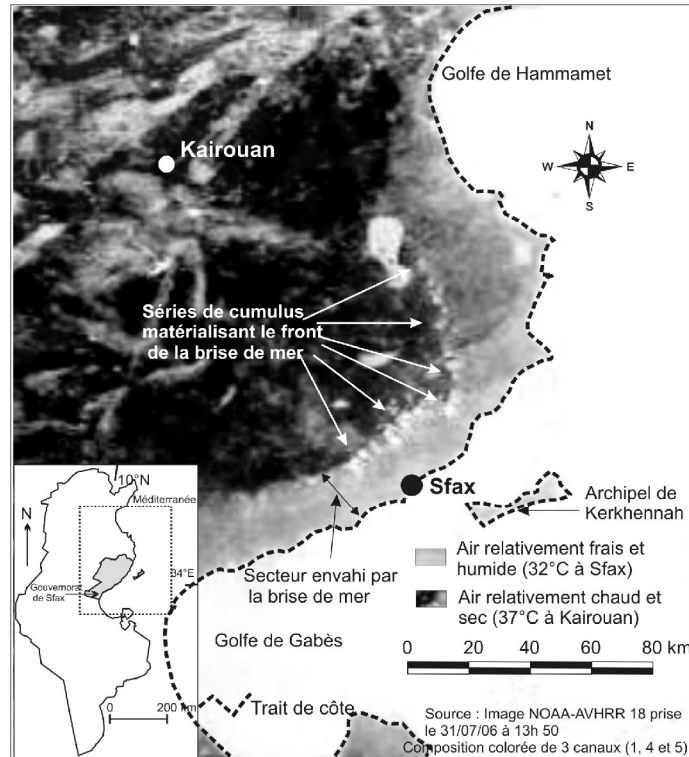


Figure 6 : Localisation du front de la brise de mer le long de la bande côtière comprise entre les golfes de Hammamet et de Gabès le 31/07/06, à 13h 50, à partir du traitement d'une image NOAA-AVHRR 18 (Dahech, 2007).

L'imagerie NOAA-AVHRR, en dépit de sa résolution kilométrique, permet de détecter le contraste thermique entre d'une part, la zone envahi par l'air marin, frais et humide, et d'autre part, l'intérieur du pays (Dahech et al., 2005). Au cœur de la journée, un écart d'environ 10°C est habituellement observé au niveau des températures de brillance entre les deux zones citées ci-dessus (fig.7).

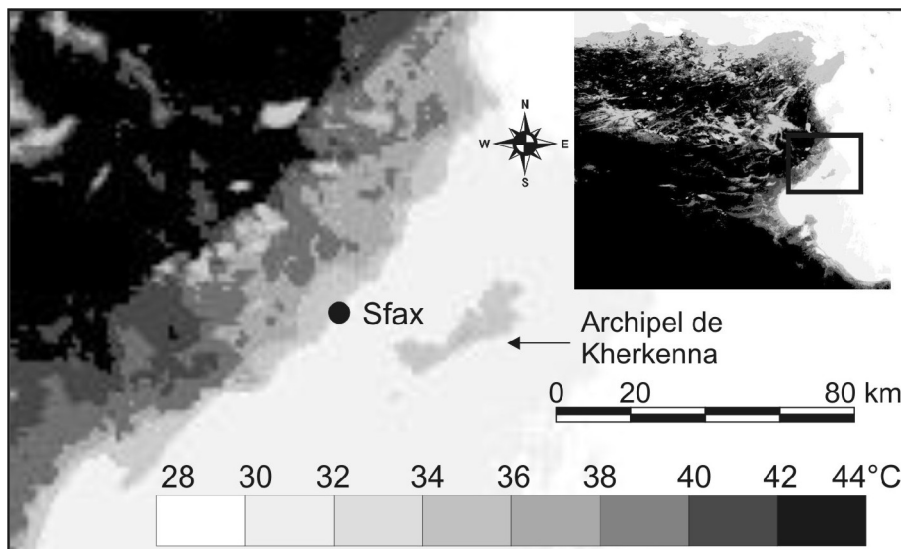


Figure 7 : Températures de surface dans la région de Sfax à partir de l'imagerie NOAA-AVHRR 18 du 31/07/06 (utilisation des canaux thermiques).

Conclusion

Cette étude met en évidence l'effet rafraîchissant de la brise de mer dans la plaine côtière de Sfax. Ce phénomène, fréquent durant la saison estivale, est à l'origine de la baisse des températures

sur la frange littorale. En pénétrant dans l'arrière pays la masse d'air maritime se « continentalise ». Ici, sur le cas analysé, à 15 km de la mer l'effet adoucissant n'est plus perceptible. Le réseau complémentaire de mesures fixes, mis en place durant l'été 2005, en offrant des données toutes les 5 minutes permet de préciser d'une part, l'impact immédiat de l'arrivée de la brise de mer sur les températures et d'autre part, d'apporter quelques précisions sur sa répartition spatiale. Enfin, l'imagerie NOAA-AVHRR est intéressante pour quantifier l'extension spatiale de la brise de mer, dans une zone comme Sfax en raison d'une topographie peu accidentée et d'une couverture nuageuse souvent très faible.

Bibliographie :

- DAHECH S., BELTRANDO G. et BIGOT S., 2005 : Utilisation des données NOAA-AVHRR dans l'étude de la brise thermique et de l'îlot de chaleur à Sfax (sud-est tunisien). *Cybergéo*, N° 317, 19 p.
- DAHECH S., 2007 : *Le vent à Sfax (Tunisie), impacts sur le climat et la pollution atmosphérique*. Thèse de doctorat de l'Université Paris VII, 309p + annexes.
- DAHECH S., BELTRANDO G. et HENIA L., 2007 : Le sirocco et son impact sur l'agriculture et la qualité de l'air dans la région de Sfax (Tunisie) : *Sécheresse* (sous presse), 16 p.
- DESCHAMPS P.Y. et PHULPIN T., 1978 : Elimination de l'effet de l'atmosphère et optimisation des bandes spectrales d'un radiomètre infrarouge à un ou deux canaux pour la mesure de la température de la surface des sols. *ESA-SP-134 Toulouse*, 347-353.
- NEUMANN J. et MAHRER Y., 1997 : A theoretical study of the land and sea breeze circulation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, N° 28, 532-542.
- SIMPSON J.E., 1994 : *Sea breeze and local winds*. Cambridge University Press, 234 p.

APPORTS SOLAIRES DANS LE BATIMENT EN TUNISIE. APPROCHE BIOCLIMATIQUE.

BEN SLAMA Romdhane

Institut Supérieur des Sciences Appliquées et de Technologie de Gabès
6029 Gabès Tunisie e-mail: benslama_romdhane@yahoo.fr

Résumé : Le présent travail consiste à déterminer la densité du flux solaire incident sur les parois des bâtiments en Tunisie. Le calcul est effectué en fonction de l'heure, du mois, de l'orientation (au nombre de neuf) et du site en Tunisie. On se limite à montrer ici les résultats de rayonnement pour la région de Gabès. Pour ce faire, on détermine le rayonnement solaire direct et on le projette sur la paroi verticale d'orientation donnée en utilisant l'angle de l'azimut. On rajoute ensuite le rayonnement diffus pour trouver enfin le rayonnement global incident sur la paroi considérée. Pour évaluer l'énergie solaire incidente (W_0 en Wh/m^2), on additionne les flux solaires reçus (W/m^2) durant le temps théorique d'exposition. Les valeurs trouvées permettent de mieux appréhender le concept d'architecture bioclimatique. En effet, il est remarquable de constater que le flux solaire incident sur une paroi sud est élevé en hiver et faible en été ; ce qui très intéressant « bioclimatiquement » parlant. Quant à l'orientation ouest et ses voisines, elles reçoivent un fort ensoleillement l'après midi, ce qui est très inconfortable en été, surtout que le mur stocke la chaleur pour toute la soirée.

Mots clés : Rayonnement solaire – Bioclimatique - Bâtiment – Orientations.

Summary: This work consists in determining the density of incidental solar flow on the walls of the buildings in Tunisia. Calculation is carried out according to the hour, the month, the orientation (nine) and the site in Tunisia. One limits oneself to show here the results of radiation for the area of Gabès. With this intention, one proceeds to determine the direct solar radiation, to project it on the vertical wall of orientation given by using the angle of the azimuth. One adds, then the diffuse radiation, to finally find the total incidental radiation on the wall considered. To evaluate incidental solar energy (W_0 in Wh/m^2), one adds the solar flows received (W/m^2) during theoretical time with exposure. The found values make it possible to better apprehend the concept of bioclimatic architecture. Indeed, it is remarkable to note that incidental solar flow on a southern wall is high in winter and weak in summer; what is very interesting " bioclimatically" speaking. As for the western orientation and its neighbors, they receive a strong sunning after midday, which is very uncomfortable in summer, that is especially because the wall stores heat all through the evening.

Key words: Bioclimatic solar – radiation - Building – Orientations.

Nomenclature:

A : angle de l'azimut	d°
AH : angle horaire	d°
D_H : rayonnement solaire diffus reçu par le plan horizontal	W/m^2
$D(i)$: rayonnement solaire diffus reçu par le capteur incliné	W/m^2
G_H : rayonnement solaire global reçu par le plan horizontal	W/m^2
h : hauteur du soleil à midi solaire vrai	d°
i : angle d'inclinaison du capteur solaire	d°
I_D : flux solaire direct	W/m^2
u : angle formé par la normale au capteur et les rayons solaires incidents	d°
W_0 : énergie théoriquement reçue par le capteur	$kWh/m^2/j$
$\delta(t)$: déclinaison du soleil	d°
φ : latitude du lieu	d°
α : albédo	
ΔT : durée d'ensoleillement mesurée	h
ΔT_0 : durée calculée du jour	h

1- Introduction

Le monde développé connaît une consommation énergétique dans le tertiaire/résidentiel qui arrive au premier rang avant l'industrie et le transport. La Tunisie, pays en voie de développement, connaît ces dernières années, une demande de confort thermique de plus en plus exigeante de la part du citoyen, à la suite du développement économique. Cette demande nécessite en particulier des installations de chauffage et de réfrigération très énergivores, ce qui induit une croissance de la consommation annuelle. Le secteur du bâtiment va devenir le premier secteur consommateur à l'horizon de 2020, ce qui pèse lourd déjà sur l'économie d'énergie vu la flambée du prix de pétrole.

Des solutions doivent donc être apportées pour que cette consommation soit freinée, et ce, par le recours, entre autre, à l'architecture bioclimatique. Celle-ci utilise les facteurs climatiques pour limiter, voire subvenir totalement aux besoins énergétiques pour une ambiance confortable. Par ses parois, un bâtiment est exposé au rayonnement solaire plus ou moins intense qu'il reçoit en fonction des heures et jours de l'année. Si ce rayonnement est plutôt bien apprécié en hiver (caractérisé par son froid), il devient plutôt inconfortable en été surtout dans l'après midi. De plus, ce rayonnement solaire est perçu différemment par les différentes parois d'un bâtiment.

L'objet du présent travail est de quantifier pour quelques villes tunisiennes représentatives, le rayonnement solaire global incident sur les façades verticales d'un bâtiment selon huit orientations différentes, avec en plus un toit horizontal. On trace la variation de ce rayonnement solaire durant la journée et pour les différents mois de l'année. De même, on détermine l'énergie solaire reçue W_0 durant une journée entière, selon la date et le lieu. Enfin, on tient compte de la fraction d'ensoleillement pour retrouver l'énergie réellement reçue.

2- Détermination du flux solaire global incident sur une paroi quelconque de mur

Les formules utilisées sont classiques et figurent dans le manuel de Bernard-Menguy et Schwartz [1,2]. L'intensité du rayonnement solaire dépend de la hauteur du soleil et des conditions de ciel clair, très clair ou pollué. On se place ici dans les conditions moyennes de ciel clair. Enfin, pour déterminer l'énergie solaire réellement reçue W par une paroi, on utilise la notion de fraction d'ensoleillement.

2.2 Modèle de calcul

Pour connaître l'énergie solaire reçue par jour par un capteur plan incliné d'un angle i par rapport à l'horizontale, on calcule successivement [3]:

- La hauteur h du soleil, qui est donnée à tout instant par:

$$\sin h = \sin \varphi \cdot \sin \delta(t) + \cos \varphi \cdot \cos \delta(t) \cdot \cos AH$$

avec φ : la latitude du lieu et AH : angle horaire entre un instant donné et midi solaire.

La déclinaison du soleil $\delta(t)$ est égale à la latitude du lieu situé entre les tropiques et pour lequel les rayons solaires sont perpendiculaires au plan horizontal à midi solaire. Le tableau 1 donne la moyenne mensuelle de cette déclinaison.

- le rayonnement direct (c'est-à-dire venant directement du soleil et non de l'atmosphère), dans des conditions de ciel clair : $I_D = 1230 \cdot \exp\left(\frac{-1}{3,8 \cdot \sin(h+1,6)}\right)$

- le rayonnement diffus (c'est-à-dire, émis ou réfléchi par l'atmosphère, les nuages ...) reçu par le plan horizontal dans le cas de ciel clair : $D_H = 125 \cdot (\sin h)^{0,4}$

- le rayonnement global reçu par le plan horizontal : $G_H = D_H + I_D \cdot \sin h$

- les rayonnements diffus et global reçus par le plan incliné du capteur :

$$D_{(i)} = \frac{1 + \cos i}{2} \cdot D_H + \frac{1 - \cos i}{2} \cdot G_H \cdot \alpha$$

Pour notre cas (mur vertical): $i = 90^\circ$ donc $D_{(90)} = D_H/2 + G_H/2 \cdot \alpha$

L'albédo α est le coefficient de réflexion du sol situé devant le capteur (pris égal à 0,2).

- Le rayonnement solaire global reçu est la somme des deux rayonnements direct (voir paragraphe 2.2.1) et diffus.

- la durée du jour : $\Delta T_0 = \frac{2}{15} \cdot \arccos(-\tan \varphi \cdot \tan \delta)$

- enfin l'énergie reçue pour une paroi verticale ou orientée vers le sud est donnée par:

$$W_0 = \frac{2}{\pi} \cdot G(i) \cdot \Delta T_0$$

Pour les autres parois, on additionne les flux solaires heure par heure, pour trouver l'énergie solaire reçue quotidiennement en Wh/m²/j.

2.3 Projection du rayonnement direct sur une façade verticale d'orientation donnée

Le rayonnement solaire direct se calcule par les formules empiriques ci-dessus. Sa projection, à chaque heure, sur un plan, en l'occurrence vertical et d'orientation donnée, utilise l'angle de l'azimut. Ces conversions changent selon le plan choisi parmi les neuf orientations différentes choisies. Mais avant de ramener le flux solaire direct sur une orientation donnée, cherchons sa composante qui se projette normalement sur le plan vertical orienté vers le soleil (notée I_{DV}) ; l'autre composante I_{DH} n'intéresse que le toit horizontal.

On décompose le rayonnement solaire direct I_D en ses deux composantes I_{DV} I_{DH} reçues respectivement par les plans vertical et horizontal.

$I_{DV} = I_D \cos h$ reçu par le plan vertical orienté vers le soleil

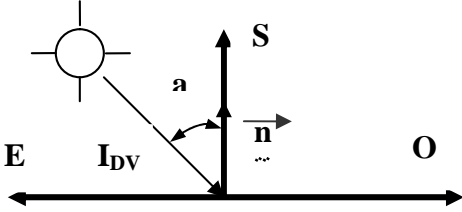
$I_{DH} = I_D \sin h$ reçu par le plan horizontal

I_{DV} sera ensuite projeté sur les parois d'orientations données en utilisant l'angle de l'azimut.

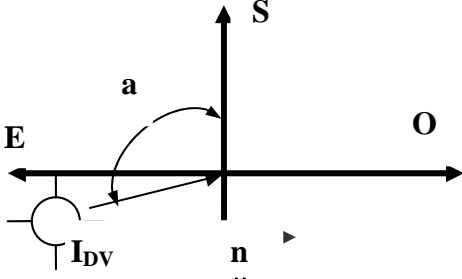
En Tunisie, l'azimut « a » est inférieur à 135° même en été, contrairement aux pays du nord où les jours d'été sont très longs.

Dans ce qui suit, projetons la composante verticale du rayonnement solaire direct I_{DV} sur un mur d'orientation donnée (neuf avec le toit horizontal), mais on ne présente ici que quelques uns.

4-1.1 Orientation sud

<p>a) si $a > 90$ alors $I_{DVS} = 0$</p> <p>b) si $-90 < a < 90$ alors</p> <p>$I_{DVS} = I_{DV} \cdot \cos a = I_D \cdot \cos h \cdot \cos a$</p> <p>Fig.1 Projection du rayonnement solaire sur une paroi orientée vers le sud</p>	
---	--

4-1.2 Orientation Nord

<p>$I_{DVN} = - I_{DV} \cdot \cos a$</p> <p>Fig.2 : Projection du rayonnement solaire sur une paroi orientée vers le nord.</p>	
---	--

4-1.3 Orientation Sud-est

<p>a) le matin ($a < 0$) $I_{DVSE} = I_{DV} \cdot \cos(a + 45)$</p> <p>b) l'après midi * si $a < 45$ alors $I_{DVSE} = I_{DV} \cdot \cos(a + 45)$ * si $a > 45$ alors $I_{DVSE} = 0$</p> <p>Fig.3 Projection du rayonnement solaire sur une paroi orientée vers le sud-est.</p>	
---	--

4-1.4 Plan Horizontal

La composante du rayonnement direct reçu par le plan horizontal est : $ID_H = ID \sin h$

2 Résultats des calculs

Le travail a été effectué pour dix huit régions représentatives de la Tunisie; mais on se limite à donner ici les résultats pour la ville de Gabès, le lieu où a été élaboré ce laborieux travail avec environ 2500 tableaux de calculs!

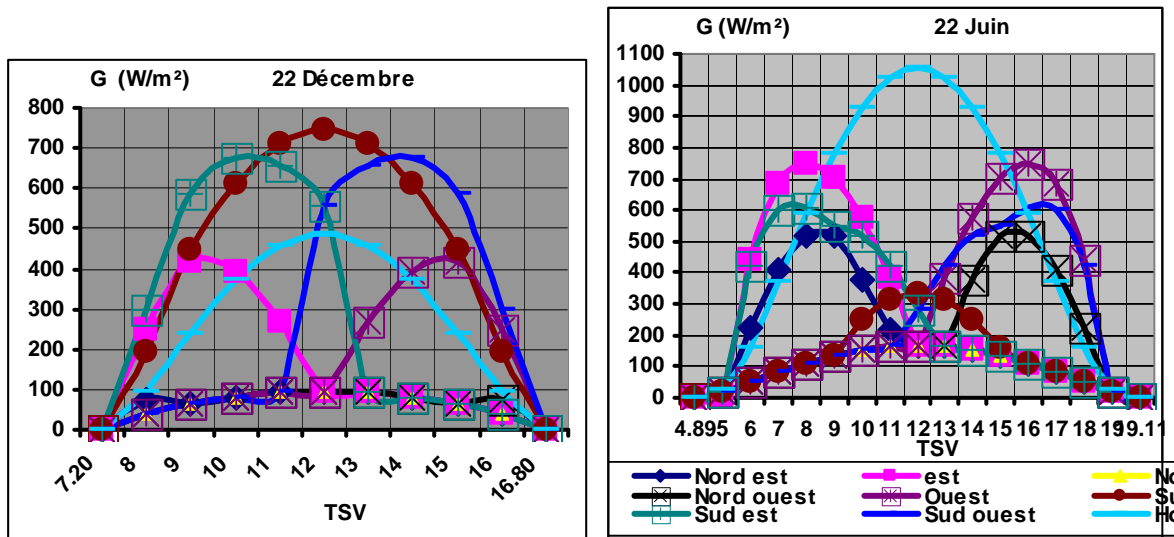


Fig. 4 : Variation du flux solaire global incident en fonction de l'heure, de l'orientation pour les deux solstices. Ville de Gabès.

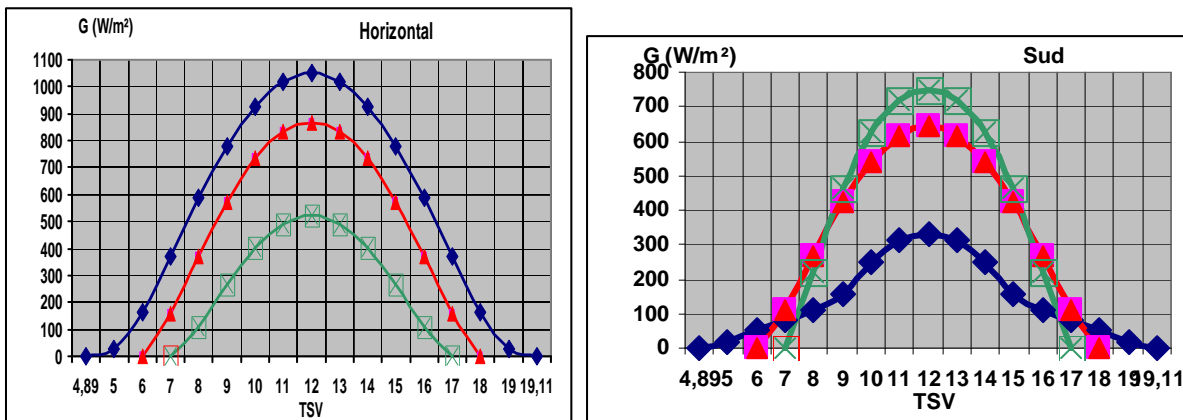


Fig. 5: Variation du flux solaire global incident en fonction de l'heure, de l'orientation (ici horizontal et sud) pour les solstices et les équinoxes. Ville de Gabès.

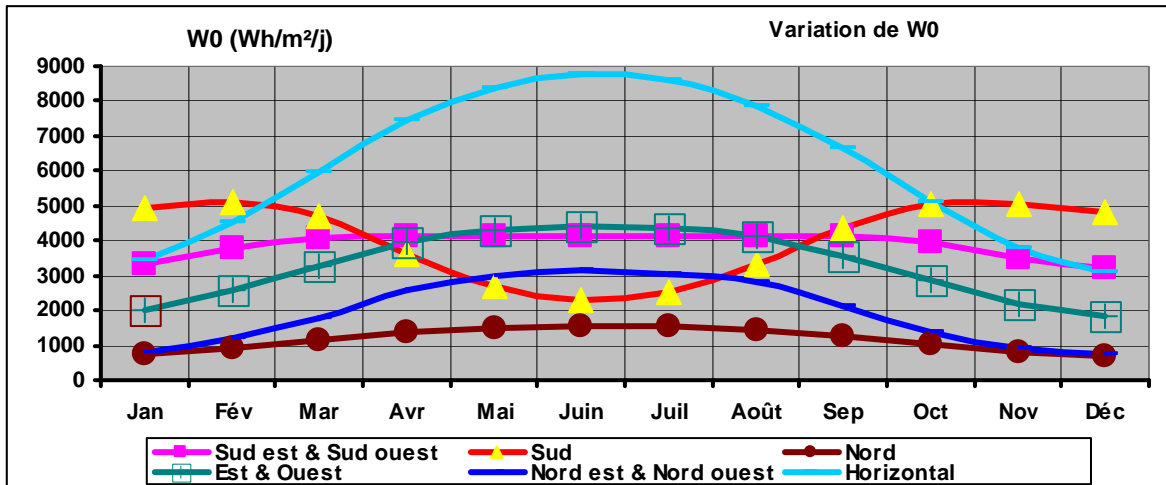


Fig. 6: Variation de l'énergie solaire incidente en fonction du mois et de l'orientation. Gabès.

3. Interprétation

3.1 - Variation du flux global en fonction de l'heure de la journée, Gabès

Concernant le flux solaire incident, il dépend de l'orientation de la paroi qui l'intercepte. Il importe de le considérer avantageusement que ce soit pour le chauffage hivernal ou à l'inverse pour s'en protéger en été. Il peut être intercepté durant la matinée pour les orientations est et sud-est, l'après midi pour les orientations ouest et sud-ouest, ou toute la journée pour l'orientation sud. Quant à l'orientation nord, le flux solaire intercepté est faible. Le maximum pour l'est et l'ouest en juin est de 753 W/m^2 , et se situe à 8h et 16h TSV respectivement ; en décembre, le maximum de 443 W/m^2 se trouve à 9 h et à 15 h respectivement. Concernant l'orientation sud, le flux est symétrique par rapport à midi solaire vrai. Cette orientation est très remarquable puisque le maximum de 750 W/m^2 n'est pas atteint en juin mais en décembre, période à laquelle les besoins de chauffage sont maxi. En juin, les apports ne sont qu'à 353 W/m^2 au maximum, ce qui est bien plus faible que celui reçu par un toit horizontal (1049 W/m^2), ou une orientation ouest ou sud-ouest qui reçoit un flux de 750 W/m^2 l'après midi, période de la journée qui est naturellement la plus chaude. Pour l'orientation nord, le flux intercepté est faible, été comme hiver, et se limite à la valeur du flux diffus. Quant aux orientations nord-est et nord-ouest, le maximum de flux en été est de 524 W/m^2 , à 8h30' et à 15h30' respectivement. En hiver, le flux direct s'annule. Le flux solaire incident sur une surface horizontale admet en été un maximum de 1049 W/m^2 , et s'étale de 10 h 30 mn à 13 h 30 mn. En hiver, le maximum est de 521 W/m^2 et s'étale sur une période allant de 11h à 13 h.

3.2 - Variation de l'énergie solaire reçue par jour en fonction du mois, Gabès

D'autres courbes montrent que les énergies reçues par les orientations symétriques par rapport au sud sont égales. D'autre part, l'énergie reçue par jour et pour les différents mois de l'année est symétrique par rapport au mois de juin (le 22). Ainsi toutes les orientations verticales (Nord-est, Est, Sud-est, Est, Sud-Ouest, Ouest, Nord-Ouest et Nord), admettent un maximum en juin, sauf pour l'orientation sud qui admet un minimum en ce mois ($2026 \text{ Wh/m}^2/\text{j}$). Ceci est typiquement remarquable pour les usages dans le bâtiment tant en hiver qu'en été. En effet l'orientation sud est celle qui minimise les apports solaires en été et les maximise en hiver, ce qui va dans le même sens (bien en phase) que les besoins de confort thermique annuels dans le bâtiment ; c'est-à-dire chauffer en hiver et refroidir en été, donc il est raisonnable de profiter des rayons solaires en hiver (baie vitrée ...) et de s'en protéger l'été par une simple avancée de la dalle. Cependant les orientations Est et Ouest maximisent les apports en été ($4420 \text{ Wh/m}^2/\text{j}$) et les minimisent en hiver ($1830 \text{ Wh/m}^2/\text{j}$). L'orientation ouest est à proscrire davantage car elle reçoit le rayonnement solaire l'après midi, période de la journée qui est, par nature, très chaude en été. Les orientations Sud-Est et Sud-Ouest délivrent une énergie presque constante toute l'année ($4100 \text{ Wh/m}^2/\text{j}$), ce qui peut être appréciable

pour le sud/est, mais mal perçu pour le sud-ouest en été car le climat est naturellement chaud. Le plan horizontal est le plus défavorable toute l'année car il chauffe peu en hiver (3110 Wh/m²) et provoque une surchauffe en été quand l'ambiante est déjà trop chaude (8771 Wh/m²). Ainsi, on peut dire que l'isolation peut être bénéfique sur le plan énergétique.

4. Recommandations et conclusion

Pour un bâtiment recevant le rayonnement solaire, on note en particulier que:

- L'orientation sud maximise les apports solaires en hiver et les minimise en été: elle est donc à conseiller. Elle peut remplir le rôle de grande façade de bâtiment et comporter suffisamment de parties vitrées (fenêtres).
- Les autres orientations proches de l'est restent favorables le matin car elles apportent un rayonnement solaire bien recherché (période la plus froide de la journée). Les apports directs l'après midi sont nuls, ce qui est préférable pour les climats chauds.
- Les parois d'un bâtiment orientées vers l'ouest et les orientations voisines (sud-ouest et nord-ouest) induisent une surchauffe en été, donc ce sont des orientations à éviter (tout au moins minimiser leurs surfaces vitrées). Il serait rentable de les isoler thermiquement.
- L'orientation nord est à éviter car ses apports solaires sont négligeables en hiver et mal sentis en été.
- Un toit horizontal reçoit très peu d'énergie en hiver quand le soleil est bas, et trop d'énergie l'été, ce qui crée une surchauffe très désagréable.

Références :

[1] Bernard-Menguy-Schwartz : *Le rayonnement solaire, conversion thermique et applications* ; Technique et documentation, 21ème édition, Paris 1980.

[2] Chauliagué : *l'énergie solaire dans le bâtiment*, Eyrolles. Paris 1981.

[3] Ben Slama R., Riahi S. Sur le choix de l'angle d'inclinaison des capteurs solaires à eau; cas de Tunis. *Revue Tunisienne de l'Energie* N°30, juin 1993, 19-25.

[4] Ben Slama R. Le calcul et la mesure du rayonnement solaire incident sur un capteur solaire. *Revue Tunisienne de l'Energie*. N° 44 1^{er} trimestre 1997, 37-43.

[5] Tebai S. *Courbes de rayonnement solaire incident sur les parois d'un bâtiment pour tous les gouvernorats de la Tunisie*, PFE , ISSAT Gabes Tunisie, Départ. G.Civil, juin 2006

1. [6] Bertolo, Bourges Données climatiques utilisées dans le bâtiment. *Techniques de l'ingénieur*. B 20 15 – 17.

CONSTANTINE EN QUETE DE SA QUALITE ENVIRONNEMENTALE LE DISCOURS (REDUCTION DE LA POLLUTION ATMOSPHERIQUE – TRAMWAY)

BENSAKHRIA KARIMA

Maître-Assistante - département G.T.U gestion et technique urbaine
Faculté des sciences de la terre, de la géographie et de l'aménagement du territoire,
Université Mentouri Constantine, Algerie
E-mail : archikarima@yahoo.fr

HAMIMED SABAH

Maître-Assistante - département architecture, centre Universitaire Tebess, Algerie
E-mail : s.hamimed@yahoo.fr

Résumé : *L'équilibre écologique de l'environnement est de plus en plus perturbé sous l'effet de l'utilisation systématique de substances chimiques, de produits résiduels solides, liquides ou gazeux, préjudiciables à la santé humaine, aux ressources biologiques et aux écosystèmes. La contribution du secteur des transports à la pollution atmosphérique devient un phénomène de plus en plus croissant.. De ce fait la réduction de cette pollution devient un des enjeux majeurs de la sauvegarde de l'environnement.*

Dans ce sens, l'état algérien a opté pour une politique en faveur des transports en communs non polluants, à travers la mise en place de plusieurs projets de tramway dans différentes villes du pays. Ce choix nous paraît être une solution adéquate pour un meilleur équilibre écologique. Ceci nous conduit à parler du projet tramway proposé pour la ville de Constantine. Ce projet ambitieux a été proposé dans une perspective de développement équilibré du point de vue environnemental, socio-économique et écologique, afin de favoriser une certaine durabilité pour la ville. Autant, ce projet a été imposé suite à la saturation du réseau de voirie et aux problèmes de la circulation dense au niveau du centre-ville, autant il tente de réduire la pollution atmosphérique. Son alimentation électrique, lui permet de se classer parmi les modes de transport les non polluants dans la ville.

Et face à des signes de plus en plus croissants de la pollution, le discours (réduction de la pollution atmosphérique –tramway) nous semble être une alternative favorable. Et dans l'attente de sa mise en œuvre, nos espoirs restent accrochés à ce projet ambitieux.

Mots clés : *équilibre écologique, réduction de la pollution, tramway, Constantine*

Summary : *The ecological balance of the environment is increasingly disturbed by the effect of the systematic use of chemical substances, of solid liquid or gaz waste products, prejudicial to human health, the living resources and the ecosystems. The contribution of the transport sector to the air pollution is an increasing phenomenon. For this reason the reduction of this pollution becomes one of the major stakes of the environment safeguarding.*

In this way, the Algerian state chose a policy in favour of common, non-polluting transport, thanks to the proposal of several projects of tram in various cities of the country. This choice seems to be an adequate solution for a better ecological balance. This leads us to speak about the tram project proposed for the town of Constantine. This ambitious project was proposed in a balanced prospect of development from the environmental, socio-economic and ecological point of view, in order to contribute to a certain durability for the city. This project was imposed following the saturation of the roadway network system and with the problems of dense circulation on the level of the downtown area. Also it tries to reduce the air pollution. Its power supply, which enables it to be classified among the non-polluting means of transport in the city.

Face to increasing signs of pollution, the speech (reduction of the air pollution - tram) seems to us to be a favorable alternative and in waiting of its implementation, our hopes remain hung to this ambitious project.

Key words : *ecological balance, reduction of pollution, tram, Constantine*

Introduction

Il apparaît clairement de nos jours que la pollution provoque d'importantes perturbations dans l'écosystème, porte atteinte à l'environnement et aggrave l'effet de serre de toute la planète. Plusieurs tentatives ont été menées afin d'atténuer de l'effet de cette pollution. Dans ce sens, on peut citer le sommet de la Terre (Rio, 1992) qui a marqué la prise de conscience internationale du risque de changement climatique ainsi que du Protocole de Kyoto (1997) qui a traduit l'engagement de plusieurs états à stabiliser les émissions de gaz à effet de serre. De ce fait, réduire l'effet de cette pollution devient un des enjeux majeurs de la sauvegarde de l'environnement.

Notre présente communication porte sur la réduction de la pollution atmosphérique liée au transport collectif et un intérêt particulier sera porté au cas du tramway initié pour la ville de Constantine. Pour faciliter l'appréhension de cette recherche, nous tenterons d'étaler les principaux polluants atmosphériques, leur impact sur l'environnement urbain ainsi que les moyens de réduction

de cette pollution, notamment en Algérie. Nous citerons en dernière partie, la réduction de la pollution atmosphérique par l'utilisation de l'énergie électrique et le cas du tramway de la ville de Constantine.

1- Le transport routier et les polluants atmosphériques

La pollution atmosphérique possède de nombreuses origines, les principaux polluants se trouvent étroitement liée au secteur du transport routier et sont provoquées par l'accroissement de la circulation automobile, en diesel et essence (principal émetteur d'oxydes d'azote et du monoxyde de carbone, particules et fumées noires). La pollution est liée également au chauffage, à la combustion industrielle qui génère le dioxyde de soufre, l'acide chlorhydrique, les composés organiques volatils, l'acide fluorhydrique, le protoxyde d'azote, ces polluants sont liés également au traitement des déchets (source de dioxines et furannes), aux rejets agricoles (source principale de l'émission de l'ammoniac et le méthane)

Leur accumulation dans l'atmosphère et la perturbation des écosystèmes exigent une sérieuse prise en compte l'urgence de réduire cette pollution. On peut noter que le secteur des transports est la source principale d'émissions de gaz et de substances polluantes dans l'atmosphère. Ces transports sont responsables de l'émission dans l'atmosphère de 22% de CO₂ et 57, 7% des NO_x. En plus de leur contribution aux émissions des gaz à effet de serre, les transports routiers génèrent plusieurs types de polluants dont principalement:

- ❑ Le dioxyde de soufre (SO₂), un gaz incolore qui provient de la combustion de carburants fossiles contenant du soufre. le SO₂ se transforme en sulfates suite à des réactions chimiques dans l'atmosphère.

- ❑ Le monoxyde de carbone (CO), provient de la combustion incomplète des carburants utilisés dans les véhicules. Une fois dans l'atmosphère, il se transforme en dioxyde de carbone (CO₂). les concentrations maximales de CO apparaissent aux heures de pointe sur les grandes artères urbaines.

- ❑ Le gaz carbonique (CO₂) provient de la combustion des carburants fossiles (dérivés du pétrole) un des plus importants gaz à effet de serre. Le transport est responsable de l'émission de plus de 75% de CO₂ dans l'air

- ❑ le dioxyde d'azote (NO₂): un gaz irritant généré par tous les processus de combustion. Le NO₂, lorsqu'il est présent en grande quantité, favorise la formation d'ozone. A la suite de réactions chimiques dans l'atmosphère, le NO₂ se transforme en nitrates.

- ❑ Les composés organiques volatils (COV) et le plomb.

En Algérie, un tiers de la consommation énergétique est due au secteur des transports, l'essence reste la principale source d'énergie pour plus de 75 % des véhicules. Néanmoins, on ne peut limiter les origines de cette pollution au simple facteur énergétique et la qualité des carburants utilisés par les transports. Cette pollution peut être aggravée également par l'état de vieillissement du parc automobile. Le parc automobile algérien est en constante évolution (5 % de croissance annuelle), il compte plus de 3.211.052 de véhicules, avec une moyenne d'âge de 09 ans. La wilaya d'Alger possède le plus grand nombre (Tableau 01)

Tableau 1 : Répartition du parc automobile national selon catégorie

WILAYA	Véhicule Tourisme	Camion	Camion- nette	Autocar Autobus	Moto	TOTAL%
Alger	514775	59 472	123 536	14 728	2 587	23,31
Blida	127 169	16 345	49 223	2 752	971	6,28
Oran	109 379	10 021	30 559	4 002	103	4,99
Constantine	71 434	11 243	21 585	1 809	853	3,54
Bejaia	61 285	11 707	20 236	2 322	293	3,28
Boumerdes	52 484	11 407	22 728	2 539	263	3,06
Tizi Ouzou	62 297	8 194	17 583	1 903	204	3,03
Tlemcen	57 092	8 492	20 136	1 082	248	2,97
Batna	51 009	12 156	14 940	1 249	239	2,89
Annaba	58 491	5 447	14 307	1 311	378	2,68

La wilaya de Constantine, viens en 4eme position, avec 3,54% du nombre total. Plus de 40 % des voitures touristiques sont âgées de moins de 10 ans, (voir tableau 02) ce vieillissement du parc automobile contribue dans l'aggravation de la pollution atmosphérique.

Tableau 2 : Répartition du parc automobile a Constantine selon age et catégorie

Type	Agée <5ans	Agée 6-10ans	Agée >10 ans
Voitures touristiques	18342	10445	46949
Bus	253	443	1484
Camions lourds	853	294	7160
Camions légers	10.860	3500	16569

2- Les nuisances de la pollution a l'égard de la santé et de l'environnement

Les effets de la pollution atmosphérique font l'objet de nombreuses études liées aux problèmes environnementaux. Leur concentration dans l'atmosphère peut aussi nuire à l'être humain, à l'atmosphère, la faune et la végétation, peut aussi accroître l'effet de serre, modifier les paramètres des situations météorologiques et provoquer des modifications climatiques.

Concernant l'impact sanitaire, l'effet de ces polluants dépend de leur nature, leur dose et la durée d'exposition, Les effets plus perceptibles sont produits par le dioxyde de soufre, de carbone, les oxydes d'azote, les particules, l'ozone et les composés organiques volatils. A de fortes concentrations, certains effets aigus sont visibles chez les enfants, les personnes âgées, les personnes atteintes de maladies cardio-vasculaires ou respiratoires. Le dioxyde de soufre qui est un gaz irritant agit en synergie avec d'autres polluants, notamment avec les particules. Il provoque des gênes respiratoires, des bronchites ou, des déclenchements de crises d'asthme. On lui attribue des symptômes comme la toux, la diminution de la capacité pulmonaire et l'aggravation des maladies et cardio-vasculaires. Le monoxyde de carbone est aussi un polluant toxique, il pénètre rapidement dans le sang où il réduit l'apport d'oxygène aux organes et aux tissus. Cependant le Plomb peut avoir un effet sur le système nerveux, retard psychique chez les enfants, composés organiques volatils peuvent avoir des effets cancérigènes. Les particules fines sont retenues dans les alvéoles de l'appareil respiratoire.

Consciente des dangers de cette pollution sur la santé et l'environnement, l'Algérie tente de s'inscrire dans la logique du développement durable où l'homme est au centre des préoccupations, dans le respect des générations présentes et futures, conformément aux principes dégagés par la Déclaration de Rio en 1992 .

Avec le soutien de l'Unesco dans le cadre du programme MOST (Gestion des Transformations Sociales) il a été organisé en Algérie la journée d'étude du 31 octobre 2001 qui traitait du développement durable. Les objectifs de la journée concernaient les problèmes de développement durable liés à la santé et l'environnement. Le rapport de la journée révèle également l'accroissement des maladies liées au problème de la pollution de l'air dans les grandes villes. L'effet de serre lié au rétrécissement de la couche d'ozone a eu pour conséquence l'augmentation des cas de cancer en Algérie (7% de plus, source OMS).

On peut noter également que l'Algérie affiche d'importants progrès à travers des actions intersectorielles afin d'obtenir des résultats significatifs en matière de santé, la réduction des maladies cardio-vasculaires et des atteintes à l'environnement.

3- Les moyens de réduction de la pollution en Algérie

La pollution atmosphérique est de plus en plus perceptible dans les grandes villes algériennes Alger, Oran, Annaba et Constantine, notamment dans des zones à trafic routier important. Les transports routiers comptent parmi les principaux consommateurs de combustibles fossiles à l'origine de l'effet de serre et sources de la pollution atmosphérique. Les gaz d'échappement sont à eux seuls à l'origine d'une grande partie des polluants (monoxyde de carbone, oxydes d'azote, composés organiques volatils, hydrocarbures, ozone...) Confronté aux problèmes de pollutions atmosphériques, l'Algérie a opté pour des actions afin de réduire le taux de la pollution atmosphérique générés par les carburants, citons :

- L'introduction d'une politique énergétique nationale et d'un programme de conversion de véhicules au gaz pétrole liquéfié carburant à partir de 1982. il vise l'amélioration de la qualité des carburants utilisés par :
- L'utilisation de l'essence sans plomb, dont la distribution est assurée par l'entreprise NAFTAL. Sur le plan réglementaire, il a été établi une norme définissant les caractéristiques physico-chimiques de l'essence sans plomb en vigueur depuis janvier 1999.
- l'utilisation des carburants de substitution tel que GPL dont les spécificités techniques sont meilleures et efficace sur le plan environnemental et économiques. La part du GPL dans la consommation totale des carburants automobiles devra atteindre 34% en l'an 2020.
- L'utilisation du gaz comprimé (GNC) initiée à la fin des années 80. les qualités de ce combustible en tant que carburant automobile, ont permis de retenir un programme de développement de l'utilisation du GNC comme carburant.
- Privilégier d'autres énergies moins polluantes, à travers l'utilisation de l'énergie électrique. Ce qui se traduit par l'utilisation d'autres modes de déplacements moins polluants plus écologiques. Le tramway s'inscrit ainsi dans cette perspective, l'état algérien tente ces dernières années de mettre en place plusieurs projets de tramway dans les grandes villes du pays. Une solution écologique et favorable pour une réduction de la pollution atmosphérique.

4- Réduction de la pollution par l'utilisation de l'énergie électrique, cas du tramway de Constantine

Le tramway compte parmi les modes de transport écologique les moins polluant, il est perceptible en Algérie, ces dernières années dans les trois grandes villes où l'on a assisté au lancement de quelques lignes de tramway à Alger, Oran et Constantine,

Ces projets sont dynamisés par le programme quinquennal d'investissements. Ils sont déjà lancés par l'Entreprise du métro d'Alger (EMA). la mise en service est prévue à partir de l'an 2009 Le programme le plus avancé est celui de la ville d'Alger. On peut parler également, du tramway proposé pour la ville de Constantine dans une perspective de développement équilibré sur le plan

environnemental, socio-économique et écologique. L'alimentation électrique de ce tramway le classe parmi les modes de transport les non polluants dans la ville.

Sur le plan de la circulation routière, ce projet paraît être une alternative nécessaire pour désengorger la ville suite à la quasi-saturation du réseau de voirie existant. Ce problème est lié à la circulation de plus en plus dense au niveau du centre-ville et la topographie difficile du site. Sa mise en exploitation est prévue pour 2009. La proposition du bureau d'étude a dégagée le choix d'un corridor Nord-sud reliant la place des martyrs (centre-ville) via la RN 79 et Ali Mendjeli par extension (vers le sud) avec un tracé s'étalant sur 9 km de ligne. Il est prévu pour le trafic tramway à l'horizon 2010 un trafic dimensionnant : 6000 pass/h/sens, avec un Pic d'affluence à 6700 pass/h/sens à l'université des sciences islamique et à l'université Mentouri. Cette ligne dispose de 16 stations 3 pôles d'échange et 2 parc relais.

5- les effets du tramway sur l'environnement

En terme d'amélioration du cadre de vie, ce projet alimenté par l'énergie électrique, promet une série d'avantages. Il est à la fois écologique, silencieux, moins polluant ne produit ni fumée ni gaz. Contrairement aux véhicules, Un tramway équivaut à 3 bus, 150 voitures et il nous économise plus de 75% de dioxyde de carbone, c'est aussi :

5.1. Un moyen écologique de réduction de la pollution

Grâce à ce projet, il est prévu des dispositions et des améliorations techniques, visant à :

- ❑ L'obtention d'une meilleure qualité de l'air et une réduction de la pollution atmosphérique en milieu urbain et les écosystèmes
- ❑ une réduction de la consommation de carburant et d'émissions de dioxyde de carbone et des autres polluants, la diminution d'un certain nombre de déplacements dans le centre-ville de voitures particulières et d'autobus, remplacés par le tramway.
- ❑ Atténuer les répercussions sur la santé de l'être humain, liées aux maladies cardio-vasculaires et les affections respiratoires générées par cette pollution

5.2. Un moyen favorisant la continuité urbaine

Le rapport d'étude établi par le bureau d'études français, Ingerop révélé que ce projet permettra d'assurer la demande quotidienne en transport de quelque 6000 pass/h/sens personnes, ainsi qu'une diminution d'accidents routiers de 30 à 50 %. De même, ce tramway, peut être un élément de développement, garant d'une certaine continuité urbaine, ceci en :

- ❑ préservant l'équilibre entre les différentes zones de la ville en terme de transport collectif grâce à ces pôles d'échange et parc relais
- ❑ garantir une continuité nette entre différents quartiers de la ville par la liaison des espaces traversés. Ceci lui permet de renforcer l'image de la ville et une intégration douce dans le paysage urbain.
- ❑ requalifier les espaces publics existants, favoriser la circulation piétonnière, et générer de nouveaux espaces où les préoccupations esthétiques retrouveront leur place (dégagement d'un grand boulevard urbain, de nouvelles places, de parcs relais...)

Conclusion

L'équilibre écologique de l'environnement est de plus en plus perturbé par l'effet de l'utilisation systématique de substances chimiques, de produits résiduels solides, liquides ou gazeux, préjudiciables à la santé humaine, aux ressources biologiques et aux écosystèmes. Cette pollution est à l'origine des changements climatiques importants. Le secteur des transports est à l'origine d'une grande part de cette pollution atmosphérique qui dégrade la qualité de l'air et de la

nature de nos villes. De ce fait la réduction de cette pollution devient un des enjeux majeurs de la sauvegarde de l'environnement. La proposition du tramway à Constantine paraît être une solution écologique adéquate pour un meilleur équilibre écologique, préservant efficacement et durablement la qualité de l'atmosphérique et de l'environnement. face à des signes de plus en plus croissants de pollution, le tramway nous semble être une alternative favorable, et dans l'attente de sa mise en service, nos espoirs restent accrochés à ce projet ambitieux.

Bibliographie

- Bonnafous A, 1999 : *Les transports et l'environnement. Vers un nouvel équilibre*. CNT, La documentation Française.
- Michel François ; Robin, 2000 : *L'Ecologie à petits pas*. Actes Sud.
- Mégie G., 1992, *Stratosphère et couche d'ozone* /ed Masson,
- Jancovici, 2001: *L'effet de serre: Allons-nous changer le climat?* Flammarion
- Lhomme J.C. 2001 : *Les Energies renouvelables : histoire, état des lieux et perspectives*
- Plassard F, 1995 : *Infrastructures de transport et développement régional*. Conférence COST, Bâle.
- Har T, 1993 : *La Pollution atmosphérique*. Gamma.
- Le Treut Herve, Jancovici Jean-Marc, 2004 : *l'effet de serre : allons-nous changer de climat ?* Flammarion

VARIATIONS CLIMATIQUES ET CIRCULATION ATMOSPHERIQUE EUROPEENNE DANS LE MASSIF DU VERCORS (1921-2006)

Sylvain BIGOT^(1,2), Sandra ROME^(1,3), Olivier PLANCHON⁽⁴⁾ et Thierry LEBEL⁽²⁾

⁽¹⁾ Institut de Géographie Alpine – 14 bis, Avenue Marie Reynoard, 38100 Grenoble.

Tél. : 04.76.82.20.14 ; Fax : 04.76.82.20.01 ; Email : sylvain.bigot@ujf-grenoble.fr

⁽²⁾ Laboratoire LTHE (CNRS-IRD, UMR 5564)

1025, rue de la Piscine - Domaine Universitaire - 38400 Saint Martin d'Hères

⁽³⁾ Laboratoire PACTE (CNRS, UMR 5194)

14 bis, Avenue Marie Reynoard, 38100 Grenoble.

⁽⁴⁾ Laboratoire COSTEL (CNRS, UMR 6554)

MRSS - Campus Villejean - Place Recteur Henri Le Moal - 35043 Rennes Cedex

Résumé : L'étude proposée porte sur le massif du Vercors qui constitue une charnière géographique et un contact climatique entre les Préalpes du Sud, soumises aux influences du climat méditerranéen, et les Préalpes du Nord au climat plus humide et plus froid. La faiblesse du réseau stationnel régional empêche encore d'aboutir à des constats fiables sur le long terme et de dégager des diagnostics quasi séculaires pour cet espace de moyenne montagne. L'étude géostatistique des variations interannuelles de la pluviométrie et de la circulation atmosphérique peut alors s'appuyer à la fois sur une base de données en points de grille (HISTALP 1800-2003) et sur une classification subjective des circulations réalisée sur la période 1881-2005 à partir de données météorologiques synoptiques (classification dite de Hess et Brezowsky). L'étude conjointe de ces données indiquent que les variations de la circulation générale, notamment au travers de l'Oscillation Nord-Atlantique, se traduisent en partie par des contraintes bioclimatiques, essentiellement ombrothermiques, sur l'environnement du Vercors.

Mots-clés : Vercors ; référentiel climatique ; analyse quasi séculaire ; types de circulation.

Abstract : The study relates to the Vercors region which constitutes a geographical hinge and a climatic contact between Southern Préalpes, subjected to the influences of the Mediterranean climate, and Northern Préalpes with wetter and colder climate. The weakness of the regional network still prevents leading to reliable reports on the long term and from the almost secular diagnoses for this space of medium mountains. The geostatistic study of the interannual variations of rainfall and atmospheric circulation can then be based at the same time on a grid dataset (HISTALP 1800-2003) and on a subjective classification of circulation patterns over the period 1881-2005 starting from synoptic weather data (classification known as of Hess and Brezowsky). The study of these data indicates that the modes of variations of general circulation, in particular through the North-Atlantic Oscillation, result partly in bioclimatic constraints, primarily ombrothermal, on the environment of Vercors.

Key-words : Vercors; climate reference; quasi centenal time scales; large-scale circulation patterns.

Introduction

Un grand nombre d'observations environnementales suggèrent que les variations climatiques récentes ont déjà affecté les systèmes écologiques naturels, avec pour conséquences visibles des déplacements d'aire de distribution et des modifications des processus de mortalité (Walther *et al.*, 2002 ; Parmesan, 2006). Ainsi, les forêts et prairies de montagne sont considérées comme des espaces particulièrement sensibles aux éventuels changements climatiques futurs. Etant donné l'influence écosystémique et le rôle sociétal de ces milieux, il est essentiel de prévoir leurs évolutions potentielles face au changement climatique. Dans les Alpes, une augmentation des températures estivales de plusieurs degrés Celsius et une baisse de 20% des précipitations peuvent raisonnablement être envisagées pour la fin du 21^{ème} siècle (Beniston, 2006). Mais l'incertitude sur ces prédictions est très grande et l'impact sur la dynamique et le fonctionnement des écosystèmes alpins reste encore mal compris. Ces lacunes s'expliquent par la méconnaissance des réponses spécifiques (recrue, croissance, survie, compétition, reproduction, transgression, ...) à l'effet combiné des principaux paramètres bioclimatiques et des interactions biotiques. La difficulté provient surtout de l'absence de définition précise des tendances bioclimatiques régionales à long terme, c'est-à-dire quasi séculaire, afin d'en déduire des tendances significatives et utiles en modélisation écologique.

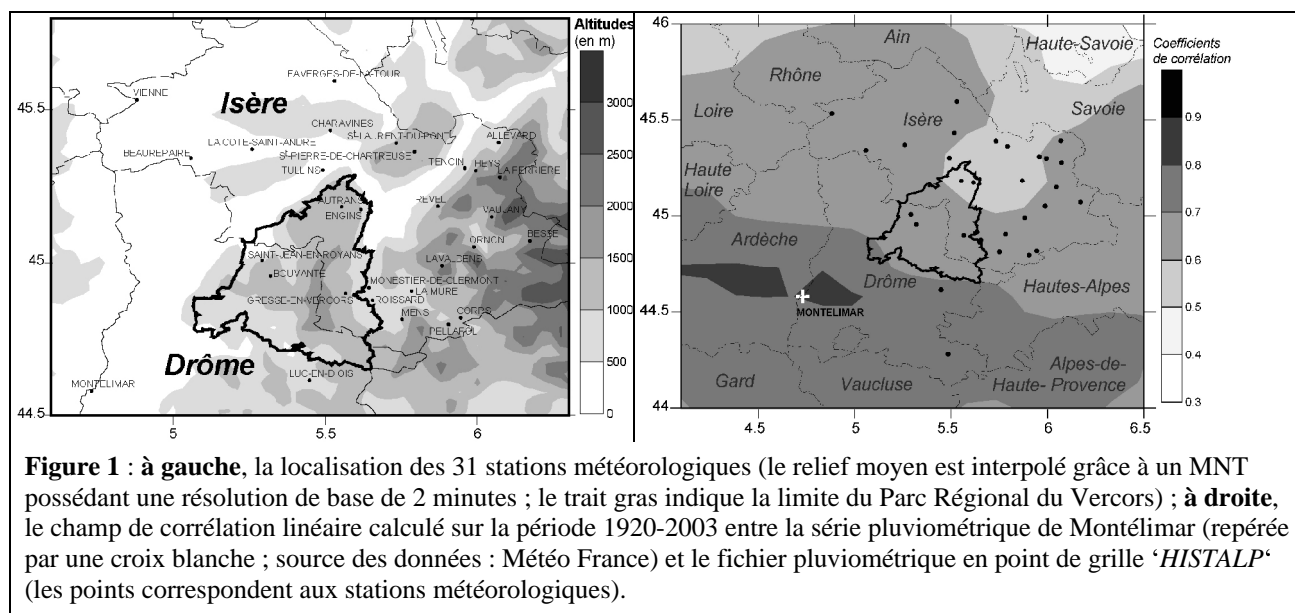
Les résultats synthétiques présentés ici sont issus de recherches menées à l'échelle d'un espace préalpin français, le Vercors. L'objectif est de définir, grâce à l'analyse géostatistique et bioclimatique, les relations climatiques multiscalaires qui coexistent dans cette région à la

topographie complexe, ainsi qu'à terme, leurs influences sur les dynamiques prairiales et forestières. Cette courte présentation repose soit sur l'examen de séries climatiques brutes provenant de Météo France, soit sur des champs climatiques analysés, aussi bien pour la pluviométrie régionale que pour la classification des types de circulation atmosphérique en Europe.

1. Le choix d'un référentiel climatique régional à l'échelle quasi-séculaire

L'étude climatique régionale (départements de l'Isère et de la Drôme) cherche à s'appuyer sur le plus grand nombre de stations et sur la plus longue période contemporaine. Mais l'impression de couverture spatiale cohérente observée à la lecture de la carte de l'ensemble des postes existants théoriquement dans les Alpes européennes (soit le meilleur réseau climatique stationnel installé en zone de montagne à l'échelle mondiale) cache en fait de très grandes disparités spatio-temporelles, tant au niveau des lacunes chronologiques que de la qualité très variable des séries. Les référentiels très longs ne sont pas toujours accessibles et, lorsqu'ils peuvent être déterminés, il faut encore clairement identifier les ruptures statistiques qui correspondent soit à des artefacts, soit à des évolutions climatiques et bioclimatiques reconnues. L'acquisition et la connaissance fine des métadonnées pour établir la qualité des données et, éventuellement leur correction, sont donc privilégiées en amont de toute analyse et diagnostics environnementaux.

Sur 220 stations (84 en Isère et 136 dans la Drôme) disponibles dans la base de données accessible de Météo France, seules 31 correspondent au critère de longueur temporelle retenu, c'est-à-dire disposant au moins de relevés disponibles depuis 1955. Cette sélection aboutit d'abord à une très forte anisotropie régionale, avec seulement 5 stations dans la Drôme, dont 2 (Montélimar et Montauban-sur-l'Ouvèze) qui ne se situent plus dans le Vercors (Figure 1).



L'étude des métadonnées stationnelles fournies par Météo France révèle par ailleurs qu'en dehors du petit nombre de stations, seuls les cumuls pluviométriques ont souvent été mesurés, la disponibilité des paramètres ombrothermiques étant valable pour seulement 15 stations (Tableau 1).

Stations	PRECIPITATIONS		TEMPERATURES		Années de changement de position de la station
	Début	Lacunes (%)	Début	Lacunes (%)	
Allevard	1949	1,1	-	-	1955 - 1962 - 1979
Autrans	1950	0,7	1959	0,2	aucun
Beaurepaire	1949	4,7	-	-	1975
Besse	1948	2,1	1959	1,4	1994 - 1996
Bouvante	1951	0,9	-	-	aucun
Charavines	1949	2,6	-	-	aucun
Corps	1947	6,6	-	-	1982
Engins	1948	2	-	-	1956 - 1958 - 1984
Favergeres-de-la-Tour	1948	5	-	-	1958 - 1986
Gresse-en-Vercors	1955	3,2	-	-	Aucun
La Côte-Saint-André	1947	1,8	1961	0	1973
La Ferrière	1948	4,9	1959	64,5	aucun
La Mure	1948	11,9	1961	0	1955 - 1994
Lavaldens	1950	7	2004	27,8	2001
Luc-en-Diois	1948	2,4	1992	2,2	aucun
Mens	1950	3,5	1972	4,8	1953 - 1964 - 1978
Monestier-de-Clermont	1948	0,1	1959	0	1962
Montauban-sur-l'Ouvèze	1948	0,3	-	-	aucun
Montélimar	1921	0	1921	0	aucun
Ornon	1949	1,1	-	-	aucun
Pellafol	1949	3,3	1959	0,9	2004
Revel	1948	0,7	-	-	1953 - 1989
Roissard	1949	7,3	-	-	1951 - 1956
Saint-Jean-en-Royans	1948	0,4	1951	0	1980
Saint-Laurent-du-Pont	1949	8,5	-	-	aucun
Saint-Pierre-de-Chartreuse	1947	1,8	1959	0	1961
Tencin	1950	2,8	-	-	1963
Theys	1949	3,6	-	-	1963
Tullins	1950	4,7	-	-	1976
Vaujany	1949	2	1959	10,6	aucun
Vienne	1947	17,9	1961	18,3	1953 - 2005

Tableau 1 : Principales métadonnées descriptives des 31 séries mensuelles pluviométriques et/ou thermiques retenues pour l'étude du Vercors (les informations sont fournies par Météo France) : année d'origine, pourcentage de données manquantes (les valeurs sont calculées avec une période de référence qui s'arrête en décembre 2006) et année(s) de changement de position de la station ; la station de référence 'Montélimar' est indiquée avec un fond grisé.

Enfin, les stations possèdent souvent un pourcentage de valeurs manquantes élevé, tout en enregistrant un ou plusieurs déplacements instrumentaux qu'il est difficile, voire impossible d'estimer et de corriger. Le bilan de cette situation contraint donc énormément l'étude des tendances climatiques dans une optique quasi séculaire, puisqu'il n'existe finalement qu'une seule station, Montélimar, qui répond aux critères initiaux, avec une bonne cohérence sérielle sur la période 1921-2006 (absence de données manquantes et de changement de position du poste météorologique). Quoique distante de moins de 100 kilomètres du Vercors (par exemple 75 km avec la station de Gresse-en-Vercors), Montélimar devient donc 'par défaut' le référentiel climatique régional lorsqu'il s'agira de définir les principales tendances climatiques du 20^{ème} siècle, dans l'hypothèse d'une forte autocorrélation spatiale des principales variations interannuelles.

Afin de compléter l'étude stationnelle ponctuelle, souvent sensible aux artefacts sériels, l'analyse de la variabilité pluviométrique régionale sur le long terme est possible grâce à une base de données homogénéisées en points de grille et validées à l'échelle d'une grande partie des Alpes européennes. Cette source de données spatialisées, appelée '*HISTALP*' couvre la fenêtre géographique 4°E–19°E / 43°N–49°N, avec une résolution de 10 minutes (Efthymiadis *et al.*, 2006). Fournissant des totaux mensuels sur la période 1800-2003, l'essentiel est constitué par 192 séries pluviométriques statistiquement homogènes, la résolution du réseau utilisé pour les interpolations s'améliorant très

fortement sur la période 1971-1990 (moins de 5% de lacunes). Surtout utilisée pour des travaux de validation de sorties de modèle numériques régionaux, cette climatologie peut aussi venir conforter une analyse climatique régionale reposant sur quelques séries longues. Il ne faut cependant pas oublier que la distance interstationnelle moyenne reste élevée, estimée à environ 38 km (avec 192 stations) sur la période 1927-2003. Enfin, les espaces de montagnes (> 1500 mètres) sont très mal représentés dans *HISTALP*, avec seulement 4 stations représentatives de ces altitudes.

Le calcul de corrélations linéaires entre un indice régional obtenu à partir de *HISTALP* sur une fenêtre géographique correspondant au Vercors et les stations disponibles sur au moins 50 ans indique que cette base de donnée peut être retenue pour décrire les grandes variations interannuelles, avec des valeurs de R^2 proches de 0,70 à 0,80 (figure non montrée). En fonction de cela, si l'on considère les données *HISTALP* représentatives d'une part essentielle de la variance pluviométrique régionale, on observe que la station de Montélimar demeure plutôt un indicateur intéressant pour la partie méridionale du Vercors, et beaucoup moins pour l'espace central ($R^2 < 0,70$; Figure 1). En dehors des différences d'amplitude pluviométrique, les différences de tendances interannuelles peuvent aussi être ponctuellement (*i.e.* pendant quelques années consécutives) importantes, par exemple sur les périodes 1932-1933, 1948-1952 ou une bonne partie de la décennie 1990 (Figure 2).

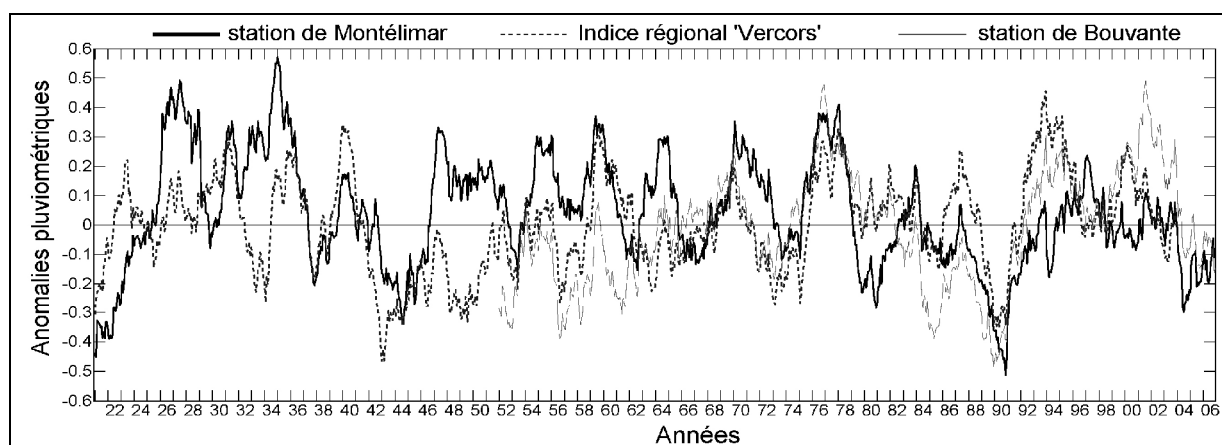


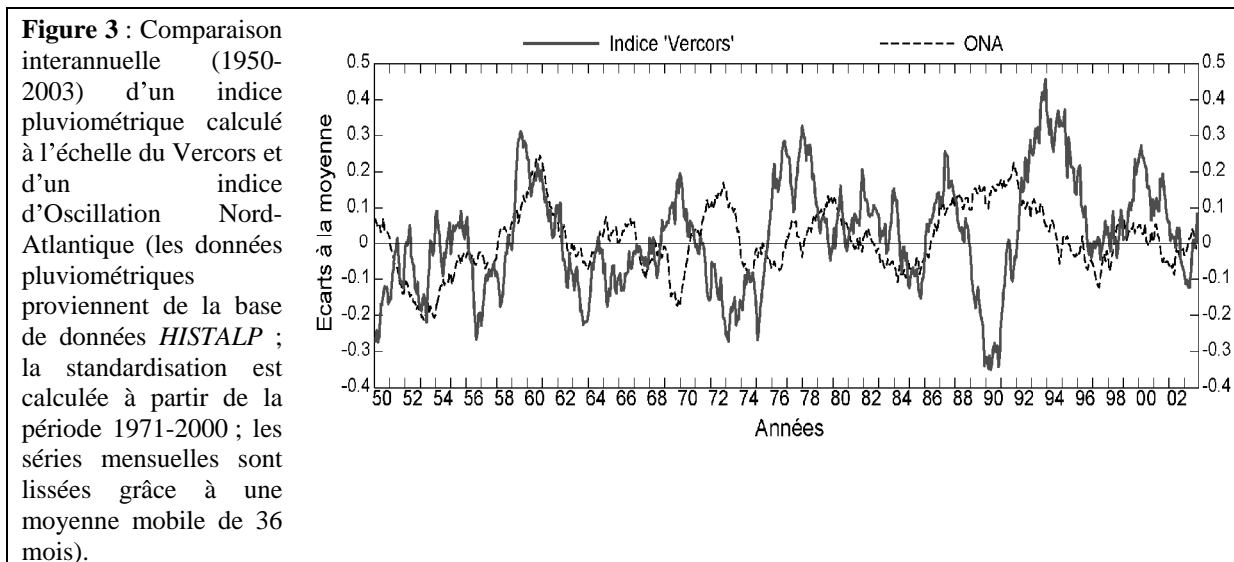
Figure 2 : Variations pluviométriques interannuelles calculées à partir des valeurs centrées réduites mensuelles : comparaison entre la station de Montélimar (1921-2006), un indice régional centré sur le Vercors (calculé à partir du fichier en point de grille '*HISTALP*' ; 1921-2003) et la station de Bouvante (1952-2006) ; la standardisation est calculée à partir de la période 1971-2000 ; les séries sont lissées grâce à une moyenne mobile de 36 mois.

Même en s'en tenant à une étude interstationnelle, et malgré les courtes distances, la station de Montélimar n'est pas toujours un référentiel climatique régional fiable. Ainsi, une comparaison avec la station de Bouvante, distante de moins de 60 kilomètres, sur le versant ouest du Vercors, et dont la série n'a pas subi de changements de position depuis sa création en 1951, suggère des écarts pluviométriques très significatifs, en particulier pendant toute la décennie 1950, au milieu des années 1980 et sur la période 2001-2003 (Figure 2). Abrisée au creux de la vallée de la Lyonne, mais tout de même située à 1080 mètres d'altitude, la station de Bouvante enregistre des variations interannuelles spécifiques, sûrement liées au contexte topographique local, élément qui explique en partie l'absence épisodique de corrélation avec la chronique de Montélimar.

2. Circulation atmosphérique et contraintes climatiques régionales

Si on lisse partiellement les particularismes locaux grâce à un indice pluviométrique régional tel que celui calculé avec *HISTALP*, il est possible d'étudier certains facteurs de la variabilité climatique interannuelle à méso-échelle. Ainsi, à l'échelle des Alpes, l'Oscillation Nord-Atlantique (ONA) est un des facteurs prépondérants des variations climatiques régionales, un indice positif indiquant généralement une période de hautes pressions, en particulier pendant les périodes

hivernales (Beniston, 2006). Cette variation climatique majeure a aussi des conséquences écologiques immédiates (foliation, floraison, phénologie), 71% des plantes enregistrant son signal (Walther *et al.*, 2002). Les phases positives de l'ONA (renforcement des flux d'ouest sur l'Europe) se traduisent généralement par une diminution anormale des précipitations dans les Alpes (également associée à une augmentation des températures). Ce constat n'est pas totalement valable à l'échelle du Vercors, et il demeure chronologiquement très instable (Figure 3).

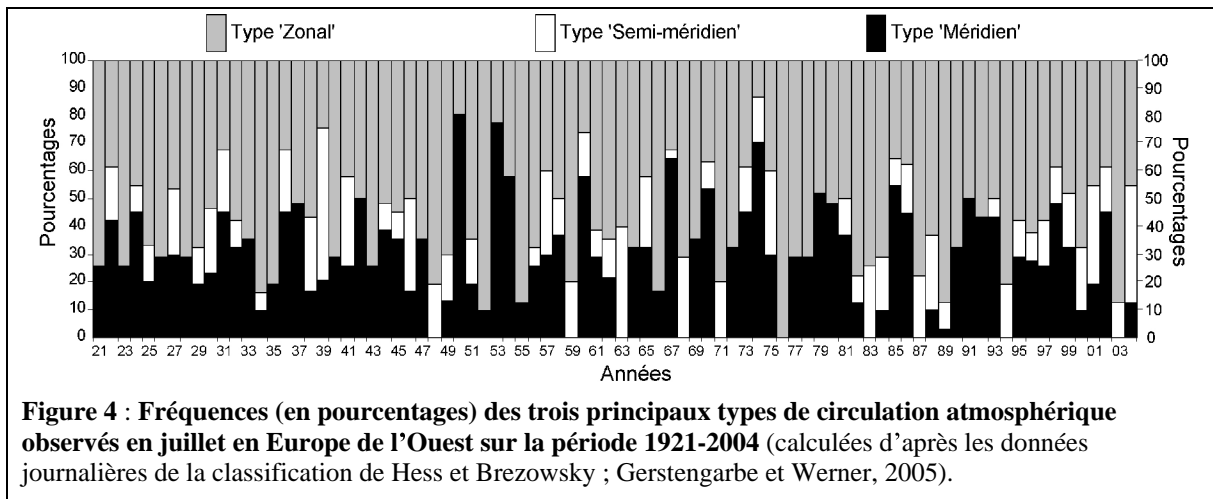


Un indice d'ONA élevé peut ainsi aussi bien correspondre à un écart pluviométrique positif dans le Vercors (1959-60) qu'à une très forte diminution des précipitations (1989-90). Il est par ailleurs difficile de dégager une relation généralisable ; la même observation est d'ailleurs faite à partir de l'étude stationnelle. Cela confirme les résultats qui concluent que le signal de l'ONA dans le massif alpin est faible, ou même absent, pour les stations de basses altitudes, alors qu'on le détecte de manière très significative pour les stations les plus élevées (>1500 m). Seules six stations sur les 31 étudiées dans le Vercors se situent à plus de 1000 m d'altitude. Pour cet espace préalpin, la variabilité ombrothermique interannuelle est certes dépendante du flux dominant imposé par la circulation générale, mais la topographie impose aussi une plus grande complexité, notamment à travers la nébulosité stratiforme plus ou moins persistante d'une saison et/ou d'une année à l'autre.

Pour affiner l'étude des variations saisonnières et interannuelles de la circulation atmosphérique européenne et nord-atlantique, il est possible de s'appuyer sur une classification subjective réalisée sur la période 1881-2005 à partir de données météorologiques synoptiques (classification dite de *Hess et Brezowsky*) qui identifie trois groupes de circulations (zonale, semi-méridienne et méridienne), divisés ensuite en 10 principaux types et 29 sous-types (Hess et Brezowsky, 1952 ; Gerstengarbe et Werner, 2005). Chacun des sous-types persiste au moins 3 jours. Ce catalogue est peu influencé par les biais et tendances d'origine instrumentale, même si les techniques d'analyse synoptique ont fortement évolué après le milieu du 20^{ème} siècle.

A l'échelle annuelle, son analyse statistique montre par exemple qu'au cours du 20^{ème} siècle, les situations de blocages anticycloniques (plus de 1030 hPa pendant au moins 3 jours) ont été beaucoup moins fréquentes dans les années 1980 et 1990. La comparaison (grâce à des corrélations glissantes) avec le référentiel climatique stationnel (Montélimar) ou régional (*HISTALP*) suggère une liaison significative mais ponctuelle sur la période 1921-2004. Avec la série de Montélimar et dans un objectif d'étude bioclimatique, la même conclusion est faite à partir d'un indice de sécheresse de type De Martonne ou avec l'amplitude thermique moyenne annuelle (figures non montrées). Mais les résultats à l'échelle de la région alpine ne sont pas toujours statistiquement significatifs (Moisselin *et al.*, 2002). L'étude spécifique de la période estivale révèle par exemple

les sécheresses de 1948, 1959, 1976 et 2003, associées au type 'zonal', type plus fréquent depuis les années 1980 (Figure 4).



Conclusion

Ces quelques éléments de réflexion montrent qu'il est difficile d'envisager une étude climatique sur le long terme à l'échelle du Vercors en se basant sur des stations validées. Seule la station de Montélimar, périphérique au massif préalpin, le permet à partir de 1921. Le recours à des champs homogénéisés (par exemple *HISTALP* ou le catalogue des circulations de *Hess et Brezowsky*) améliore la situation, mais sans pouvoir tenir compte des influences topographiques. Les variations climatiques majeures, par exemple l'Oscillation Nord-Atlantique et les changements interannuels de circulations atmosphériques demeurent aussi des facteurs prépondérants pour comprendre certaines contraintes bioclimatiques régionales.

Bibliographie

- Beniston M., 2006 : Mountain weather and climate: a general overview and a focus on climatic change in the Alps. *Hydrobiologia*, **562**, 3-16.
- Efthymiadis D., Jones P.D., Briffa K. R., Auer I., Böhner W., Frei C. et Schmidli J., 2006 : Construction of a 10-min-gridded precipitation data set for the Greater Alpine Region for 1800–2003. *Journal of Geophysical Research*, **111**, n°D1, D01105.1-D01105.22.
- Gerstengarbe F.-W. et Werner P. C., 2005 : *Katalog der grosswetterlagen Europas (1881-2004)*. PIK Report N° 100, 153 pages.
- Hess P. et Brezowsky H., 1952 : *Katalog der Großwetterlagen Europas*. Ber. Dt. Wetterd. in der US-Zone 33, vol. 6.
- Moisselin J.-M., Schneider M., Canellas C. et Mestre O., 2002 : Les changements climatiques en France au XX^{ème} siècle - Etude des longues séries homogénéisées de données de température et de précipitations. *La Météorologie*, **38**, 45-56.
- Parmesan C., 2006 : Ecological and evolutionary responses to recent climate change. *Annu. Rev. Ecol. Evol. Syst.*, **37**, 637-669.
- Walther G.-R., Peter Convey E. P., Menzel A., Parmesan C., Beebee T. J. C., Fromentin J.-M., Hoegh-Guldberg O. et Bairlein F., 2002. Ecological responses to recent climate change. *Nature*, **416**, 389-395.

L'ANALYSE DU TEMPS COMME METHODE D'EVALUATION BIOCLIMATIQUE POUR LA RECREATION

BLAZEJCZYK Krzysztof

*Institut de Géographie, Académie Polonaise des Sciences,
Twarda 51/55, 00-818 Warszawa, Pologne
k.blaz@twarda.pan.pl*

Résumé : *Tourisme et récréation sont des ressources économiques importantes pour les pays et leurs habitants. Mais l'activité touristique dépend du temps qu'il fait et du climat. Le but de cette communication est de présenter une méthode pour évaluer le potentiel touristique du bioclimat. Une typologie biothermique du temps a donc été utilisée pour estimer les possibilités de récréation et de différentes activités touristiques. Les analyses ont été faites pour des régions touristiques variées en Europe sur la période 1991-2000, en utilisant un nouvel indice bioclimatique, l'Indice Climatique pour la Récréation (WRI).*

Mots clés : *bioclimatologie humaine, récréation, temps, Europe*

Abstract: *Tourism and recreation are important resources to national economies and personal income of its citizens. However, the touristic activity depends on the weather and the climate. The aim of the present paper is to show a new method to evaluate bioclimatic conditions for tourism and recreation. Bio-thermal typology of weather was used to assess the possibilities for various recreational activities. The analysis was made for different regions in Europe for the period 1991-2000. The new Weather Recreation Index (WRI) was used to study seasonal and spatial favorability of weather.*

Key words: *human bioclimatology, recreation, weather, Europe*

Introduction

L'analyse du temps qu'il fait est un élément très important pour l'évaluation des conditions bioclimatiques (de Freitas, 2003). Le temps qu'il fait doit être considéré quand on fait le choix du lieu et de la période de récréation. Le temps pendant les vacances a une influence souvent décisive sur notre satisfaction/insatisfaction et aussi sur notre santé (Blazejczyk, 2000, 2003a ; Matzarakis et Mayer, 1991, 1997 ; Pascal *et al.*, 2005). Il existe des méthodes variées d'évaluation du climat pour le tourisme et la récréation. Elles reposent sur des indices bioclimatiques simples (Kozłowska-Szczesna *et al.*, 1997 ; Lee, 1980 ; Maarouf et Bitzos, 2001 ; Parsons, 2003) ou sur des méthodes qui analysent le bilan d'énergie de l'organisme humain (de Freitas, 1990, 2003 ; Blazejczyk, 2001, 2003b, 2005 ; Kowalkowska *et al.*, 2003 ; Matzarakis et Rutz, 2005). Il existe aussi une méthode synthétique d'évaluation du climat pour le tourisme (*TCI* – Indice Climatique pour Tourisme) proposée par Mieczkowski (1985). Mais le *TCI* prend uniquement en considération les éléments généraux du climat et ne contient pas d'information sur des relations réelles entre le climat et l'organisme humain.

L'objet de cette communication est de présenter un nouvel Indice Climatique pour la Récréation (*WRI*), fondé sur les caractéristiques biothermiques du temps de Blazejczyk (2003a, 2005). Le *WRI* a été utilisé pour l'évaluation de différentes régions touristiques en Europe, du point de vue des conditions bioclimatiques.

1. Méthode

La typologie biothermique du temps consiste en trois niveaux d'information : type, sous-type et classe du temps (tableau 1). Les informations concernant le temps sont représentées de façon numérique. Le premier indicateur indique le type du temps et est défini en utilisant l'indice de la température ressentie. Les sous-types sont ensuite définis par les caractéristiques suivantes : l'intensité des stimulants radiatifs (deuxième indicateur), le type de stress thermo-physiologique (troisième indicateur) et l'intensité de la suffocation (quatrième indicateur). Les classes de temps sont enfin définies par les contrastes thermiques journaliers (cinquième indicateur), par l'occurrence de précipitations (sixième indicateur) et par la présence ou l'absence d'une couche de neige (septième indicateur).

Eléments du temps							
Type du temps	Sous-types du temps				Classes du temps		
Température ressentie	Stimulants radiatifs	Stress thermo-physiologique	Intensité de la suffocation de l'air	Contrastes thermiques journaliers	Occurrence de précipitations	Présence d'une couche de neige	
Position d'indicateur	1	2	3	4	5	6	7
Indicateur	-3 (très froid) -2 (froid) -1 (frais) 0 (confortable) 1 (chaud) 2 (très chaud) 3 (caniculaire)	1 (faibles) 2 (modérés) 3 (forts)	C (du froid) T (neutre) H (du chaud)	0 (nulle) 1 (modérée) 2 (forte)	0 (faibles) 1 (élevés)	0 (sans précipitations) 1 (avec précipitations)	0 (pas de neige) 1 (présence de neige)

Tableau 1 – Eléments de la biothermique, classification du temps (Blazejczyk 2003a).

Ainsi, toute notation codée du temps est constituée par sept indicateurs. Par exemple, la notation -2_2C0_011 signale un temps froid (-2) avec des stimulants radiatifs modérés (2), un stress thermophysologique de froid (C), pas suffocant (0) et aussi avec des faibles contrastes thermiques journaliers (0), des précipitations (1) et une couche de neige (1).

Pour une comparaisons saisonnière et spatiale des conditions bioclimatiques, un Indice Climatique pour la Récréation (*WRI*) est proposé. Le *WRI* repose sur deux modèles (Blazejczyk, 1987). Le premier est un modèle mathématique de fonction multiplicative :

$$y = x^z$$

où x traduit les caractéristiques quantitatives du temps et z ses composantes qualitatives.

Le deuxième modèle est fondé sur la loi d'Ohm qui considère que l'efficacité de chaque système dépend du potentiel (P) et de la résistance (R) des composantes de ce système :

$$E = P / R$$

Ainsi, le modèle final de l'évaluation du temps pour la récréation et le tourisme a la forme suivante :

$$y = (Px / Rx)^{(Rz / Pz)}$$

où Px est le potentiel et Rx la résistance des composantes quantitatives du temps. Pz est le potentiel et Rz la résistance des composantes qualitatives du temps.

Plusieurs composantes de temps peuvent être utilisées comme caractéristiques quantitatives et qualitatives du potentiel et de la résistance. Dans cette recherche, les caractéristiques suivantes, dérivées de la classification biothermique, ont été utilisées :

- Px est défini par la fréquence (en %) des conditions neutres du stress thermo-physiologique (T),
- Rx est caractérisé par la fréquence (en %) des températures ressenties extrêmes (très froides, froides, très chaudes, caniculaires, STI),
- Pz exprime la fréquence (en %) des stimulants radiatifs modérés (Rad),
- Rz est donné par la fréquence (en %) des jours avec précipitations (RR).

Finalement, l'Indice Climatique pour la Récréation (*WRI*) prend la forme suivante:

$$WRI = 0,5 [(100 + T) / (100 + STI)]^{[(100 + RR) / (100 + Rad)]}$$

Les valeurs de *WRI* indiquent le degré de favorabilité du temps pour la récréation:

<i>WRI</i>	<i>Temps :</i>
< 0,300	- défavorable
0,301 – 0,500	- modérément favorable
0,501 – 0,700	- favorable
> 0,700	- très favorable

Ont été utilisées les données journalières météorologiques de la période 1991-2000 pour les stations suivantes : Helsinki, Stockholm, Londres, Cracovie, Paris, Zurich, Budapest, Valencia, Rome, Athènes et une station de montagnes (Tatras, Pologne). Les caractéristiques particulières du temps ont été calculées en utilisant le modèle du bilan thermique de l'homme MENEX_2005 (Blazejczyk, 2006) et le logiciel BioKlima © en version 2.4.

2. Résultats

Les valeurs annuelles du *WRI* indiquent que les conditions du temps sont favorables à la récréation (*WRI* de 0,501-0,700) dans la majorité des régions. Les valeurs maximales du *WRI* ont été obtenues pour Valencia et Zurich. Des conditions modérément favorables à la récréation (*WRI* de 0,301-0,500) ont été observées à Helsinki et en montagne (Tatras, Pologne) (Figure 1).

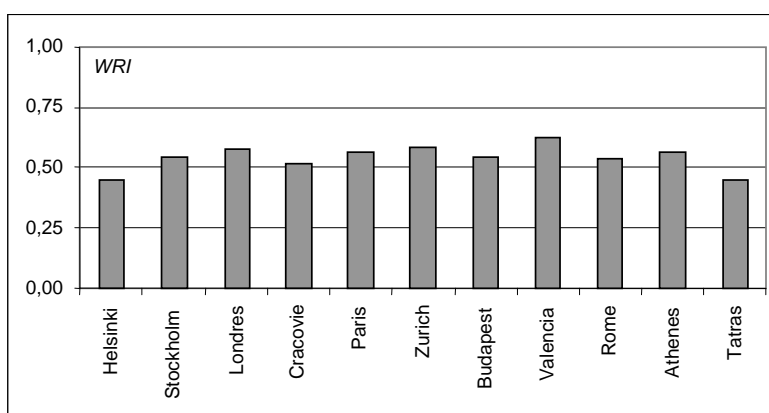
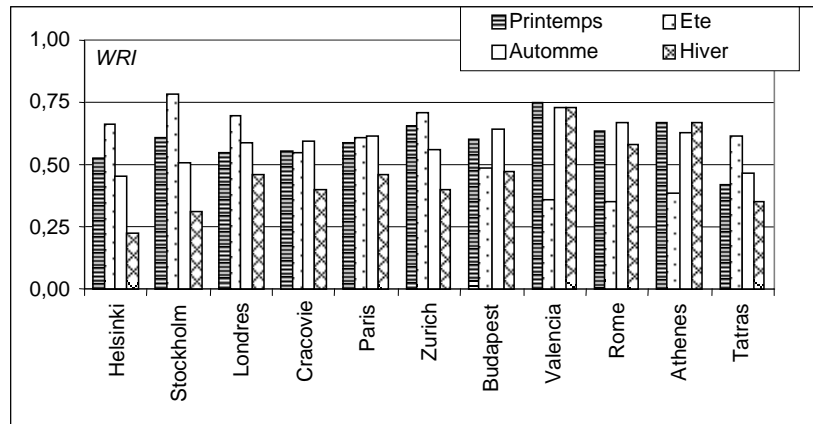


Figure 1 –Valeurs moyennes annuelles de l'Indice Climatique pour la Récréation (*WRI*).

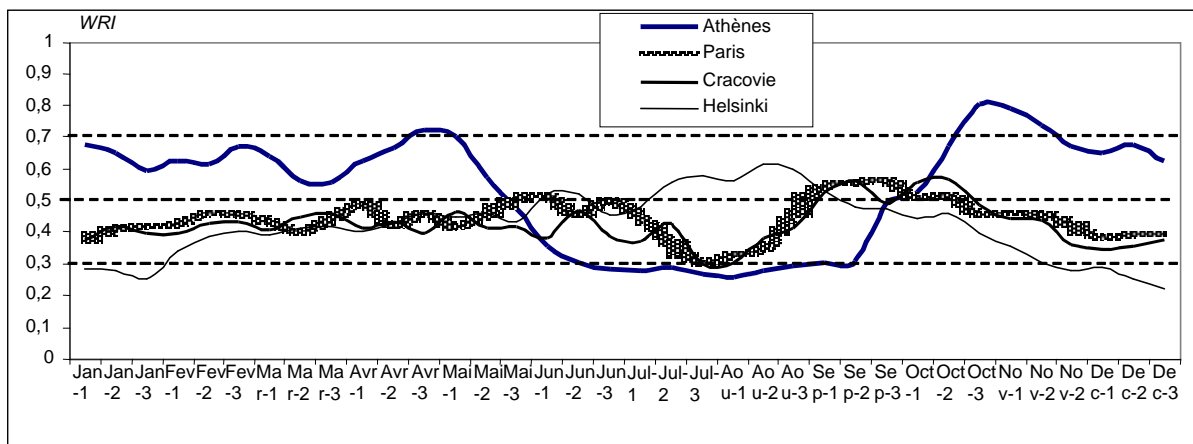
Deux types de régime annuel de *WRI* s'opposent. Sur l'Europe du nord et en Angleterre, le *WRI* place les conditions les moins favorables en hiver et les plus favorables en été. Par contre, sur l'Europe du sud, le temps le plus favorable à la récréation est observé au printemps et en automne, alors que l'hiver et l'été connaissent des conditions biothermiques nettement moins favorables à la récréation, et tout spécialement à la récréation active.

Les périodes à temps défavorable ou modérément favorable à la récréation se limitent à quelques mois et à quelques régions. En Méditerranée occidentale (Valencia), les mois d'été s'avèrent trop chauds pour la récréation active, mais les autres saisons sont favorables à des activités touristiques différentes. En Scandinavie, l'hiver est défavorable à la récréation en plein air (Figure 2).

Figure 2 – Valeurs moyennes saisonnières de l'Indice Climatique pour la Récréation (*WRI*).

Pour une caractérisation détaillée du régime annuel du temps, les valeurs décadaires du *WRI* ont été calculées. Quatre régions ont été choisies pour cette évaluation : la Scandinavie (Helsinki), l'Europe centrale (Cracovie), l'Europe occidentale (Paris) et la Méditerranée (Athènes). Il est bien visible sur la figure 3 qu'à Athènes, un temps défavorable à la récréation, du fait des températures élevées et d'une insolation trop intense, règne de la deuxième décennie de juillet à la deuxième de septembre. En revanche, des conditions favorables ou très favorables s'étendent de la deuxième décennie d'octobre à la troisième de mai.

En Europe du nord, la favorabilité du temps présente un régime annuel très différent. De la deuxième décennie de novembre à la troisième de janvier, le temps est franchement défavorable, alors qu'il est favorable pendant les mois de juillet et d'août. En Europe occidentale et centrale, les régimes annuels du *WRI* sont similaires : pendant presque toute l'année l'indice laisse espérer des conditions modérément favorables, les valeurs les plus élevées (donc les plus favorables) se situant entre la fin août et la deuxième décennie d'octobre.

Figure 3 – Valeurs décadaires de l'Indice Climatique pour la Récréation (*WRI*).

Conclusion

L'Indice Climatique pour la Récréation (*WRI*) est une nouvelle méthode d'évaluation du bioclimat. Il est basé sur les caractéristiques biothermiques du temps, qui sont dérivées du bilan d'énergie de l'organisme humain. En Europe, on trouve une variabilité saisonnière et spatiale du *WRI*. Pendant l'été les conditions les plus favorables sont observées en Scandinavie et en Angleterre, ainsi qu'en montagne. En Méditerranée, les conditions biothermiques d'été se révèlent trop lourdes pour la récréation active. En Europe occidentale et centrale, les conditions bioclimatiques sont très favorables à la récréation au printemps et en automne. L'hiver est la période

favorable à la récréation en Europe du sud. Ainsi, l'activité touristique doit afficher une grande flexibilité pour tenir compte des variations du temps. Elle doit fournir des possibilités de récréation active et passive pour des différents groupes de touristes.

Bibliographie

- BioKlima © 2.4, logiciel, www.igipz.pan.pl/geoekoklimat/blaz/bioklima.htm
- BLAZEJCZYK K., 1987 : A model for bioclimatic evaluation and typology of health resorts and recreation areas. Concept of a method. *Geographia polonica*, **53**, 141-148.
- BLAZEJCZYK K., 2000 : Influence of extreme heat waves on man. *Instytut Geografii Uniwersytetu Jagiellonskiego, Prace Geograficzne*, **108**, 101-108.
- BLAZEJCZYK K., 2001 : Assessment of recreational potential of bioclimate based on the human heat balance. In : MATZARAKIS A., FREITAS C.R. de, *Proceedings of the 1st International Workshop on Climate, Tourism and Recreation*, International Society of Biometeorology, Commission of Climate, Tourism and Recreation, WP11, www.uni-freiburg.de/isb
- BLAZEJCZYK K., 2003a : Weather fluctuations and tourism in Poland. In : AMELUNG B., ROTMANS J., BLAZEJCZYK K., VINER D., MATZARAKIS A., *Climate change and tourism, Proceedings of the NATO Advanced Workshop*, Warsaw, 6-8 November 2003, CD-Rom.
- BLAZEJCZYK K., 2003b : Evaluation du climat ressenti de la Pologne en utilisant des nouveaux indices biothermiques. *Dokumentacja Geograficzna*, **29**, 57-60.
- BLAZEJCZYK K., 2005 : New indices to assess thermal risks outdoors. In : HOLMER I., KUKLANE K., GAO C., *Environmental Ergonomics XI, Proceedings of the 11th International Conference*, 22-26 May 2005, Ystat, Sweden, 222-225.
- BLAZEJCZYK K., 2006 : MENEX_2005, www.igipz.pan.pl/klimat/blaz/menex.html.
- FREITAS C.R. de, 1990 : Recreation climate assessment. *International Journal of Climatology*, **10**, 89-103.
- FREITAS C.R. de, 2003 : Tourism climatology: evaluating environmental information for decision making and business planning in the recreation and tourism sector. *International Journal of Biometeorology*, **48**, 45-54.
- KOWALKOWSKA L., BLAZEJCZYK K., KYRCZ H., 2003 : Conditions bioclimatiques du côté sud de la Mer Baltique en été. *Dokumentacja Geograficzna*, **29**, 189-192.
- KOZLOWSKA-SZCZESNA T., BLAZEJCZYK K., KRAWCZYK B., 1997 : *Bioklimatologia człowieka (Bioclimatologie humaine, Méthodes et applications)*. Monografie 1, IGiPZ PAN, Warszawa, 200 p.
- LEE D.H.K., 1980 : Seventy-five years of searching for a heat index. *Environmental Research*, **22**, 331-356.
- MAAROUF A., BITZOS M., 2001 : Les indices de refroidissement éolien: état de la question, applications actuelles et orientations futures pour le Canada. *Climat et Santé*, **22**, 7-37.
- MATZARAKIS A., MAYER H., 1991 : The extreme heat wave in Athens in July 1987 from the point of view of human biometeorology. *Atmospheric Environment*, **25B**, 203-211.
- MATZARAKIS A., MAYER H., 1997 : Heat stress in Greece. *International Journal of Biometeorology*, **41**, 34-39.
- MATZARAKIS A., RUTZ F., 2005 : Application of RayMan for tourism and climate investigations. *Annalen der Meteorologie*, **41**, 631-636.
- MIECZKOWSKI Z., 1985 : The tourism climatic index: a method of evaluating world climates for tourism. *The Canadian Geographer/Le Géographe canadien*, **29**, 220-233.
- PARSONS K.C., 2003 : *Human thermal environments: the effects of hot, moderate, and cold environments on human health, comfort, and performance*. Taylor & Francis, London, 379 p.
- PASCAL M., LAAIDI K., LEDRANS M., BAFFERT E., CESARIO-SCH?NEMANN C., LE TERTRE A., MANACH J., MEDINA S., RUDANT J., EMPEREUR-BISSONNET P., 2005 : France's heat health watch warning system. *International Journal of Biometeorology*, **50**, 144-153.

IMPACT DE LA GEOMETRIE DES CANYONS URBAINS SUR LE CONFORT THERMIQUE EXTERIEUR DANS UN CLIMAT SEMI ARIDE - CAS DU COUDIAT DE CONSTANTINE -

F. BOUCHERIBA¹ PR F. BOURBIA¹

¹Département d'architecture et d'urbanisme, Constantine, 25000, Algérie.

Laboratoire « architecture bioclimatique et environnement » (A.B.E). Université Mentouri de Constantine,
E-mail: fouziabest1@yahoo.fr

Résumé: Cette recherche consiste à évaluer l'impact des canyons urbains (qui sont un mode de conception des rues largement rencontré au niveau des villes) sur la température de l'air ainsi que sur le confort thermique extérieur. A cet effet, une simulation numérique a été effectuée au moyen d'un programme intitulé « ENVI-met3 », élaboré par « Michael Bruse » de l'institut de géographie à l'université de « Bochum » en Allemagne². Le site objet de cette recherche est « le Coudiat » situé au centre ville de Constantine.

Mots clés : Microclimat, Canyon urbain, Confort extérieur, ENVI-met3

Abstract: This research consists to evaluate the impact of urban canyons (which are a mode of road's design largely met in cities) on the air temperature and also on the external comfort. So, a numerical simulation was effectuated by using a three-dimensional software called ENVI-met3. Elaborated by « Michael Bruse » from geography institute at « Bochum » university in Germany. The site object of this research is the "Coudiat", situated in the centre of Constantine city.

Key words: Microclimate, Urban canyon, External comfort, ENVI-met3

Introduction

Les espaces extérieurs urbains, contrairement aux espaces intérieurs des bâtiments qui tendent à priori à avoir des conditions thermiques relativement régulières et contrôlables, sont définis par de grandes variations quotidiennes et saisonnières des paramètres microclimatiques beaucoup plus difficile à gérer. Le climat spécifique aux villes dit « climat urbain » résulte d'un processus rapide et incontrôlable d'urbanisation d'où l'intérêt de bien le comprendre afin de l'intégrer dans le cadre de la planification urbaine en tant que concept nouveau.

1. Méthodologie

L'objectif de cette recherche est l'évaluation du confort thermique au niveau de deux axes routiers dans un site urbain situé au centre ville de Constantine. En premier lieu, on a procédé à l'évaluation de la température de l'air entre les trois types d'espace : ouvert, semi ouvert et canyon afin de pouvoir définir la géométrie la plus avantageuse pour un climat semi aride comme celui de la ville de Constantine. Ensuite, on a procédé à l'évaluation du confort thermique extérieur sur la base d'un indice de confort qui est le « vote moyen prévisible » (PMV). Cet indice a été initialement développé pour les milieux intérieurs. Or, Michael Bruse dans ses travaux effectués lors de l'actualisation de son programme de simulation a adopté neuf échelles de confort propres aux espaces extérieurs où la zone théorique de confort extérieur est comprise entre deux valeurs du PMV et qui sont : -4 et +4. Les résultats de cette simulation numérique ont été validés par des mesures in situ de la température de l'air à Constantine au moyen d'un instrument de mesure qui est le « thermocouple ». Cette validation a été effectuée en comparant la température de l'air mesurée au niveau des trois espaces ouvert, semi ouvert et canyon avec celle simulée.

2. Présentation du site (cas d'étude)

Le site concerné est situé au cœur de la ville de Constantine. Il s'agit du « COUDIAT », d'une altitude moyenne de 630m environ. Il est choisi parce qu'il a été considéré comme très représentatif. L'occupation du sol du « Coudiat » consiste en des immeubles de 8 à 25 mètres de haut ayant une destination mixte (habitations, commerces et lieux de travail). Le Coudiat est constitué de séries de canyons urbains.

² Michael, BRUSE, 2004 [in http:// www.envimet.com](http://www.envimet.com)

3. Présentation des deux axes simulés

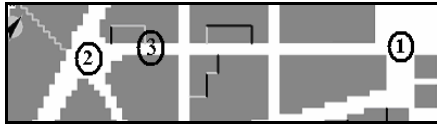


Figure 1. Plan du 1er axe simulé ;
Nord Est -Sud Ouest comprenant 3 stations

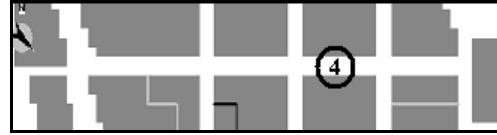


Figure 2. Plan du 2ème axe simulé ;
Nord Ouest -Sud Est comprenant 1 station

(Figures n°: 3 et 4)

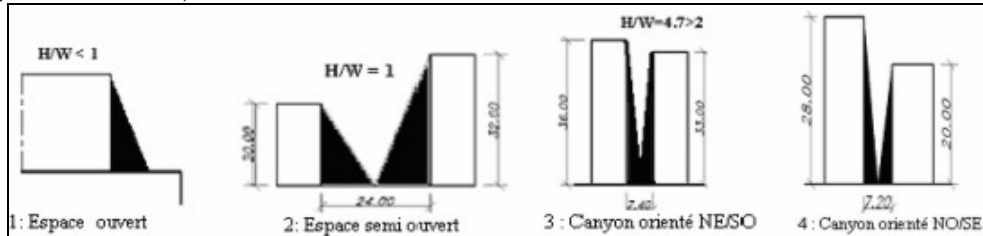


Figure 3. Coupes schématiques déterminant la géométrie des stations 1,2,3 et 4

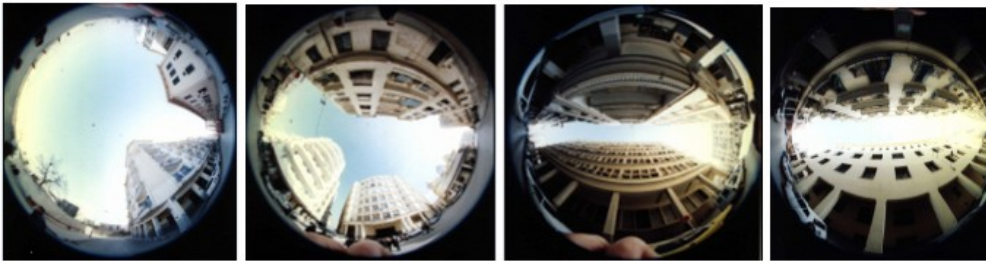


Figure 4. Photos Fish-eye prises au niveau des quatre stations respectivement de gauche à droite : (1)Espace ouvert, (2)espace semi ouvert , (3) et (4)espaces de type Canyon.

4. Paramètres du site

Après avoir dessiné les deux axes routiers objet de cette recherche qui est une possibilité offerte par le programme ENVI-met3 (les deux axes dessinés sont l'axe Nord-Est Sud-Ouest et l'axe Nord-Ouest Sud-Est), il est obligatoire de configurer ces dessins en définissant les différents paramètres propres au site choisi et qui sont les suivants :

Situation de la ville de Constantine	Longitude: 7.23 EST.
	Latitude: 36.17 NORD.
	Altitude: 650m
Type de climat	chaud et sec en été (semi aride)
Jour de la simulation (jour type d'été)	25 Juillet 2004
Durée de la simulation	de 08:00 à 06:00 (24 heures)
Vitesse de l'air	2.1 m/s à 10 m au dessus du sol
Direction des vents dominants	Nord en été et Nord Ouest en hiver
Température intérieure [K]	293 K (20°C)
Conductibilité des murs	0.379 [W/m²K]
Conductibilité des toitures	1.94 [W/m²K]
Albédo des murs	0.5
Albédo des toitures	0.5

Tableau 1. Paramètres du site simulé

5. Discussion des résultats

5.1. Simulation de l'axe Nord Est-Sud Ouest

Température de l'air (Tair)

Dans l'après midi (15h00), la température de l'air des deux espaces ouvert et semi ouvert connaît une hausse importante arrivant jusqu'à 35.5°C et 35.3°C respectivement. Le canyon n°4 est légèrement moins chaud (tableau n°2).

Vote moyen prévisible (PMV) et température moyenne de surface (MRT)

La température de l'air connaît une grande corrélation avec l'indice de confort PMV et également avec la température moyenne de surface. Ceci est expliqué par l'impact direct des radiations provenant des différentes surfaces sur la température de l'air. L'espace canyon est nettement plus frais et plus confortable. Ce résultat est présenté par le tableau suivant :

	15h00		
	Tair (°C)	MRT(°C)	PMV
Espace dégagé	35.5	84.42	6.9
Canyon	35	58	4.9
Espace dièdre	35.3	79	6.5

Tableau 2. Relation entre la température de l'air, la température moyenne de surface et le PMV

5.2. Simulation des deux canyons NE/SO et NO/SE

5.2.1. Température de l'air

La figure n°5 montre la différence de température de l'air entre les deux canyons simulés à 1.60m au dessus du sol. La température de l'air au niveau du canyon NE-SO est généralement plus faible que celle du canyon NO-SE. L'écart atteint un maximum de 1.5°C pendant la journée et il résulte essentiellement de la différence de géométrie ($H/W = 4.7$ pour le canyon NE-SO et $H/W = 3.3$ pour le canyon NO-SE).

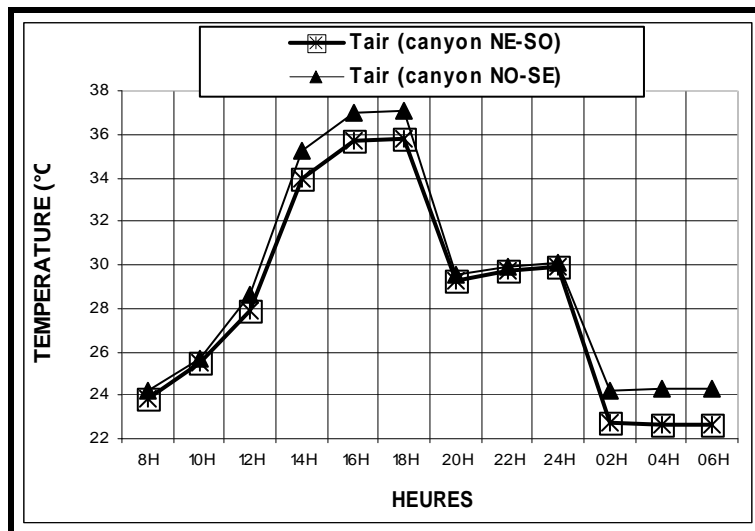


Figure 5 . Variation de la température de l'air dans les deux canyons NE-SO et NO-SE

La variation de la température de l'air dans un canyon urbain est réduite, mais sa distribution à travers le canyon est d'une grande importance. Yochida et al. (1990) ont montré que la température de l'air est plus élevée tout près du sol et qu'elle décroît en fonction de la hauteur du canyon. Oke T. (1988) a suggéré que dans les climats chauds et secs, et avec une forte densité urbaine, la plupart des échanges radiatifs s'effectue au niveau du toit. Si l'albédo du toit est important, l'air à son niveau devient plus frais et plus dense qu'au niveau du sol. En vérifiant ces deux hypothèses au

niveau de notre cas d'étude, il s'est avéré que la différence de température entre le niveau du sol et le dessus du toit au niveau des deux canyons simulés est assez déterminante. Elle atteint un minimum de -1.9°C pendant la journée dans le canyon NO-SE, et un maximum de 1°C en fin de journée dans le canyon NE-SO (figure n°6). La figure ci-dessous montre que le canyon NE-SO est plus frais au niveau du sol que le canyon NO-SE et cela pendant une durée plus importante.

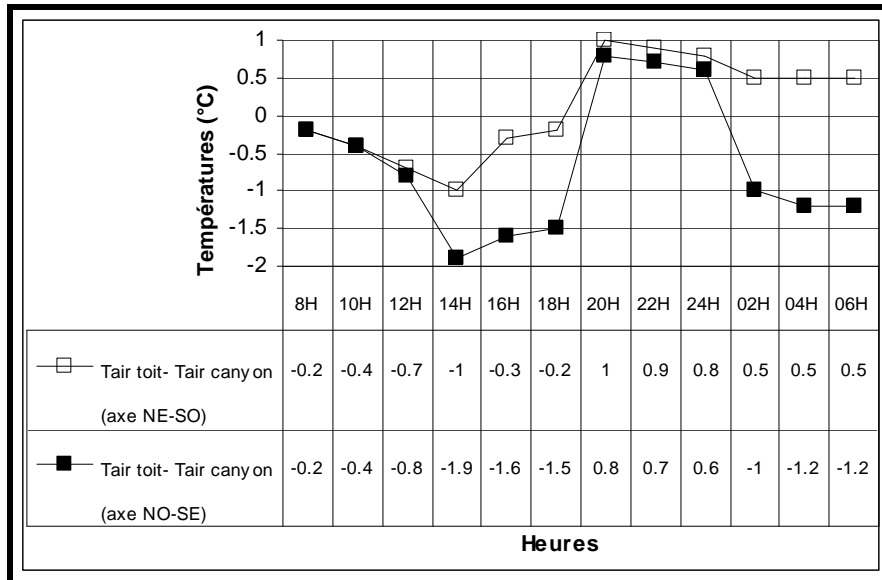


Figure 6. Différence de température entre le dessus du toit et l'intérieur des canyons NE-SO et NO-SE

5.2.2. Vote moyen prévisible (PMV)

Le confort thermique au niveau des deux canyons simulés est évalué en fonction de l'indice de confort PMV. Les valeurs du PMV sont comprises entre six échelles qui varient entre -4 et $+4^{\circ}\text{C}$ où -4°C est le seuil du « froid » et $+4^{\circ}\text{C}$ est celui du « chaud », le niveau « 0 » correspond à la sensation neutre. Cet indice varie entre 6.4 et -0.71 dans le canyon NE-SO et entre 5.20 et -0.23 dans le canyon NO-SE. La valeur du PMV dans les deux canyons se situe dans la zone de confort entre 8h00 et 12h00, ainsi qu'entre 19h00 et 6h00, alors qu'elle se trouve dans la zone chaude entre 12h00 et 19h00. Néanmoins, l'ambiance thermique dans le canyon NE -SO reste plus proche de la température neutre que celle du canyon NO-SE (figure n°7).

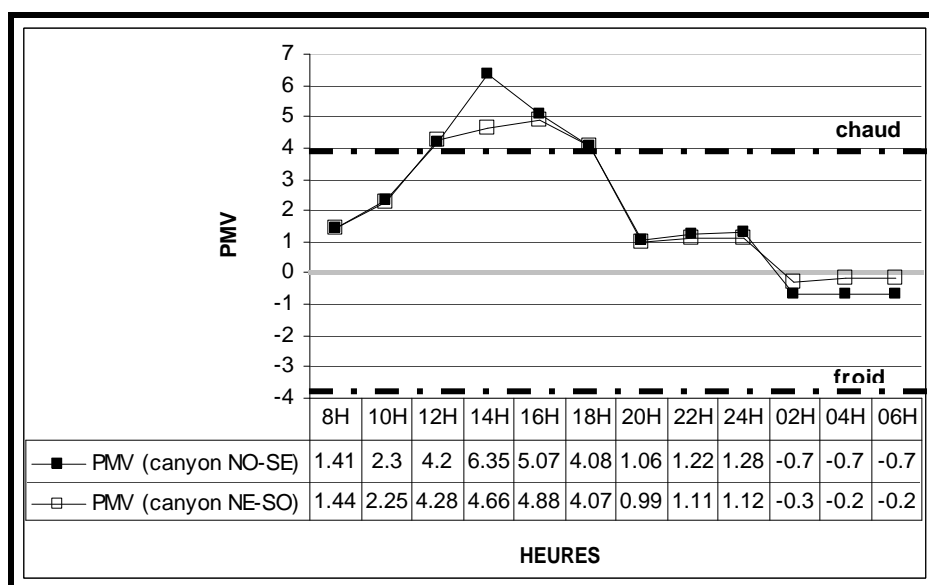


Figure 7. Variation du PMV dans les deux canyons NE-SO et NO-SE

En conclusion, le canyon orienté NE–SO avec un rapport égal à 4.7 est le plus avantageux pour un confort thermique extérieur. Ce résultat ne peut être généralisé étant donné que le paramètre affectant réellement le confort thermique dans un canyon ne peut être distingué seulement par la simulation de ces deux canyons. Pour cela, il est indispensable de procéder au changement des deux paramètres : le rapport H/W et l'orientation (avantage offert par le programme ENVI-met3) afin d'aboutir à une géométrie et une orientation optimale propre au climat de la ville de Constantine (figures n° 8 et 9).

5.3. Changement des paramètres

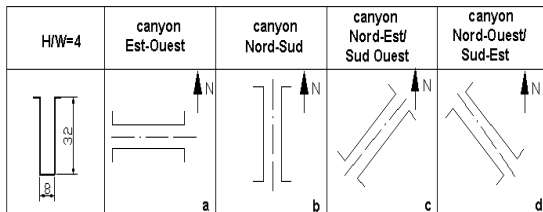


Figure 8. Changement d'orientation avec un rapport H/W= 4

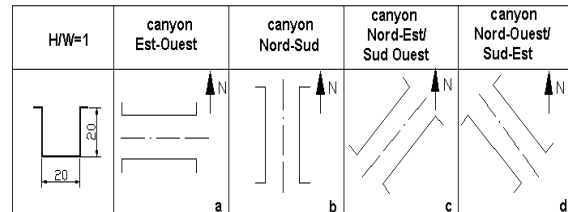


Figure 9. Changement d'orientation avec un rapport H/W= 1

Pour étudier les effets du changement des paramètres, la période retenue pour les simulations s'étend de 10h00 à 15h00 vu que :

- C'est la période où généralement le soleil est plus haut dans le ciel (la hauteur maximale du soleil atteint 75° à 13h00).
- C'est la période où l'ambiance thermique dans les deux canyons NE-SO et NO-SE est considérée comme chaude.
- C'est la période de la journée où le site est largement fréquenté par le public.

Les figures n°10 et 11 montrent que le rapport H/W = 4 offre plus de confort que le rapport H/W = 1 pour toutes les orientations des canyons. Ceci est dû à :

- L'effet d'ombre engendré par la grande hauteur des façades, ce qui réduit les surfaces touchées directement par les rayons solaires, résultat déjà vérifié et publié par Armfield J. en 1990.
- La réduction du facteur d'ouverture au ciel (SVF) est également un paramètre déterminant. Un SVF réduit provoque plus d'ombre et par conséquent permet l'infiltration de moins de radiations solaires.

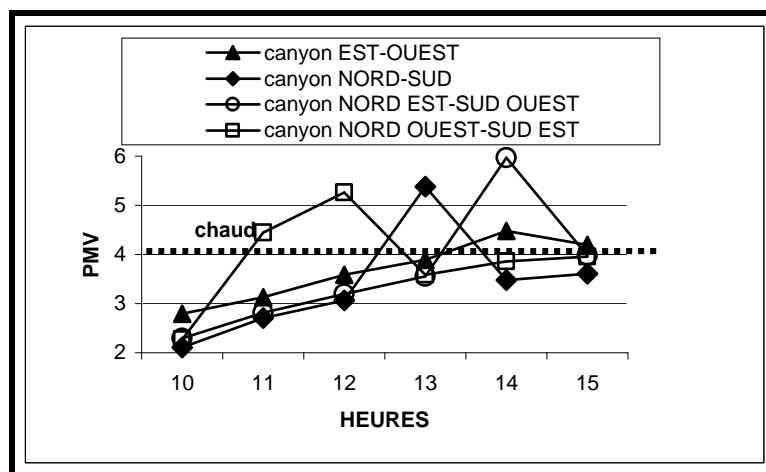


Figure 10. Variations du PMV pour les quatre orientations avec un rapport H/W= 4

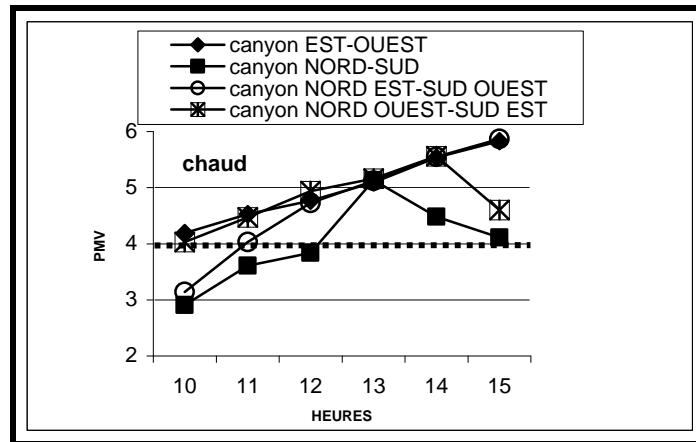


Figure 11. Variations du PMV pour les quatre orientations avec un rapport H/W= 1

Conclusion

La conception urbaine en zones arides et semi arides a fait l'objet de diverses recherches durant ces dernières années. Les résultats obtenus par la totalité de ces travaux sont le soutien de la conception de tissus compact offrant plus de confort thermique notamment en période chaude. La présente recherche qui consiste à évaluer le confort thermique dans un canyon urbain sur la base du programme tridimensionnel de simulation ENVI-met3 confirme ces résultats à savoir qu'un canyon urbain avec un grand rapport H/W s'avère le plus avantageux pour le confort thermique des usagers en été, à condition de veiller à choisir l'orientation offrant la meilleure ventilation en période estivale pour chasser la chaleur piégée dans les canyons : dans cette optique, l'orientation Nord-Sud est la plus favorable pour le climat de Constantine.

Bibliographie

1. Ali-Toudert F., Bensalem R., 2001: A methodology for a climatic urban design. *Proceedings of the 18th conference on PLEA, Florianopolis, Brasil*, 469–73.
2. Arnfield J., Mills GM., 1994: An analysis of the circulation characteristics and energy budget of a dry, asymmetric, east–west urban canyon. *Energy budget. International Journal of Climatology*, **14**, 239–61.
3. Bourbia F., Boucheriba F., Tebbani H., 2005: Street design and outdoor comfort for semi arid climate. PLEA. Paper accepted for publication in July 2005.
4. Coronel JF., Alvarez S., 2001: Experimental work and analysis of confined urban spaces. *Solar Energy*, **70**, 263–73.
5. Grundstro M K., Johansson E., Mraisi Ouahrani D., 2003: Climat et urbanisme, la relation entre confort thermique et la forme du cadre bâti. *Report 8. Housing Development and Management, Lund University*.
6. Mayer H., 1993: Urban bioclimatology. *Experientia*, **49**, 957–63.
7. Mayer H., Hoppe P., 1987: Thermal comfort of man in different urban environments. *Theoretical and Applied Climatology*, **38**, 43–9.
8. Nakamura Y., Oke T., 1988: Wind, temperature and stability conditions in an east–west oriented urban canyon. *Atmospheric Environment*, **22**, 2691–700.
9. Nunez M., Oke T., 1977: The energy balance of an urban canyon. *Journal of Applied Meteorology*, **16**, 11–9.
10. Oke T., 1988: Street design and urban canopy layer climate. *Energy and Buildings*, **11**, 103–13.
11. Santamouris M., Papaniko Laou N., Koronakis I., Livada I., Asimakopoulos D., 1999: Thermal and air flow characteristics in a deep pedestrian canyon under hot weather conditions. *Atmospheric Environment*, **33**, 4503–21.
12. Swaid H., Bar-El M., Hoffman ME., 1993: A bioclimatic design methodology for urban outdoor spaces. *Theoretical and Applied Climatology*, **48**, 49–61.
13. Todhunter PE., 1990: Microclimatic variations attributable to urban canyon asymmetry and orientation. *Physical Geography*, **11**, 131–41.
14. Yoshida A., Tominaga K., Watani S., 1990: Field measurements on energy balance of an urban canyon in the summer season. *Energy and Buildings*, **91**, 15–16 et 417–23.

LA CONTRIBUTION DE LA BOUE RESIDUAIRE A LA FERTILITE DU SOL ET A LA PRODUCTION D'UNE PLANTE FOURRAGERE (*HORDEUM VULGARE* VARIETE JAIDOR. L)

BOUDJABI S., Centre universitaire de Tebessa, Algérie soniabeida@yahoo.fr

KRIBAA M., Centre universitaire Larbi Ben M'hidi, Oum El Bouaghi, Algérie kribaa2000@yahoo.fr:

TAMRABET L., Centre universitaire Larbi Ben M'hidi, Oum El Bouaghi, Algérie tamrabetl@yahoo.ca

Résumé : En l'absence de la matière organique d'origine végétale, la régénération du sol devient difficile et ce dernier perd sa fertilité physique et biochimique. Dans le but d'une substitution de cette matière organique par les boues résiduaires, le présent travail a porté sur l'étude comparée des propriétés physiques d'un sol cultivé en orge on s'est intéressé aussi à l'apport de la boue à la production et au rendement de cette plante fourragère. Dans cet objectif, nous avons mené une expérimentation qui consiste en l'application de doses croissantes de boues résiduaires comparées à des apports d'azote sous forme d'urée ; ces traitements sont comparés à un témoin non fertilisé. Le suivi a été réalisé sur des variables morphologiques et physiologiques ainsi que la productivité chez l'orge. Les paramètres du sol pris en compte sont d'ordre hydro-physique : la porosité, la conductivité hydraulique et biologique, la teneur en matière organique.

Mots clés : orge, boue résiduaire, azote, hydro - physique.

Abstract : In the absence of the organic matter of vegetable origin, the regeneration of the ground becomes difficult, and this last one, loses its physical and biochemical fertility. With the aim of a replacement of this organic matter by waste muds, the present work is concerned about the compared study by the physical properties of a cultivated soil in barley at the double end. Also, the contribution of this mud to the production of this forage plant. In this objective, we led an experiment which consists of the application of the increasing doses of waste muds compared with contributions of nitrogen in the form of urea; these treatments are compared with a not fertilized witness.

The follow-up was realized on morphological and physiological variables, as well as the productivity to the barley also the contribution of this mud to the production of this forage plant. The parameters of the taken into account ground are of hydro-physical order: the porosity, the hydraulic and biological conductivity, : the content in organic matter

Key words : Barley, mud sludge, nitrogen, hydraulic conductivity.

Introduction

En Algérie l'agriculture est caractérisée par de faibles rendements et une dégradation du sol due à l'agressivité du climat et aux faibles teneurs du sol en matière organique. Les recherches menées avec les boues des stations d'épuration ont fourni des résultats prometteurs, tant du point de vue de l'évolution physique, chimique et biologique du sol que de celui des rendements des cultures.

1. Matériels et méthodes

L'étude a été conduite sous serre, et en pot. Un seul facteur à été pris en considération : la fertilisation ou amendement; pour cela nous avons adopté un dispositif expérimental comportant 6 niveaux avec 5 répétitions pour chaque niveau.

Niveau	Apport/Ha	Apport équivalent /pot
Témoin	Sans fertilisation	/
BI	20 t (de boue)	50g
BII	40t (de boue)	100g
BIII	60t (de boue)	150g
NI	35 kg (d'urée)	0.17g
NII	70 kg (d'urée)	0.34g

La boue résiduaire apportée de la station d'épuration de Sétif a fait l'objet d'une analyse chimique. Ses caractéristiques, sont reportées dans le tableau 1. Elle est séchée, broyée et mélangée intimement avec la terre des 10 cm de surface de chaque pot de végétation ; ensuite dix graines ont été semés dans chaque pot. Les pots ont été arrosés, et mis dans une serre au département

d'Agronomie de l'Institut des sciences de la nature d'Oum El bouagui ; une zone semi aride de l'Est algérien.

L'apport de l'eau plate est effectué en suivant régulièrement la variation de l'humidité des pots de végétation. L'apport de l'urée a été fait au stade – tallage – début montaison. Pour les mesures effectuées, le suivi a été porté sur des variables morpho –physiologiques (la surface foliaire, la teneur relative en eau, le volume racinaire). Ainsi que la productivité de la plante (biomasse, hauteur, le rendement et ses composantes). Les paramètres sol pris en compte sont surtout d'ordre hydro-physique (la porosité, la conductivité hydraulique).

Tableau 1: Caractéristiques des boues résiduaire utilisées
(station d'épuration des eaux usées de SETIF)

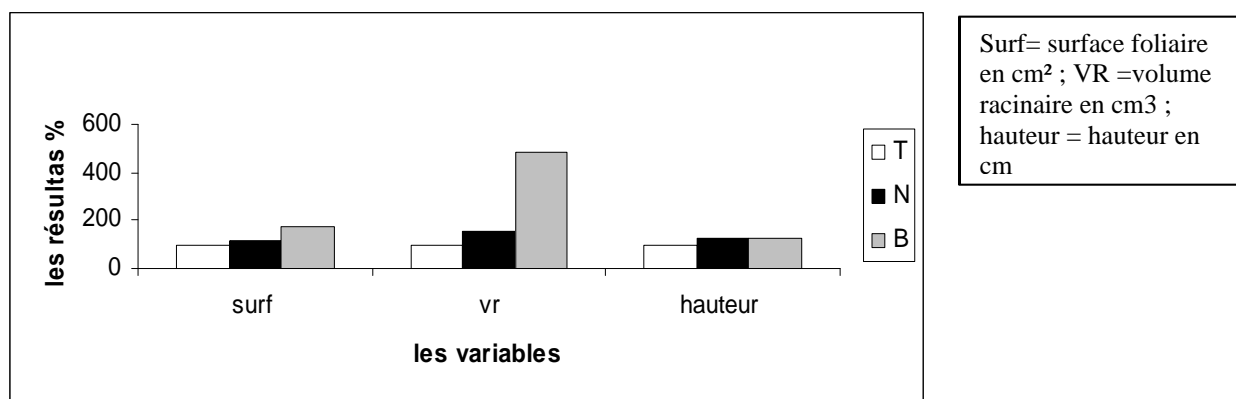
Paramètres	Composition	Paramètres	Composition
Matière organique %	2,82	PH	7,6
Carbone %	16,4	CE millimhos/cm	5,8
Azote %	1,7	Ca ²⁺ (meq/l)	14,0
C/N	10	Mg ⁺ (meq/l)	18,2
P ₂ O ₅ total	0,70	K ⁺ (meq/l)	2,6
K ₂ O %	0,75	Na ⁺ (meq/l)	0,6

2. Résultats et discussion

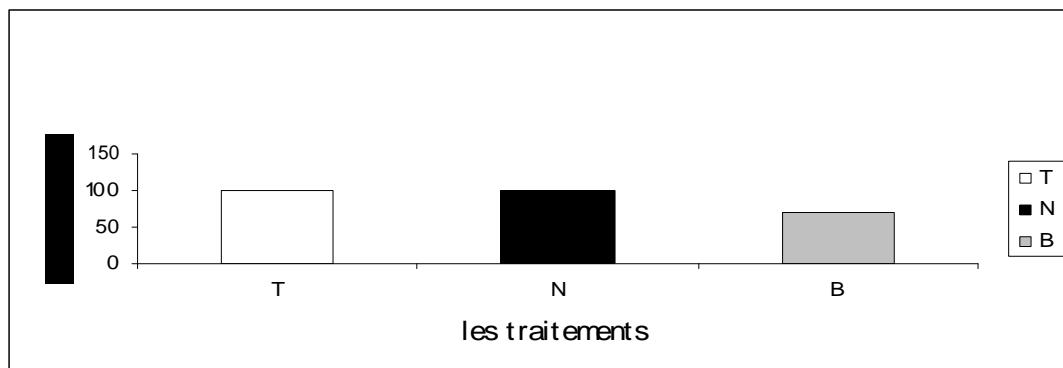
2.1. Comportement du végétal

L'analyse de la variance des valeurs obtenues pour la surface foliaire et la teneur relative en eau, indique un effet boue plus significatif en comparaison avec l'engrais minéral et le témoin. La boue améliore les dimensions des feuilles d'un apport cinq fois plus important par rapport à l'engrais minéral (fig. 1). Par sa valeur fertilisante azotée elle est une source de phosphore, élément important qui agit sur la division des cellules méristématiques foliaires (1).

Figure 1. Effet de l'amendement sur les variables morphologiques.



Les moyennes enregistrées pour la teneur relative en eau montrent une forte rétention estimée à 86 % pour les plantes amendées par l'engrais minéral, suivie du témoin 85.20 %, alors que la végétation amendée par l'engrais organique note la plus faible teneur 58% (fig. 2)

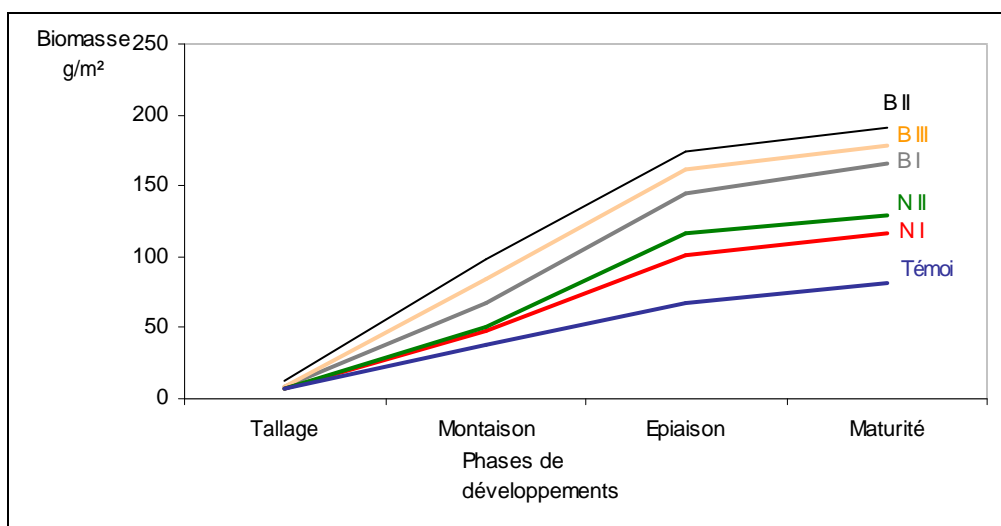
Figure 2. Effet de l'amendement sur la teneur relative en eau

On remarque, au cours de l'expérience que la végétation des pots témoins et celle amendée par l'azote, étaient plus tardives et moins vertes, en comparaison avec celle avec la boue résiduaire; cette différence de stade explique ces résultats pour la teneur relative en eau; vu que la végétation plus jeune est apte à garder plus d'eau dans son feuillage.

L'analyse de la variance pour le volume racinaire montre un effet boue très hautement significatif. Les valeurs moyennes révèlent une action favorable de la boue résiduaire comme engrais organique sur le développement racinaire en comparaison avec la fumure minérale et le témoin (fig. 1). Dans la littérature, il est confirmé que les boues résiduaires peuvent être considérées comme de véritables fertilisants phosphatés; leur épandage conduit à une accumulation du phosphore bio-disponible dans le sol. Or cet élément minéral s'il est fourni en quantité suffisante, il stimule la croissance de la surface foliaire; ainsi il augmente la production de matières carbonatées, ce qui coïncide avec un accroissement de la teneur en sucre dans les apex, et favorise l'allongement racinaire (2).

L'analyse de la variance des valeurs de la biomasse montre que l'apport de la boue résiduaire a un effet hautement significatif en comparaison avec la fumure minérale et le témoin, pour la hauteur. Les résultats sont significatifs pour les deux engrais. L'apport des deux engrais a assuré une augmentation en biomasse. Les conditions de l'expérimentation et les différences créées par les traitements étudiés ont permis une très bonne croissance de la plante durant laquelle nous avons décelé des différences importantes. L'augmentation en biomasse enregistrée par la boue est de 168.22g/m² entre les stades tallage et maturité et de 115.92g/m² et 74.30g/m² respectivement pour l'urée et le témoin (fig. 3). La boue comme matière organique, stimule la croissance des micro-organismes existant dans le sol; ces derniers rendent les substances nutritives contenues dans le sol disponibles pour la végétation. En plus de l'azote, la boue résiduaire est une source d'autres éléments minéraux macro et micro éléments (N. P. K. Cu. Fe), qui sont aussi essentiels pour la croissance des végétaux (3). L'amélioration de la production de la matière sèche vient de l'amélioration simultanée de la capacité de tallage, et de la hauteur. On constate à travers les moyennes obtenues sur la hauteur, que les deux fumures ont joué un rôle déterminant dans l'élongation des tiges; ce rôle est attribué à l'azote (fig. 1).

Figure 3. Effet de la boue résiduaire sur la biomasse

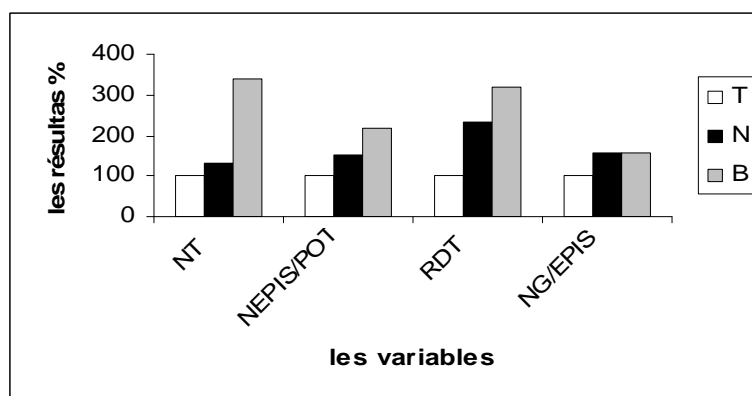


L'analyse de la variance indique un effet traitement hautement significatif pour toutes les variables analysées, mis à part le poids moyen du grain.

L'amélioration du nombre de talles pour la végétation amendée a engendré une augmentation du nombre d'épis (4). Le peuplement le plus élevé 27.2 épis/pot est obtenu avec la boue résiduaire; la fumure minérale azotée a enregistré 18.85 épis /pot alors que le témoin détient la plus faible valeur 12.40 épis/pot (fig. 4).

Il se dégage aussi des résultats obtenus sur le nombre de grain par épis une augmentation de cette variable pour les plantes amendées par la boue résiduaire et l'engrais minéral en comparaison avec le témoin.

Figure 4. Effet de l'amendement sur le rendement et ses composantes



NT = nombre de thalle /pot; RDT = rendement en grains (kg/m²); NEP= nombre d'épis; PMG=poids moyen du grain (g); NGE= nombre de grains par épis.

Dans notre essai, le nombre de grains par épis et le nombre d'épis déterminent le rendement et mettent en relief l'action favorable de la boue et l'engrais azoté sur le rendement en grains. Le rendement le plus élevé est obtenu par la boue résiduaire (0.64kg /m²), suivi par la fumure minérale (0.47kg/m²), et en dernier le témoin sans apport (0.20kg/m²) (fig. 4). L'action favorable de la boue résiduaire sur le rendement en grain découle de son action améliorante sur les propriétés physico-chimiques du sol (5)

2.2. Comportement du sol.

L'importance de la porosité est relative à la teneur en matière organique évaluée pour les différents traitements. L'apport de la boue résiduaire permet d'augmenter le stock de la matière organique qui joue un rôle prépondérant dans l'assemblage des agrégats. La fumure minérale a également modifié la porosité en raison certainement de l'importance du système racinaire plus dense qui contribue à l'amélioration de la structure du sol (6).

Les valeurs de la conductivité hydraulique au voisinage de la saturation ont fait l'objet d'une analyse de la variance; l'effet boue a été décelé uniquement pour la pression appliquée 0.06kpa; à ce potentiel de pression la valeur de la conductivité hydraulique la plus élevée est de 129.20mm/h correspondant au troisième niveau de matière sèche de boue; alors qu'elle était de 41.91mm/h et de 53.94mm/h dans le témoin et l'engrais minéral. La boue contribue fortement à l'amélioration de la conductivité hydraulique; ceci est en relation avec les doses croissantes (tab 2).

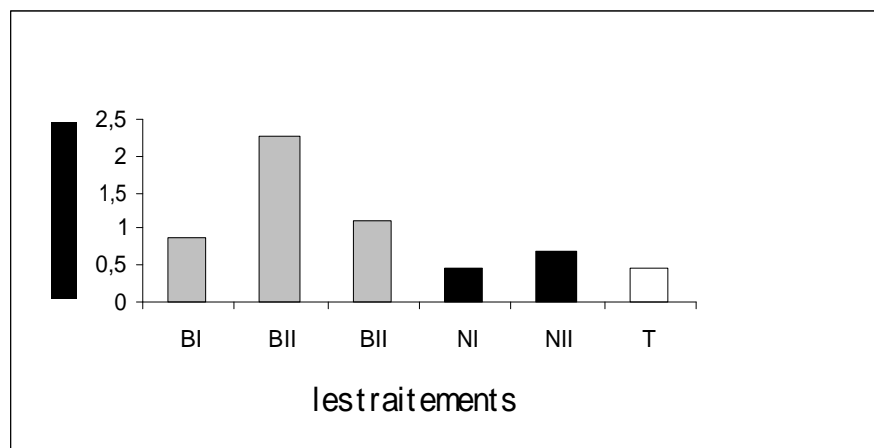
Tableau 2. Effet de l'amendement sur la conductivité hydraulique

	BI	BII	BIII	NI	NII	T
<u>K(6)</u>	80.92	81.89	129.20	48.63	53.94	41.91
<u>K(30)</u>	19.05	24.65	30.25	20.17	20.62	17.93

K(6) =conductivité à la pression 0.06Kpa ;
K(30) = conductivité à la pression 0.3Kpa.

L'analyse de la variance des teneurs en carbone montre que l'effet amendement a été hautement significatif. Nos résultats confirment que l'apport en doses croissantes de matière sèche favorise l'activité biologique, et par conséquent augmente la minéralisation de la matière organique contenue dans la boue, la plus haute teneur 2.25% fut obtenue avec la dose 40t/ha. (fig5).

Figure 5. Effet de l'amendement sur la teneur en matière organique



Conclusion

Les résultats ont montré un effet impressionnant sur la culture de l'orge, ceci est constaté à travers une amélioration significative des paramètres morphologiques, physiologiques et productivité. La réponse de la végétation par l'ensemble des variables mesurées est très prononcée à la dose 40t de boue /ha. Cette source organique a un effet très avantageux sur le rendement en grains, qui met en relief l'amélioration de toutes ses composantes.

Les mesures effectuées sur le sol, ont montré que la boue résiduaire améliore la porosité et la conductivité hydraulique au voisinage de la saturation. Cependant, cette recherche doit être poursuivie, afin d'affiner ces résultats, plusieurs auteurs ont montré à travers leurs travaux qu'il existe des risques de pollution par l'utilisation des boues ; avec des conséquences plus ou moins graves sur la qualité des sols et le produit du végétal. Nous conseillons les futurs chercheurs d'entreprendre ce genre de travaux avec précaution, de diagnostiquer les pollutions qui peuvent

avoir lieu ; et de démontrer aux agriculteurs le bien de cette fumure à travers le réseau de démonstration.

Bibliographie

- 1- Ethebest S., 2000: Croissance foliaire du maïs sous déficience du phosphore . Mémoire de DEA préparé à l'unité agronomique INRA Bordeaux.
- 2- Mollier A., 1999: Croissance racinaire du maïs (*Zea Mais L.*) sous déficience en phosphore: Etude expérimentale et modélisation . Thèse de l'université de Paris XI Orsay 184p.
- 3- Bouzerzour H., Tamrabet L. et Kribaa M., 2002: Réponse de deux graminées fourragères, L'orge et l'avoine, aux apports d'eau usée et de boue résiduaire . In : Proc. Séminaire International :Biologie et Environnement, Université Mentouri, Constantine, Algérie.
- 4- Triboi et Gachon, 1981 : Modèle d'élaboration du poids du grain chez le blé tendre . Agro., Volume 10.
- 5- Halitim et Benbadji, 1978: Etude expérimentale de l'influence du compost urbain sur les sols et la production de tomate en présence d'eau chargée en NA₂CO₃ . Agro., Volume 8, p.58.
- 6-Francois J.M. et Marin Laflèche, 1981: Utilisation agricole des résidus urbains dans les sols limoneux des plateaux de Brie . Ministère de l'Environnement et du Cadre de Vie, Paris, 43p.

INDICE DE VEGETATION NORMALISE (NDVI) ET IMPACT DU RECHAUFFEMENT GLOBAL DU CLIMAT SUR LA BIOMASSE VEGETALE EN TUNISIE

ABDELLATIF BOUGHRARA

DGRE, 41 Rue la Manoubia 1008- Tunis-Tunisie

Email : lotfiboughrara@yahoo.fr

TRABELSI YAMINA

INFOGIS : 12, rue Tahar Ben Achour Le Bardo – Tunis – Tunisie

Email : trabelsy2006@yahoo.fr

MOHAMED BEN SAKKA

INFOGIS : 12, rue Tahar Ben Achour Le Bardo – Tunis – Tunisie

Email : sakkatns@yahoo.fr

Résumé : La biomasse végétale est étudiée, à l'échelle de la Tunisie, à l'aide de l'indice de végétation normalisé (NDVI). On montre que les résultats obtenus par classification automatique (méthode des nuées dynamiques) sur les composantes principales du NDVI sont meilleurs que ceux obtenus par simple classification hiérarchique sur les séries chronologiques elles mêmes. De cette manière, on a pu identifier, et d'une façon beaucoup plus précise, les zones forestières peu variables dans l'espace et dans le temps, celles à variabilité spatio-temporelle importante comme les zones de labour et particulièrement l'axe de la Medjerda où l'importance de cette variabilité est due essentiellement à la pratique des cultures maraîchères. Ensuite, on a pu déterminer les zones où la valeur du NDVI a régressé en moyenne et ceci pourrait être attribué au réchauffement global du climat.

Mots clés : Indice de végétation (NDVI), classification automatique, Analyse en Composantes Principales, réchauffement global du climat

Abstract : The vegetable biomass is studied, at the tunisien scale, with the help of the normalised vegetation (NDVI) we show how results obtained by automatic classification on principal components of the NDVI are better than those obtained by simple hierarchical classification. In this way, we could identify forest zones less variable in time and space than those with spatio-temporel important variability like labour zones, particularity Medjerda axis, here the importance of variability is due to essentially the practice of market gardening. Later, we were able to determine zones where the value of NDVI fell and this could be attributed to global warning.

Key words : vegetation indice (NDVI), automatic classification, analysis in principal components, global warning

1. Introduction

La biomasse végétale est étudiée, à l'échelle de la Tunisie et à l'aide de l'indice de végétation normalisé (NDVI). Cet indice est obtenu par des moyens de télédétection en normalisant la différence des réponses spectrales des végétaux dans le visible et le proche infrarouge. Ce travail est basé sur les données des satellites NOAA-AVHRR (1 km x 1 km) issues de la bibliothèque de l'Institut International de Recherche (IRI Data Library). Cette source importante d'information nous a permis de construire des séries chronologiques de cette moyenne mensuelle de 1990 à 1994 incluant ainsi un cycle pluviométrique (périodes pluvieuse et sèche) en Tunisie et formant une grille régulière sur tout le territoire. Ceci permet l'étude des variabilités spatio-temporelles du NDVI dont les valeurs, comprises entre 0 et 1 (LI, Z.L., BEKER, S., 1993), traduisent en fait la présence de chlorophylle dans la végétation de telle sorte qu'une végétation sèche est représentée par des valeurs faibles alors qu'une végétation verdoyante possède des valeurs proches de 1 (KERMADI, S., 1998, PINTY, J.P., RICHARD, E, ROSSET, R., 1989, LI, Z.L., BEKER, S., 1993).

Ainsi, on a pu classifier automatiquement, d'abord par une méthode hiérarchique le comportement spatio-temporel du NDVI. Cette méthode ne nous a pas permis de faire une bonne séparation des différents types de la biomasse végétale. Pour cette raison, et après différents essais, on a trouvé que la méthode de classification par nuées dynamiques, non pas sur les données de NDVI elles mêmes, mais sur leurs composantes principales calculées par analyse en composantes principales (ACP) est très performante. En fait, on a pu séparer correctement les différentes natures de la biomasse végétale en Tunisie (les forêt peu variables dans l'espace et dans le temps, les principales zones de labour axées particulièrement sur le bassin de la Mejerda et à variabilité spatio-

temporelle importante où la pratique est essentiellement de cultures maraîchères, les zones d'oléiculture du Sahel et celles de Sfax, etc..).

2. Etude spatio-temporelle du NDVI en Tunisie

2.1. Caractère moyen de L'NDVI

La répartition moyenne pour la période 1990 - 1994 du NDVI montre une grande conformité spatiale avec celle du cumul pluviométrique annuel (figures 1 et 2). Conformément aux étages bioclimatiques de la Tunisie, on a pu subdiviser ces moyennes en trois grandes catégories : la région du Nord limitée par la dorsale (NDVI situé entre 0.6 et 1), celle du Centre avec des valeurs situées entre 0.4 et 0.6 et la région Sud entre 0.1 et 0.4. Dans l'ensemble, on peut remarquer que les répartitions spatiales des isohyètes et des lignes d'égal NDVI présentent une bonne similarité.

Figure 1 : Cumul pluviométrique annuel moyen en mm (1990-1994)



Figure 2 : moyenne annuelle du NDVI (1990-1994)



Grâce à un calcul d'écart type du NDVI, on a pu constater que la zone Nord de la Tunisie, délimitée par la dorsale, est fortement fluctuante (figure 3). Ceci pourrait être dû à la pratique intense des cultures maraîchères saisonnières puisque ce type de pratique, essentiellement axée sur le long de l'oued de la Mejerda, impose des valeurs extrêmes au NDVI.

D'un autre côté, le calcul de classification automatique (méthode hiérarchique) nous a permis de séparer une trentaine de classes représentant les différents comportements de la biomasse végétale en Tunisie durant la même période 1990-1994. Chaque couleur représente une classe donnée. On a pu constater que la répartition spatiale de ces classes est intimement liée à celle de la moyenne (figures 2 et 4). En plus, cette méthode nous a permis la séparation de la végétation des zones humides (sebkhas, chott, zones côtières, etc..) en une seule classe puisque ce type de végétation se comporte à l'inverse par rapport à l'ensemble de la végétation. En effet, la végétation des zones humides croît pendant les périodes sèches et son indice de végétation est alors relativement important atteignant la valeur 0.3 alors que pendant les périodes pluvieuses, cette végétation a tendance à disparaître.

Figure 3 : *Ecart type du NDVI (1990-1994)*

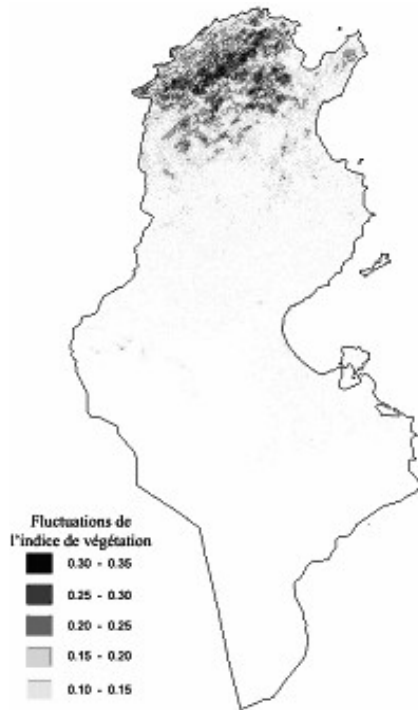
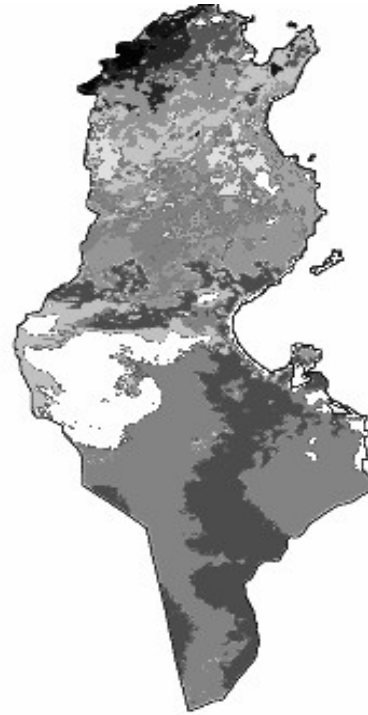


Figure 4: Classification automatique hiérarchique du NDVI (1990-1994)



Néanmoins, cette méthode de classification hiérarchique, nous a paru assez limitée puisque l'on n'a pas pu distinguer un bon nombre de classes à comportement homogène, comme les forêts par exemple. Pour cette raison, on a eu recours à une autre méthode de classification : celle des nuées dynamiques.

En effet, cette deuxième méthode permet une classification plus raffinée. Pour cela, on a eu recours d'abord à une décomposition du NDVI en composantes principales (ACP) ; ensuite, on a effectué une classification automatique par la méthode des nuées dynamiques sur ces composantes calculées du NDVI (ASSANI A.A, KALENGA M., LUFUMA K., AMISI MY. 2003). Cette classification (figures 5, 6 et 7) nous a permis un meilleur raffinement du comportement temporel du NDVI et d'avoir beaucoup plus de classes que la première méthode hiérarchique de la figure 4. Pour cette raison, nous avons classé le NDVI suivant les trois grandes zones déjà décrites Nord, Centre et Sud.

La classification de la zone Nord nous a permis d'avoir pratiquement dans une même classe l'ensemble des forêts tunisiennes (figure 5). Au Centre, on a pu séparer les régions du Sahel et de Sfax situées sur la côte orientale et où on cultive principalement de l'olivier. Cette pratique ancestrale de l'oléiculture est différente dans les deux régions. Dans la région du Sahel, l'intervalle entre les oliviers est plus faible (10 à 12 m) alors dans la région de Sfax cet intervalle est plus grand (de l'ordre de 20 m). Ce phénomène est représenté par un très faible écart de NDVI (Figure 6). La méthode de classification automatique par les nuées dynamiques est donc très performante pour séparer des classes voisines.

Pour la zone du Sud (figure 6) qui possèdent des valeurs très faibles de NDVI par rapport au Nord, on a pu aussi séparer la biomasse végétale.

Classification automatique par nuées dynamiques
des composantes principales de NDVI

Figure 5: région Nord
de la Tunisie



Figure 6: région du Centre
de la Tunisie



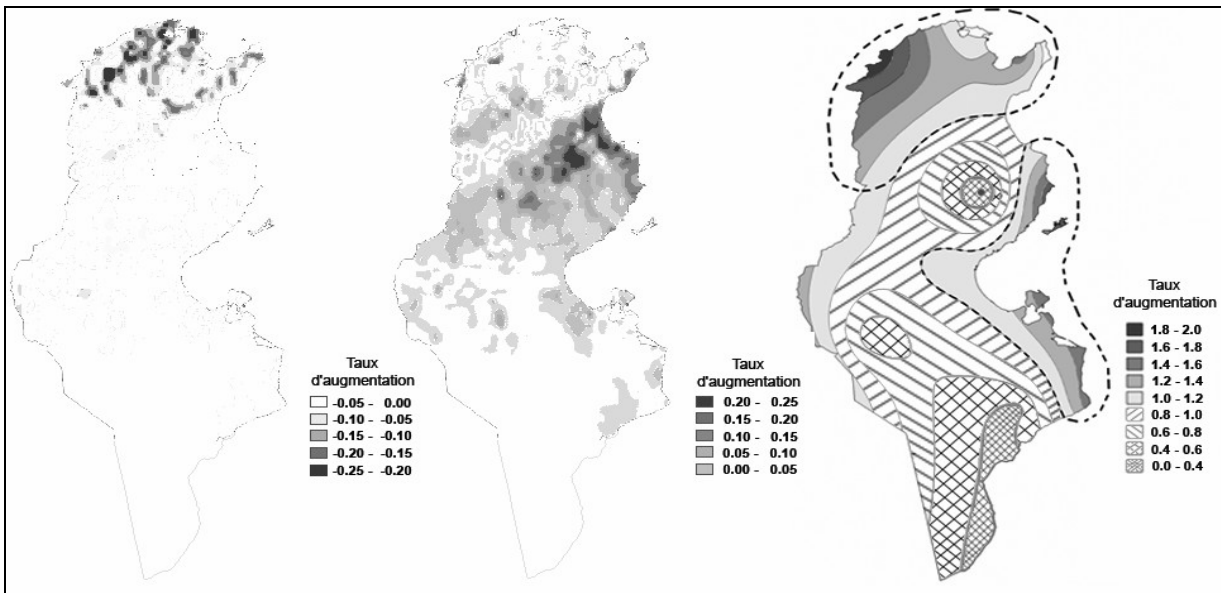
Figure 7: région du Sud
de la Tunisie



2- Impact du réchauffement global du climat sur le NDVI en Tunisie

L'atmosphère terrestre change à vitesse sans précédent du fait de la concentration croissante des polluants d'origine anthropique, de l'utilisation des combustibles fossiles et de l'effet de l'augmentation rapide de la population mondiale. Le réchauffement global du climat pose la question des rapports entre les activités humaines et les bouleversements de la biosphère sur Terre. L'impact de ce réchauffement sur bon nombre de secteurs reste encore controversé mais on sait déjà que dans nos latitudes, le réchauffement devrait accroître l'évaporation et que les précipitations augmenteront mais les sols deviendront plus secs et les précipitations ne compenseront pas cela (PINTY, J.P., RICHARD, E, ROSSET, R., 1989). Ceci impliquerait une aggravation des sécheresses. Aussi, des phénomènes extrêmes se multiplieront et leur intensité s'accroîtra.

Afin de déterminer l'impact de l'effet de ce réchauffement sur le NDVI, on a essayé d'identifier les zones qui pourraient être affectées entre les périodes 1981 et 2003. Il s'est avéré que les forêts situées sur la dorsale sont affectées par une diminution des valeurs du NDVI. Cette même zone a subi pour la même période les taux d'augmentation de la température minimale les plus importants (figure 10). Ceci nous a amené à conclure qu'à première vue cette température minimale pourrait être très sensible au réchauffement global du climat et pourrait affecter la biomasse végétale au Nord de la Tunisie. Plus au Sud, la biomasse végétale a tendance à augmenter et non le contraire (figure 9).

Figure 8 : zone de régression du NDVI entre 1983 et 2003**Figure 9** : zone d'augmentation du NDVI entre 1983 et 2003**Figure 10** : taux d'augmentation de la température minimale entre 1983 -2003

Conclusion

La biomasse végétale est étudiée, à l'échelle de la Tunisie et à l'aide de l'indice de végétation normalisé (NDVI). Les résultats obtenus par classification automatique (méthode des nuées dynamiques) sur les composantes principales du NDVI se sont révélés très performantes et on a pu distinguer un ensemble de classes où le comportement temporel du NDVI est homogène. De cette manière, on a pu identifier, et d'une façon assez précise, les zones forestières peu variables dans l'espace et dans le temps, celles à variabilité spatio-temporelle importante comme les zones de labour et particulièrement l'axe de la Medjerda où l'importance de cette variabilité est due essentiellement à la pratique saisonnière des cultures maraîchères. Ensuite, on a essayé de déterminer les régions de la Tunisie qui auraient subi une diminution en moyenne de la valeur du NDVI. On a attribué ceci au réchauffement global du climat puisqu'on a trouvé que les régions de régressions du NDVI sont les mêmes que celles où le taux d'augmentation de la température minimale est le plus élevé.

Références bibliographiques

- ASSANI A.A, KALENGA M., LUFUMA K., AMISI MY. 2003. Analyse en composantes principales de la température au Congo (Kinshasa). *Sécheresse*, **10**, 245-252
- KERMADI, S., 1998: Contribution des données satellitaires (NOAA) à la caractérisation dynamique de l'espace régional dans le moyen atlas marocain. *Publication de l'AIC*, **11**, 49-56
- LI, Z.L., BEKER, S., 1993: Feasibility of land surface temperature and emissivity determination from AVHRR data. *Remote sensing of environment*, **43**, 67-85
- PINTY, J.P., RICHARD, E, ROSSET, R., 1989: An investigation of mesoscale flows induced by vegetation inhomogeneities using an evapotranspiration model. HAPEX-MOBILITY data, *appl. meteorol.*, **28**, 796-992

HOMME ET CLIMAT: LE ROLE DES BASSINS D'ENNEIGEMENT ARTIFICIEL DANS LA REGION DES XX JEUX OLYMPIQUES D'HIVER (VALLEES DE SUSA ET CHISONE-ITALIE NORDOCCIDENTALE)

ANNALISA BOVE, SIMONA FRATIANNI, LUCIANO MASCIOTTO

*Dipartimento di Scienze della Terra – Università degli Studi di Torino Via Valperga Caluso, 35 – 10125 Torino (IT).
luciano.masciocco@unito.it*

Résumé : *A la suite de la désignation de Turin pour le déroulement des XX jeux olympiques d'hiver et avec la décision d'organiser presque toutes les compétitions dans la Vallée de Susa, il a fallu réaliser des systèmes d'enneigement artificiel afin de garantir un manteau neigeux adéquat en cas d'enneigement naturel insuffisant. Dans ce travail on a vérifié que les systèmes d'enneigement artificiel aient été réalisés en garantissant la protection des ressources hydriques et le respect du paysage.*

Abstract : *After the designation of Turin as a host city for the XX Winter Olympic Games and after the assignation of almost all the alpine races to the Susa and Chisone Valleys, it has been necessary to develop some artificial snow-making systems in order to guarantee an adequate snow cover in case of insufficient snowfalls. In this analysis, the authors verify that the new artificial basins are optimized in order to preserve the water resources and respect the landscape.*

Mots-clé: *ressources hydriques, bassins d'enneigement, Vallées de Susa et Chisone.*

Key words: *water resources, snow making basins, Susa and Chisone Valley.*

1. Introduction

A la suite du choix de Turin pour le déroulement des XX Jeux Olympiques d'Hiver en février 2006, des Jeux para-olympiques dans la même année et des Universiades d'hiver 2007, il a fallu réaliser des nouveaux ouvrages dans les hautes Vallées de Susa et Chisone, où se déroulent presque toutes les compétitions.

Les sites choisis pour les compétitions officielles comprennent les communes de: Bardonecchia, Cesana Torinese, Pinerolo, Pragelato, Sauze d'Oulx, Sestriere; les installations pour les entraînements se trouvent à Chiomonte, Claviere et Prali (fig. 1).

Pour presque toutes les spécialités de sport d'hiver il était nécessaire de garantir un manteau neigeux adéquat en cas d'enneigement naturel insuffisant: à cette fin, il a fallu réaliser des systèmes d'enneigement artificiel nouveaux et modernes.

2. Caractéristiques géographiques et climatiques

La Vallée de Susa et la limitrophe Vallée Chisone, qui communiquent à travers le col de Sestriere, sont des vallées transversales par rapport à la chaîne alpine occidentale. Le bassin de la Vallée de Susa se développe partiellement en partant du sud avec des cours d'eau mineurs qui vont confluer dans la Dora di Cesana, qui se dirige vers le nord. A la hauteur d'Oulx, la Dora di Cesana conflue dans la Dora di Bardonecchia qui reçoit les eaux qui traversent la région la plus occidentale du terroir italien. Les eaux du fleuve Dora Riparia se dirigent vers le nord-est; puis, à l' hauteur de la ville de Susa, entrent dans la vallée principale en dépassant un décrochement glacial et, après avoir reçu les eaux de la Vallée Cenischia, se dirigent finalement à est vers la plaine et la ville de Turin. La haute Val Chisone, du col de Sestriere, s'étend vers nord-est jusqu'à Pragelato et, près d'Usseaux, tourne à sud-est vers Perosa Argentina jusqu'à rejoindre la plaine près de la ville de Pinerolo. La zone de passage entre les deux vallées, étroite entre les montagnes et à l'abri de l'afflux des courants d'air humide provenant de la Méditerranée, se caractérise par le manque de précipitations. Dans la période 1991-2005, les précipitations moyennes annuelles dans la moyenne et haute vallée de Susa et Chisone, oscillent entre les 816 mm de Borgone et les 463 mm de Lago Pilone. Dans la moyenne vallée de Susa on enregistre une légère hausse des précipitations du fait que cette portion de terroir peut encore bénéficier d'une légère remontée de courants d'air humide provenant de la plaine.



Figure 1. Position de la Vallée de Susa et de la Vallée Chisone dans le contexte de l'Italie nord-occidentale et des principaux sites olympiques.

Le minimum de précipitations est enregistré près de la station météorologique de Lago Pilone (2320 m au-dessus du niveau de la mer), située dans la commune de Sauze d'Oulx, où dans ces derniers cinq ans sont tombés seulement 383 mm de pluie en moyenne, comme indiqué dans la carte des isohyètes (fig. 2). La carte des isohyètes a été réalisée en considérant les valeurs moyennes annuelles se référant au quinquennium 2001-2005, afin d'obtenir un nombre suffisant et uniformément distribué de stations météorologiques, représentant l'entière zone d'étude.

Il n'y pas une corrélation positive entre l'altitude des stations météorologiques et les apports pluviométriques, au moins jusqu'aux altitudes moyennes (1300/1500 mètres): au-dessus de 1800 mètres d'hauteur on a une diminution des précipitations au fur et à mesure que la hauteur augmente. La distribution saisonnière des précipitations dans les stations considérées présente une forme bimodale, avec un minimum principal en hiver et un maximum en automne ou au printemps, suivant le site considéré (Fratianni et Motta, 2002).

Dans les stations situées au-dessous de 1800 mètres (excepté Gad), le minimum trimestriel principal se présente en hiver, le maximum trimestriel principal en automne et le secondaire au printemps. On a donc un régime *subalpin*. Dans les stations situées à une altitude supérieure, le minimum trimestriel tombe en hiver, le maximum principal en automne et le secondaire en été. On a donc un régime *subcontinental*.

Au cours des quinze dernières années on observe une diminution constante des précipitations liquides en Val di Susa, estimée à environ 17 mm/an. Cette tendance peut aussi être observée en prenant en considération les valeurs des derniers cinq ans pour chaque station examinée, qui sont toujours inférieures à la moyenne de la période.

Tableau 1. Les stations météorologiques considérées ont été rangées suivant l'altitude. Le tableau indique: le code d'identification de chaque station, la commune où elles se trouvent, leur position géographique et la valeur des précipitations moyennes annuelles mesurées dans les périodes 1991-2005 (P1) et 2001-2005 (P2).

Code station	Station	Commune	Altitude m au-dessus de la mer	UTM X	UTM Y	P1 (mm)	P2 (mm)
143	Borgone	Borgone Susa	400	361958	4997582	816	710
146	Pietrastretta	Susa	520	347088	5000758	709	646
148	Finiere	Chiomonte	813	340117	4998152	808	727
150	Salbertrand	Salbertrand	1010	334301	4993216	717	657
151	Gad	Oulx	1065	329988	4990162	571	472
152	Prerichard	Bardonecchia	1353	320334	4994017	704	638
264	Prali Villa	Prali	1385	346730	4974411		862
011	Camini Frejus	Bardonecchia	1740	318287	4998760	806	652
158	Sauze Cesana	Sauze di Cesana	1840	335756	4973540		739
019	Le Selle	Salbertrand	1980	336091	4991300	716	615
262	Sestriere	Sestriere	2020	332444	4979926		478
S2619	San Sicario	Cesana Torinese	2087	329444	4981815		589
261	Clot della Soma	Pragelato	2150	337795	4983288		668
257	Colle Bercia	Cesana Torinese	2200	325119	4976764		735
008	Lago Pilone	Sauze d'Oulx	2280	332693	4985596	463	383

Le nombre de jours de pluie augmente au fur et à mesure qu'on pénètre dans la Vallée (Borgone 79, Salbertrand 85, Prerichard 89) et en général baisse au fur et à mesure que l'altitude augmente (Lago Pilone 64).

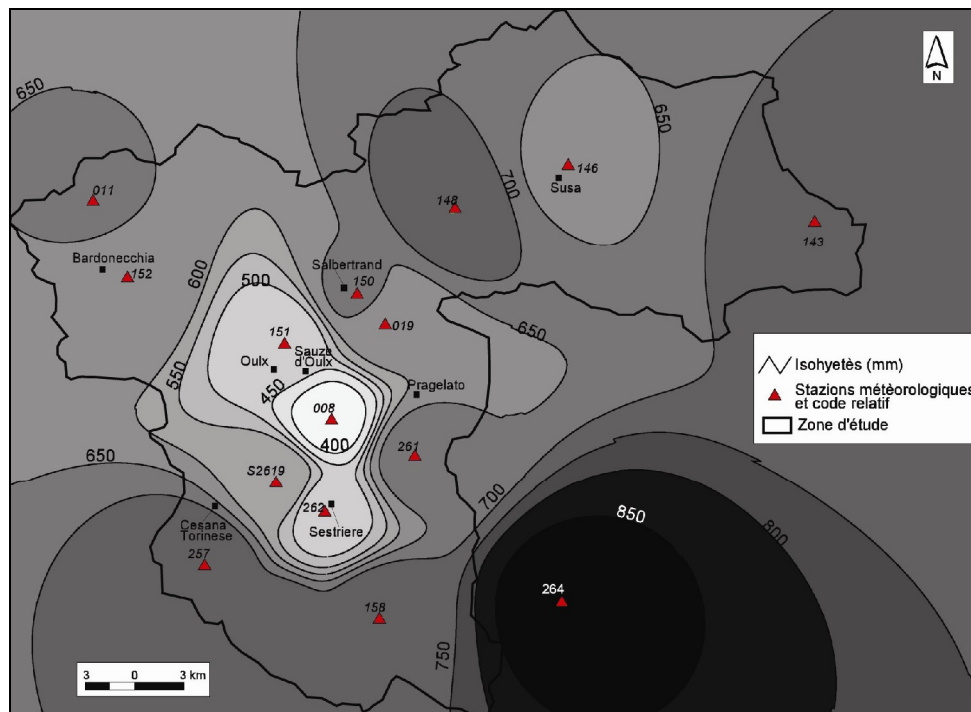


Figure 2. Carte des isohyètes

Le manteau neigeux présente une hauteur importante seulement dans les stations situées à des altitudes élevées, au-dessus de 2000 mètres, tandis que le manteau neigeux dans les stations dans le fond de la vallée, situées autour de 1000 mètres d'altitude, est plutôt exigu, 20-30 cm en janvier et février. Donc seulement la station de Lago Pilone présente une épaisseur du manteau neigeux régulière au cours de toute la saison d'hiver avec 32 jours de neige depuis novembre à mai. Toutefois, il faut signaler que, même aux altitudes élevées, on enregistre une forte irrégularité interannuelle des précipitations solides.

Les conditions de xéricité sont accentuées par la présence d'un fort caractère venteux avec un effet évaporant, du fait de la prédominance des vents de l'Ouest, qui transportent des courants d'air sèche provenant des Alpes Françaises. En effet, des températures élevées ne sont pas rares dans les mois d'hiver, dues principalement à l'effet du foehn, qui est présent en moyenne 55 jours dans la vallée de Susa. Ce caractère venteux est aussi responsable du nombre élevé de journées sereines dont la Vallée jouit.

3. Les bassins d'enneigement artificiel

Dans les vallées de Susa et Chisone on a réalisé 9 bassins hydriques (fig. 3a), avec une capacité moyenne d'environ 25.000 m³ qui, utilisés comme des réserves d'eau, ont permis d'améliorer le système d'enneigement artificiel sans affecter les équilibres naturels des vallées olympiques.

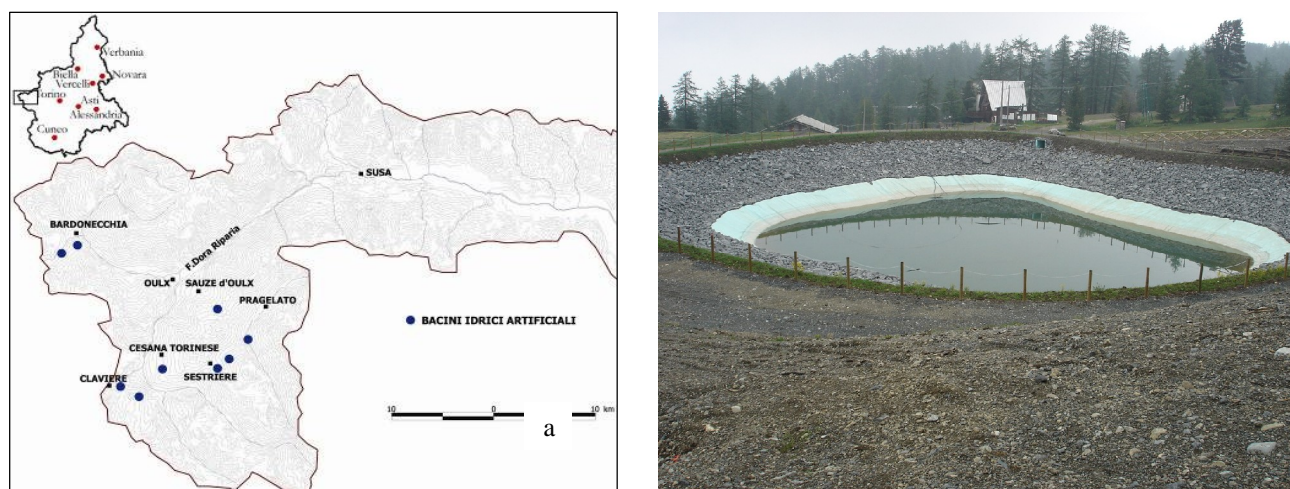


Figure 3. a) Position des bassins d'enneigement; b) Le bassin d'enneigement de Sagna Longa

Un système d'enneigement artificiel est constitué d'un système de captage des eaux (généralement un puits ou une dérivation d'un cours d'eau) et d'une station de pompage qui à travers des conduites porte l'eau jusqu'au bassin d'emmagasinage; d'ici l'eau est de nouveau pompée vers les zones d'enneigement d'une façon différente suivant le type d'installation.

Les nouvelles installations utilisent un système d'enneigement à haute pression (fig. 4a).

Dans les systèmes à "basse pression" l'eau est recueillie dans un bassin près d'une station de pompage et est pompée à une pression minimale, environ 24 bar, vers les pistes; les systèmes à "haute pression" sont pourvus d'une station (en général positionnée tout près du bassin d'enneigement) qui contient un générateur d'air comprimé, où l'eau et l'air comprimé sont pompés vers les canons à neige installés le long des pistes à travers des lignes souterraines.

Dans le terroir de Cesana Torinese, dans le contexte du déroulement des XX Jeux Olympiques d'Hiver de Turin 2006, ont eu lieu beaucoup de compétitions olympiques, parmi lesquelles Biathlon, les essais de Ski alpin féminin, Bob, Luge et Skeleton.

Dans le détail, dans la zone de Cesana Torinese et Claviere on a réalisé de nouveaux systèmes d'enneigement artificiel afin de garantir un manteau neigeux adéquat pour les pistes, du fait que les systèmes existants étaient pourvus d'installations non suffisantes à couvrir tout le terroir et donc on a aussi réalisé trois bassins d'emmagasiner.

Ce terroir comprend deux grands domaines skiables, "Monti della Luna" et "San Sicario"; le premier est pourvu du système d'enneigement artificiel Serra Granet-Colle Bercia, où l'on a réalisé le bassin *La Coche*, et le système d'enneigement Sagna Longa, avec le bassin d'emmagasiner *Sagna Longa*; dans le domaine skiable "San Sicario", on a le bassin *Italsider*.

4. Impact sur les consommations hydriques

Selon le Comité Organisateur des jeux olympiques, afin de garantir un manteau neigeux optimal sur les pistes en cas de manque de précipitations solides, il fallait prévoir trois couches de neige chacune avec une épaisseur d'environ 30 cm. Le rapport eau-neige produite (efficacité) pour les systèmes d'enneigement artificiel est de 50% environ, c'est-à-dire que pour obtenir un mètre cube de neige artificielle, sont nécessaires en moyenne 0,5 m³ d'eau.

Les principales pistes dans les domaines des Monti della Luna et San Sicario couvrent une surface de 485.000 m² et nécessitent 272.000 m³ d'eau pour garantir un manteau neigeux adéquat à travers la distribution par couches citée ci-dessus. Puisque le volume total des quatre bassins est d'environ 75.000 m³, 4 recharges sont suffisantes à satisfaire la demande hydrique nécessaire à réaliser un manteau neigeux totalement artificiel. L'exploitation des ressources hydriques dans la zone est exclusivement réservée au réseau de distribution des eaux. Le volume moyen annuel des consommations hydriques dans les communes de Cesana Torinese et Claviere s'élève à 5.000.000 m³ environ, dont 70% prélevé de puits dans le fond de la vallée et 30% prélevé de sources. Ces consommations ne sont pas trop importantes si confrontées avec les ressources hydriques de la zone (Biancotti et al., 2005), mais dans une région à vocation touristique comme celle prise en examen elles se concentrent dans les fins de semaine et dans les fêtes des mois d'hiver. L'utilisation des bassins d'enneigement artificiel permet de distribuer dans le temps les prélèvements, et donc de ne pas grever sur les consommations dans les périodes de forte demande d'eau.

5. Intégration dans le contexte naturel

Le système d'enneigement artificiel de la zone de Cesana-Claviere respecte les spécificités de projet relativement à l'intégration dans l'environnement. Les bassins d'enneigement artificiel (fig. 3b), les stations de pompage les nouvelles tuyauteries, et les canons à neige sont donc bien intégrés dans le paysage: les ouvrages sont en fait bien positionnés et sont revêtus (fig.4b) en bois et pierre, les tuyauteries sont enterrées et recouvertes et les travaux d'excavation ne sont pas visibles. Le bassin d'enneigement artificiel ne présente donc pas un impact visuel et environnemental particulier, ayant des dimensions réduites et étant placé d'une façon optimale dans une zone boisée près des pistes.



Figure 4. – a) Canon à neige à haute pression; b) station de pompage

6. Conclusions

Grace à la perspective d'une utilisation non limitée aux compétitions olympiques, mais qui va aussi continuer dans le futur, les ouvrages réalisés représentent une importante ressource économique pour la zone prise en examen. En effet le renforcement des installations existantes avec les structures réalisées pourra garantir à la zone une production de neige artificielle suffisante à couvrir toutes les pistes entre Cesana et Claviere. Pour la future exploitation des installations il sera indispensable de maintenir les mêmes standards de compatibilité environnementale adoptés au cours de leur réalisation.

Le recensement des captages de ces ressources hydriques a mis en évidence que leur exploitation est généralement bien au dessous des potentialités. Malgré cela, il faut souligner que, dans les zones à forte vocation touristique d'hiver, les consommations d'eau se concentrent dans les fins de semaine et dans les fêtes des mois d'hiver.

La réalisation des installations d'enneigement artificiel a aussi permis de séparer l'approvisionnement d'eau pour l'enneigement de l'eau nécessaire pour l'aqueduc. En outre, l'utilisation des bassins d'emmagasinage permet de prélever l'eau pour l'enneigement dans des périodes qui ne coïncident pas avec les jours de plus grand flux touristique.

L'opportunité offerte aux stations touristiques de la Val di Susa et Val Chisone de se pourvoir de systèmes d'enneigement artificiel ne doit pas faire oublier que la neige artificielle n'est qu'un palliatif à l'absence de neige naturelle et que sa fabrication est liée à des facteurs climatiques contraignants tout comme ceux qui conditionnent la présence de neige naturelle. En effet, pour la fabrication de la neige artificielle le mélange air/eau doit être ajusté à chaque instant en fonction du contexte thermique et de l'humidité présente (Forget, 1997). En général, les installations pour la fabrication de neige artificielle nécessitent des températures inférieures à -4°C en présence de niveaux d'humidité relative de 100% (Fратиanni, 2002). Dans les derniers quinze ans pris en examen on enregistre un accroissement important et constant des températures maximum et minimum en Val di Susa et Chisone, estimé moyennement autour de $0,6^{\circ}\text{C}$ dans la période considérée.

Les résultats obtenus de l'analyse climatique, à la lumière aussi des prévisions futures, soulignent donc la nécessité pour les stations touristiques de Val di Susa et Val Chisone d'adopter des programmes complémentaires et alternatifs à la pratique des sports de neige pour le tourisme d'hiver.

Bibliographie

Biancotti A., Destefanis E., Frатиanni S., Masciocco L., 2005: Osservazioni su pluviometria e idrologia della Valle di Susa. *Geogr. Fis. Dinam. Quat. Suppl.*, **VII**, 65-72. Frатиanni S., Motta L., 2002: *Andamento climatico in Alta Val di Susa negli anni 1990-1999*. Collana studi climatologici in Piemonte, **4**, 91 p.

Forget C., 1997: Neige de culture : un complément nécessaire. *Neige et avalanches*, **80**, 2-10.

Frاتيanni S., 2002: Une contribution au calcul des indices climatico-touristiques: une exemple dans la haute Vallée de Susa (Nord-Ouest Italie). *Publication de l'AIC (Association Internationale de Climatologie)*, Villeneuve d'Ascq, France, **14**, 319-326.

LE CLIMAT- FACTEUR FAVORABLE DANS LE DEVELOPPEMENT DES ACTIVITES TOURISTIQUES DANS LE COMPLEXE LAGUNAIRE RAZIM-SINOIE

PETRE BRETCAN¹, MARCEL OVIDIU MURARESCU¹, GICA PEHOIU¹, EDUARDT SAMOILA²

¹ Université Valahia Targoviste, str. Lt. Stancu Ion, nr. 34-36A, Targoviște, le departement de Dâmbovița, Roumanie, petrebretcan@yahoo.com

² Université Hyperion Bucharest, str. Călărași, nr. 169, Bucharest, Roumanie, samoilaeduardt@yahoo.com

Résumé: Le complexe lagunaire Razim-Sinoie, avec le Delta du Danube, représente une des plus importantes régions touristiques de Roumanie, la complexité du paysage et sa grande variété (sous l'aspect morphohydrographique, faunistique et floristique) constituant un élément d'attractivité pour les touristes à partir de la deuxième moitié du XX^e siècle. Comme le tourisme tend à devenir l'une des plus importantes activités économiques de Roumanie dans les années suivantes, et comme la hausse du nombre des touristes aura un impact sur l'environnement, les formes et les types de tourisme qui peuvent se pratiquer ici doivent tenir compte de la protection et de la conservation de la biodiversité des écosystèmes aquatiques et terrestres de cette zone géographique, qui a un équilibre fragile et facilement déstabilisable. Le nouveau statut du Delta du Danube et du complexe lagunaire Razim-Sinoie après 1990, lorsqu'il est devenu Réserve de la Biosphère, permet de pratiquer le tourisme seulement dans certaines zones, l'accès vers celles-ci étant permis seulement en suivant des trajets bien établis. Le cadre naturel offre la possibilité de pratiquer des formes de tourisme diverses, du tourisme de cure hélio-marine ou balnéaire à des formes spécialisées pour les biologistes, les botanistes, les ornithologistes ou pour pratiquer la pêche sportive ou la chasse. Le bioclimat du littoral maritime du complexe Razim-Sinoie, comme résultante des principaux éléments climatiques, par ses traits distincts, légèrement différents de ceux du littoral situé au sud du cap Midia, favorise ces activités spécialement pendant la période des mois de mai-septembre.

Mots-clé: Razim-Sinoie, climat, potentiel touristique

Abstract: The Razim-Sinoie lake complex, together with the Danube Delta, represents one of the most important tourist regions of Romania, the complexity and variety of the landscape (from a morphohydrographic, faunistic and floristic viewpoint) being a point of attraction for tourists beginning with the second half of the 20th century. As tourism tends to become one of the most important economic activities in Romania in the years to come, and as the tourist number increase has an impact on the environment, the forms and types of tourism that can be practised here must aim at the protection and conservation of the biodiversity of the aquatic and terrestrial ecosystems of this geographic area which balance is fragile and easily breakable. The new status of the Danube Delta and of the lake complex Razim-Sinoie after 1990, when it became a Biosphere Reserve, allows the practice of tourism only in certain areas, the access towards them being allowed only by means of well-established trajectories. The natural landscape gives the possibility of practicing a number of diverse forms of tourism, from the helio-marine cure to specialized forms of tourism for biologists, botanists, ornithologists or for practicing sport fishing and hunting. The marine coast bioclimate of the complex lake Razim-Sinoie, as a result of the main climatic elements, with its distinct, slightly different features than the ones of the coast south of Cape Midia, favors these activities especially during the period of the months of May-September.

Key words: Razim-Sinoie, climate, tourist potential

Introduction

Le complexe lagunaire Razim-Sinoie est situé dans le nord-ouest de la Dobroudja, au sud du Delta du Danube et sur le littoral de la Mer Noire (44°47' et 45°01' lat. N et 28°30' et 29°08' long. E), constituant la plus large étendue naturelle d'eau de Roumanie.

Avec le Delta du Danube, il représente une des plus importantes régions touristiques de Roumanie, la complexité du paysage et sa grande variété (sous l'aspect morphohydrographique, faunistique et floristique) constituant un élément d'attractivité pour les touristes à partir de la deuxième moitié du XX^e siècle.

La grande diversité d'écosystèmes et leur vulnérabilité accentuée par rapport à l'intervention anthropique impose un management dont le but majeur devrait être la conservation et la protection de la biodiversité en vue de réaliser un équilibre écologique.

Le long du temps, dès la période de l'entre-deux-guerres, il y a eu une série de chercheurs et hommes de sciences qui, par leurs études et propositions, ont essayé de promouvoir ces

principes, mettant en équilibre la valorisation des ressources naturelles très riches et la protection de cet espace tellement précieux mais en même temps tellement fragile.

Comme le complexe lagunaire Razim-Sinoie fait partie de la Réserve de la Biosphère « Le Delta du Danube », le déroulement des activités économiques de toute nature est permis seulement dans certaines zones, avec la permission et l'avis de l'Administration de la Réserve de la Biosphère « Le Delta du Danube », conformément aux lois en vigueur.

Données et méthodes

La position géographique du complexe lagunaire Razim-Sinoie dans le cadre de la Roumanie, et la grande étendue des surfaces actives représentées par des eaux lagunaires et, dans une moindre mesure, de surfaces sableuses ou couvertes de végétation hydrophile ou hygrophile, détermine les principaux paramètres climatiques et types de topoclimats rencontrés ici.

Etant situé à proximité de la mer, du delta et de la terre de Dobroudja, le complexe lagunaire Razim-Sinoie est influencé directement, du point de vue climatique, par ces environnements géographiques différents, les paramètres météorologiques spécifiques étant directement dépendants de l'action de la Mer Noire à l'est, de la terre de Dobroudja à l'ouest, et de l'air d'advection qui oscille de l'ouest à l'est ou inversement en fonction du déplacement des masses d'air.

La radiation solaire globale enregistre des valeurs élevées, comprises entre 130-135 kcal./cm², à cause de l'influence de la Mer Noire, les valeurs annuelles pouvant varier légèrement, en fonction de la nébulosité totale, respectivement de la durée de brillance du soleil.

La nébulosité totale moyenne a des valeurs basses dans la zone du littoral et des lacs (5,2 dixièmes) grâce à l'action combinée des surfaces aquatiques lagunaires et marines qui déterminent la formation des courants descendants et la dissipation des formations nuageuses.

La durée moyenne annuelle de l'insolation a des valeurs élevées qui varient entre 2500 et 2300 heures, les valeurs les plus grandes étant enregistrées au nord de Gura Portița, dans la zone du lac Coșna et des aménagements piscicoles de Periteașca et de Perișor. Les valeurs de ce paramètre baissent légèrement jusqu'à 2450 heures à Gura Portița, jusqu'à 2350 heures à l'ouest du complexe, à Istria, sur la vasière Grindul Lupilor, le cap Doloșman, le cap Iancina et l'île Popina et atteignent environ 2300 heures à Babadag au bout des lacs Toprachioui et Zebil. A la station météorologique de Jurilovca la durée de brillance du soleil est de 2325 heures. Ces valeurs varient pourtant d'un an à l'autre, ainsi, à la station de Portița pendant la période 2000-2005 les valeurs annuelles ont été comprises entre 2465,6 heures en 2000 et 2206,6 heures en 2002, alors qu'à la station de Jurilovca, dans le même intervalle, les valeurs ont varié entre 2526,9 heures en 2000 et 2254 heures en 2005. Les valeurs moyennes mensuelles du nombre d'heures de brillance du Soleil aux stations de Jurilovca et de Gura Portița sont proches, mais le plus souvent à la station météorologique de Jurilovca on enregistre un nombre plus grand d'heures de brillance du Soleil. Les valeurs les plus basses sont enregistrées aux mois d'hiver, décembre-janvier. En janvier elles peuvent atteindre même seulement 50 heures à Gura Portița, mais dès le mois de février, les valeurs augmentent graduellement jusqu'à plus de 100 heures pour les deux stations. Les valeurs maximales sont enregistrées pendant l'été, aux mois juillet-août et varient entre 280-320 heures, pouvant atteindre et même dépasser 350 heures. Au mois de septembre on enregistre fréquemment des valeurs plus élevées à la station de Gura Portița, par rapport à la station de Jurilovca, en fonction de l'an pouvant exister des valeurs plus élevées aux mois de mai et de juin. En général, le nombre d'heures de brillance du Soleil à la station de Jurilovca est plus grand qu'à Gura Portița.

Le nombre des jours à ciel serein est directement lié aux deux paramètres analysés antérieurement et a des valeurs qui haussent graduellement de l'ouest vers l'est. A la station météorologique de Jurilovca cet indicateur a la valeur de 69,4 jours, alors que le nombre des jours à ciel nuageux à la même station est de 99 jours.

La température de l'air a la valeur moyenne la plus élevée de Roumanie, les valeurs moyennes enregistrant une hausse légère du nord et de l'ouest vers la zone littorale. Ainsi, la valeur moyenne la plus élevée est enregistrée le long du littoral de la Mer Noire, 11,4 °C, et baisse légèrement à 11,2°C sur la vasière de Chituc, le cap Doloşman, Iancina, l'île Popina, et finalement l'isotherme de 11°C suit presque parallèlement l'extérieur du contour des lacs du complexe Razim-Sinoie, à l'ouest des lacs Nuntaşi, Ceamurlia, Babadag, Toprachioi, Zebil, Razimul jusqu'à Sarichioi et Agighiol. Les températures moyennes annuelles aux deux stations météorologiques ont des valeurs de 11,4°C à Gura Portiţa et 11,0°C à Jurilovca. Les températures moyennes mensuelles ont des valeurs croissantes à partir du mois de janvier, lorsqu'on enregistre la température minimale mensuelle qui a des valeurs négatives, et jusqu'au mois de juillet lorsqu'on enregistre la valeur maximale mensuelle (Fig. 1).

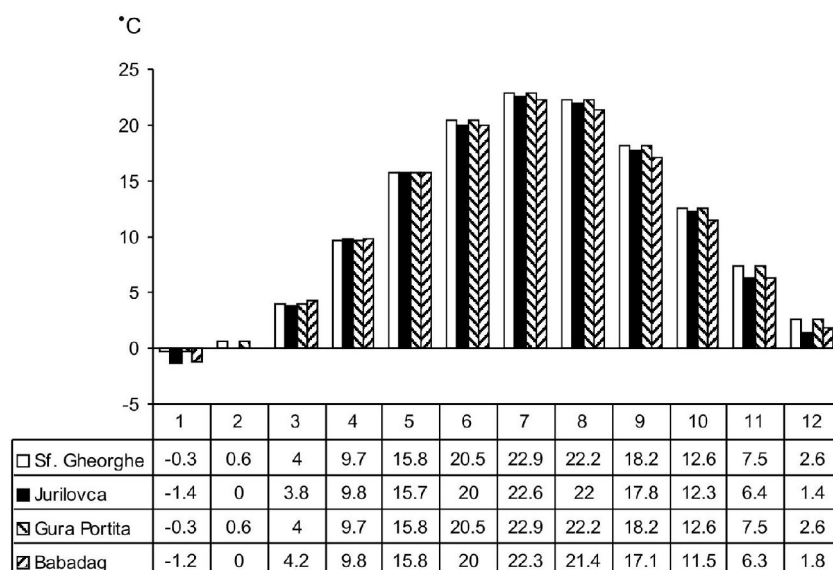


Figure 1. Valeurs mensuelles moyennes de la température de l'air dans le complexe Razim-Sinoie (Gura Portița, Jurilovca) et dans l'espace limitrophe (Babadag, Sf. Gheorghe) pendant la période 1900-1990

A cause de l'influence des surfaces aquatiques lacustres et marines étendues, *les températures moyennes du mois de janvier* ont environ 1°C de plus aux stations de Gura Portița et de Sf. Gheorghe par rapport aux stations de Jurilovca et Babadag. Dans certains ans (par exemple pendant la période 2000-2005 quand les températures moyennes annuelles ont été beaucoup plus élevées), il y a la possibilité que les températures moyennes du mois de janvier soient positives : 2,6°C en 2005 à Jurilovca, 3,3°C à Gura Portița en 2005 ou 3,1°C en 2001, avec une température maximale en janvier de 17-18°C, tandis que pendant les ans rigoureux la moyenne mensuelle atteint -8°C. Au mois de *juillet*, la température moyenne mensuelle a les valeurs les plus élevées, 22-23°C à toutes les quatre stations mentionnées antérieurement, seulement à la surface de la mer s'observant un décalage d'un mois dans l'enregistrement de la température maximale mensuelle. A cause de l'inertie thermique des masses d'eau lacustre et marine, dans la zone littorale, au printemps, les températures moyennes sont plus basses, enregistrant 1-3 °C de moins par rapport à l'intérieur de Dobroudja, alors qu'en automne le phénomène est à l'inverse.

Les températures minimales absolues enregistrées aux stations météorologiques sont de $-23,5^{\circ}\text{C}/10.01.1940$ à Jurilovca et de $-21,5^{\circ}\text{C}/12.01.1950$ à Sf. Gheorghe alors que les températures maximales absolues ont des valeurs de $38,0^{\circ}/08.07.1968$ à Jurilovca et de $36,3^{\circ}\text{C}/09.07.1968$ à Sf. Gheorghe. Bien que l'air plus chaud en dessus de la mer et des lacs rend possible le maintien des températures positives jusqu'à la moitié du mois de novembre, après cette période, dans les conditions de températures en dessous de 0°C , il peut y avoir quelques jours de gel, au sol et pour les lacs et les rivières tributaires.

Précipitations. Vu la position géographique et les influences des milieux géographiques naturels différents eau-terre, les précipitations moyennes annuelles ont des valeurs basses. Les valeurs moyennes annuelles varient entre 327,2 mm à Gura Portița, à 386,6 mm à Jurilovca et atteignent ou même dépassent légèrement 400 mm dans la zone continentale près des lacs Nuntași ou Toprachioi. Les quantités moyennes annuelles enregistrent pourtant des variations assez amples d'un an à l'autre, un rôle important dans la détermination des valeurs moyennes annuelles revenant aux pluies d'été à caractère d'averse. Pour cela, le maximum pluviométrique mensuel est établi au mois de juin, avec une moyenne de 45-55 mm, le minimum se produisant au mois de février, 18-35 mm.

Pendant la saison chaude, à cause des surfaces larges des lacs et de la présence de la mer tout près, la température de l'air en dessus des lacs est plus basse, ce qui empêche la formation des nuages de convection et conduit même à la dissipation de ceux arrivés d'autres zones.

Les quantités maximales de précipitations tombées en 24 heures reflètent le caractère d'averse de celles-ci, dépassant de beaucoup la valeur moyenne du mois pendant lequel elles ont eu lieu, les valeurs les plus élevées étant enregistrées pendant l'été et au commencement de l'automne (Fig. 2.).

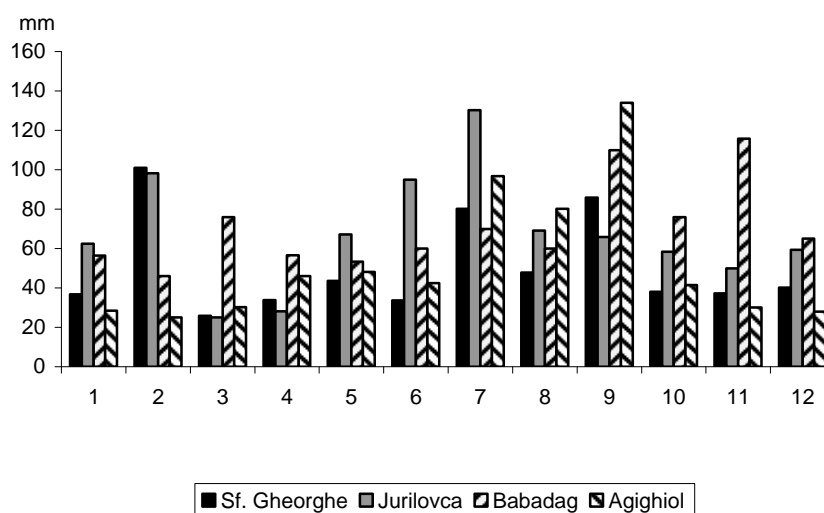


Figure 2. Quantités maximales mensuelles de précipitations tombées en 24 heures à Sf. Gheorghe, Jurilovca, Babadag et Agighiol, pendant la période 1900-1990

Résultats

Le bioclimat du littoral maritime du complexe Razim-Sinoie, comme résultante des éléments climatiques principaux, par ses traits distincts, légèrement différents de ceux du littoral situé au sud du cap Midia, favorise la pratique du tourisme, surtout pendant la période des mois de mai-septembre.

Les types de tourisme que l'on peut pratiquer dans le complexe lagunaire Razim-Sinoie sont ceux qui se rapportent au cadre naturel existant, ceux-ci offrant la possibilité de pratiquer des formes de tourisme diverses, du tourisme de cure hélio-marine ou balnéaire à des formes spécialisées pour les biologistes, les botanistes, les ornithologistes ou pour pratiquer la pêche sportive ou la chasse.

Au potentiel naturel s'ajoute le potentiel anthropique spécial, représenté par les vestiges archéologiques et les ruines des cités Histria (la ville la plus ancienne du territoire de la Roumanie, fondée pendant la deuxième moitié du VII^e siècle av. J.Ch.), Argamum (le Cap Doloşman - Jurilovca), et de la cité byzantine située sur l'île Insula Bisericuţa du Lac Razim, les traces de la cité genevoise datant des XII^e – XIV^e siècles de Enisala, en Babadag, la Mosquée Ali Gazi Pacha, le Musée (l'exposition) d'art oriental ou le Musée « La Maison Paysanne de Enisala » (Gospodăria ţărănească de la Enisala) etc.

Le nouveau statut du Delta du Danube et du complexe lagunaire Razim-Sinoie après 1990, lorsque cette zone est devenue Réserve de la Biosphère, permet de pratiquer le tourisme seulement dans certaines zones, l'accès vers celles-ci étant permis seulement en suivant des trajets bien établis..

A présent on a établi dans le cadre de la Réserve de la Biosphère « Le Delta du Danube », 9 zones touristiques, chacune avec un certain degré d'importance calculé selon son accessibilité, ses ressources touristiques, sa base technico-matérielle, son cadre naturel bien conservé, les possibilités d'aménagement de l'infrastructure et la position des aires de protection intégrale avec des zones tampon adéquates. Dans leur cadre, l'Administration de la Réserve de la Biosphère « Le Delta du Danube » approuve chaque an les trajets touristiques, ceux-ci étant d'habitude au nombre de 7, de base, numérotées à l'aide de chiffres romains (1, 2, 3, 4, 5, 6, 7) et encore 12 trajets secondaires (8 – 19).

Pour le complexe Razim-Sinoie sont approuvés 2 trajets touristiques principaux: le trajet 4 Murigiol-Portiţa et le trajet 5 Jurilovca-Portiţa et un trajet secondaire 14 Jurilovca – Cherhanaua Periboina – Cetatea Histria – Jurilovca.

La principale zone touristique du complexe Razim-Sinoie est la plage de Portiţa, fait mis en évidence aussi par les deux trajets principaux approuvés par l'Administration de la Réserve de la Biosphère « Le Delta du Danube », le nombre annuel des touristes dans cette zone dépassant légèrement, selon certaines études, 10.000-11.000, mais allant toujours croissant après l'an 2000.

Si la base touristique de Portiţa était représentée avant 1989 par un petit nombre de maisonnettes, qui ont été détruites immédiatement après, à partir de l'an 2000, ici on a mis à la disposition des touristes plus de 200 places d'hébergement dans des maisonnettes ou même des mini-hôtels, et la pression exercée sur l'environnement par les touristes qui viendront et aussi par des firmes qui désirent bâtir ici va augmenter dans l'avenir, ce qui pourrait conduire à une dégradation des écosystèmes naturels.

Conclusions

Comme le tourisme tend à devenir une des plus importantes activités économiques en Roumanie dans la période suivante et comme la hausse du nombre des touristes aura un impact sur l'environnement, les formes et types de tourisme qui peuvent être pratiqués ici doivent tenir compte de la protection et de la conservation de la biodiversité des écosystèmes aquatiques et terrestres de cette zone géographique, qui a un équilibre fragile et facilement déstabilisable.

Bibliographie

- Breţcan P., 2005 : Le Complexe lacustre Razim – Sinoie, la situation actuelle. *Annals Valahia University, Geographical series*, Tome **4-5**, Târgovişte 120-125.
- Breţcan P., 2006 : Some aspects of the presence of the complex Razim-Sinoe in History and map drawing documents. *Annals Hyperion University, Geographical series*, Tome **IV**, p 90-97.
- Gâştescu P., 1971 : *Lacurile din România* [Lacs de Roumanie]. Edit. Acad. R.S.R., Bucureşti, 372 p.
- Gâştescu P., 1993 : The Danube Delta: geographical characteristics and ecological recovery. *GeoJournal*, **29**, 1, 57-67.
- Gâştescu P., Breier Ariadna, 1976 : Le complexe lacustre Razim-Sinoe, genèse, morphométrie et régime hydrique. *Memorie della Geografica Italian - Scritti geografici in onore di Riccardo Riccardi*, Roma, 247-269.
- Gâştescu P., Ştiucă R., 2006 : *Delta Dunării –Rezervaţie a Biosferei* [Le Delta du Danube –Réserve de la Biosphère]. Edit. Dobrogea, Bucureşti, 500 p.

L'EVOLUTION DE L'INDICE DE HUGLIN : UN INDICATEUR DU RECHAUFFEMENT CLIMATIQUE EN CHAMPAGNE

BRICHE Elodie¹, BELTRANDO Gérard¹,
MADELIN Malika², QUENOL Hervé³

¹UMR 8586 du CNRS PRODIG, C.C. 7001, Université Paris VII, 75205 Paris cedex 13, elodie_b1@hotmail.com, beltrando@paris7.jussieu.fr

²UMR 5210 Centre de Recherches de Climatologie, Université de Bourgogne, Faculté des Sciences Gabriel, 21000 Dijon, malika.madelin@u-bourgogne.fr

³Laboratoire Costel, UMR 6554 LETG, Université de Rennes 2, Place du Recteur Henri Le Moal, 35132 Rennes Cedex, herve.quenol@uhb.fr

Résumé : Le vignoble champenois par sa position géographique, à la limite septentrionale de la culture de la vigne, est un espace fortement vulnérable aux variations thermiques. Les températures « actives » (au-dessus de 10°C) moyennes et maximales journalières sont prises en compte pour le calcul de l'indice de Huglin. Cet indice est utilisé afin d'évaluer les conditions héliothermiques du vignoble champenois dans le contexte du réchauffement climatique. La tendance positive de l'indice est observée sur les 23 stations de la Marne et elle confirme un réchauffement climatique aux échelles fines.

Mots-clés : vignoble champenois, indice héliothermique de Huglin, réchauffement climatique, échelles fines.

Abstract: Champagne vineyard, by its northern position, at the upper limit of wine growing conditions, is very vulnerable facing thermal variations. Active mean and maximum daily temperatures (above 10°C) are used to in a heliothermal index: the index of Huglin. This index is used in order to estimate heliothermal conditions of Champagne vineyard in a warming situation. The positive trend is observed on the 23 weather stations of Marne and this trend confirms climate warming at fine scales.

Key-word : Champagne vineyard, Huglin's heliothermal index, climate warming, fine scales.

1. Introduction

Le changement climatique engendre de multiples interrogations sur le fonctionnement des écosystèmes aux échelles locales. Ce changement a des répercussions sur le climat local et par conséquent sur de multiples secteurs économiques, tels que l'activité viticole (Jones *et al.*, 2005). Dans ce contexte, les impacts attendus d'un éventuel changement climatique posent un certain nombre de questions et l'évaluation de ces impacts, adaptée à l'échelle du terroir (échelles fines), est donc primordiale afin de mettre en place une adaptation aux modifications du climat.

En Champagne, sur la période 1965-2004, les vendanges (Fig. 1) sont plus précoces d'une vingtaine de jours (la tendance est significative pour chaque cépage) et la température moyenne journalière à Reims-Courcy a augmenté de 1,2°C (non montré). Le réseau météorologique champenois, composé de stations implantées suivant les caractéristiques topographiques du vignoble, permet d'analyser cette évolution climatique à l'échelle locale.

Les données thermiques de ce réseau sont analysées afin de savoir si, compte tenu de l'encépagement actuel (Chardonnay, Pinot noir, Pinot meunier), le vignoble peut bénéficier de conditions thermiques plus favorables dans le contexte du réchauffement climatique. Pour cela, l'évolution de l'indice héliothermique de Huglin (1978) est étudiée pour plusieurs stations représentatives de la disparité spatiale du vignoble afin de vérifier si les cépages actuels sont toujours adaptés à leur environnement climatique moyen (d'après les critères du Chardonnay définis par Huglin (1978) et de ceux de Tonietto et Carbonneau (2004) pour les types de climat).

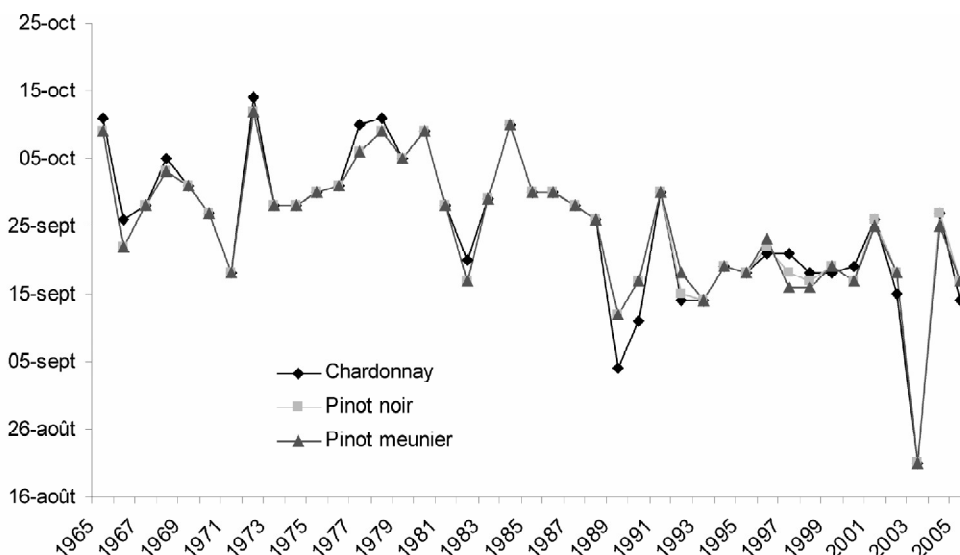


Figure 1 : Evolution de la date de départ des vendanges pour les trois cépages champenois (graphique adapté des résumés annuels des vendanges du Comité Interprofessionnel du Vin de Champagne)

2. Données et méthodes

Les données de températures journalières moyennes, maximales et minimales de 23 stations de la Marne (Fig. 2), fournies par le Comité Interprofessionnel du Vin de Champagne et Météo-France, sont utilisées afin de calculer l'indice de Huglin (1978).

L'indice de Huglin, s'exprimant en degrés-jours par an, est calculé à partir des données journalières de températures entre le 1^{er} avril et le 30 septembre (pour l'hémisphère nord) :

$$IH = \sum_{01/04}^{30/09} [(T_{mj} - 10) + (T_{xj} - 10) / 2] \cdot k$$

Où k est le coefficient de longueur de jour

T_{mj} , la température moyenne « active » journalière

T_{xj} , la température maximale « active » journalière

Cet indice prend en compte la longueur du jour par un coefficient qui varie en fonction de la latitude. Toutes les stations de la Marne sont comprises entre 48°01 et 50° latitude nord ; le coefficient adéquat est, d'après Huglin (1978), de 1,06.

L'indice de Huglin est calculé en ne tenant compte que des températures « actives » moyennes et maximales journalières, c'est-à-dire des dates où ces températures sont supérieures à 10°C. Ce seuil de 10°C est utilisé conventionnellement comme seuil de végétation. De plus, les sommes de températures « actives » sont calculées en retranchant ce seuil thermique (Huglin, 1986). Contrairement aux autres indices bioclimatiques classiques de Branas et de Winkler, la température maximale est ici prise en compte afin de mettre en évidence les heures de conditions favorables à la photosynthèse (Huglin, 1978). Ce calcul tient donc compte des conditions physiologiques de la vigne et des sommes thermiques nécessaires à son développement.

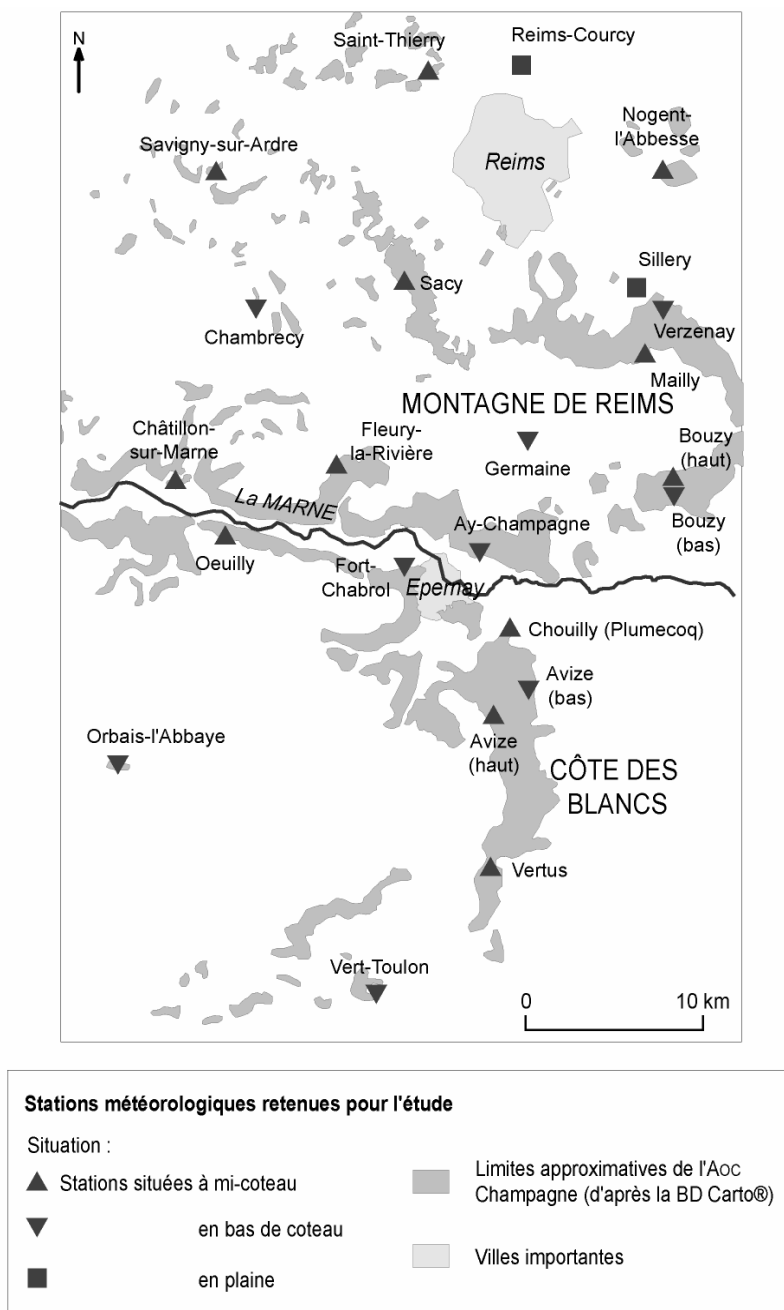


Figure 2 : Carte des stations de la Marne (d'après Madelin, 2004)

3. Résultats

3.1. Evolution de l'indice de Huglin

3.1.1. Une tendance croissante dans le vignoble de la Marne

L'indice de Huglin est calculé sur les cinq séries de données les plus longues en considérant les chroniques complètes (stations manuelles puis automatiques). Les données sont disponibles pour les stations : Reims-Courcy (1959-2006), Avize-bas (1976-2006), Bouzy-haut (1981-2006), Chambrecy (1976-2006), Fort-Chabrol (1961-2006). Ces longues séries de données montrent une tendance positive significative de l'indice de Huglin sans rupture au moment du passage aux données automatiques (non montré).

Pour les 23 stations du vignoble de la Marne incluant les cinq stations précédentes, l'indice évolue de manière croissante et similaire de 1993 à 2006 (période qui correspond aux données

automatiques pour toutes les stations). Mais compte tenu de la faible longueur des séries de données automatiques, cinq d'entre elles seulement présentent une hausse statistiquement significative à 5 % : Reims-Courcy, Nogent-l'Abbesse, Chambrecy, Oeuilly et Avize-bas.

3.1.2. L'indice de Huglin, marqueur de la disparité spatiale du vignoble ?

Trois stations automatiques du vignoble de la Marne implantées la même année sont choisies afin de déterminer si l'indice de Huglin varie selon les conditions locales, en particulier topographiques, de la station (Fig. 3). Ces trois stations ont ainsi une exposition, une altitude et une position différentes sur le coteau : Chambrecy est située en cuvette (125m), Fort-Chabrol (85m) en bas de coteau, orientée à l'est et Oeuilly (150m) à mi-coteau, orientée au nord. L'allure générale des courbes met en évidence une évolution similaire et croissante pour les trois stations. La station de Chambrecy, par sa situation en cuvette, présente les indices les plus faibles et apparaît comme la station la plus froide tandis que la station de Fort-Chabrol (Epernay), la plus chaude, a les indices les plus élevés.

Ces valeurs en degrés-jours permettent de constater d'une part que le « type » de climat viticole (d'après Tonietto & Carbonneau, 2004) varie selon la position sur le coteau et l'exposition de la station ; d'autre part, que les stations évoluent vers un type de climat plus chaud.

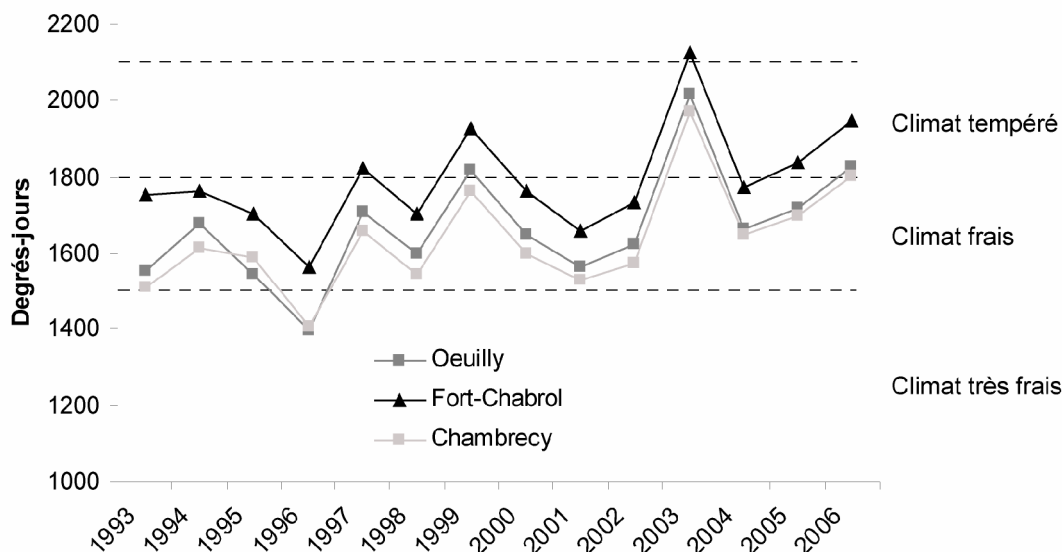


Figure 3 : Evolution de l'indice de Huglin, calculé à partir de données issues du réseau automatique pour trois stations du vignoble (Données CIVC)

3.2. Des cépages toujours adaptés ?

D'après la classification établie par Tonietto et Carbonneau (2004), le climat champenois a évolué en trois décennies d'un climat « très frais » vers un climat « frais », atteignant même la classe climat « tempéré » en 2003 (Fig. 3).

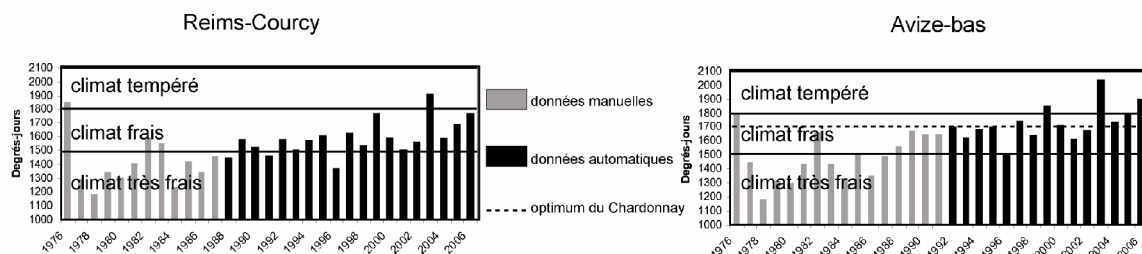


Figure 3 : Evolution du climat à Reims-Courcy et à Avize-bas depuis 1976 (classement des climats établi par Tonietto & Carbonneau, 2004 ; graphes adaptés d'après Seguin, 2004)

La station Avize bas (Côte des Blancs) se situe en zone de culture du Chardonnay. Selon Huglin (1978), l'optimum de l'indice bioclimatique pour ce cépage est de 1700 degrés-jours. Depuis 1976, le cépage évolue donc dans un environnement climatique de plus en plus optimal (Fig. 3). Pour le moment, le réchauffement profite aux récoltes en apportant plus de vigueur aux vignes comme le constate les agronomes du CIVC. Les sommes thermiques accumulées par la plante augmentent et de ce fait des changements sont observés dans les profils de grappes.

4. Conclusion

L'indice de Huglin confirme le réchauffement climatique à l'échelle du vignoble de la Marne en Champagne. Une tendance positive de cet indice est observée sur toutes les séries de données (manuelles et automatiques) de la fin du XXème au début du XXIème siècle. Cet indice héliothermique permet de constater que les cépages champenois, en particulier le Chardonnay, sont dans des conditions climatiques plus optimales que dans les années 1970. Cependant, ce cépage est connu pour sa grande « plasticité écologique » et des observations plus précises sur la qualité des cépages lors du dépassement de l'optimum de Huglin devront être effectuées notamment pour le Pinot noir et pour le Pinot meunier. Le réchauffement profite pour l'instant au vignoble champenois situé dans une position géographique limite pour la culture de la vigne : une meilleure vigueur de la vigne est constatée par les vignerons depuis le réchauffement. L'indice de Huglin s'avère être un bon indicateur et corrobore le réchauffement climatique aux échelles fines.

Bibliographie

- HUGLIN P., 1978 : Nouveau mode d'évaluation des possibilités héliothermiques d'un milieu viticole, *C.R. Acad. Agric.*, p. 1117-1126.
- HUGLIN P., 1986 : *Biologie et écologie de la vigne*, Paris, Editions Payot Lausanne, TEC et DOC, 371p.
- JONES G.V., DUCHENE E., TOMASI D., YUSTE J., BRASLAVSKA O., SCHULTZ H., MARTINEZ C., BOSO S., LANGELLIER F., PERRUHOT C., GUIMBERTEAU G., 2005: Changes in European winegrape phenology and relationships with climate, *GESCO*.
- JONES G.-V., WHITE M., COOPER O., STORCHMANN K., 2005: Climate change and global wine quality, *Climatic Change*, **73**, 319-343.
- MADÉLIN M., 2004 : *L'aléa gélif printanier dans le vignoble marnais en Champagne : modélisation spatiale aux échelles fines des températures minimales et des écoulements de l'air*, Thèse de doctorat de l'université Paris 7, 353p.
- TONIETTO J., CARBONNEAU A., 2004, A multicriteria climatic classification system for grape-growing regions worldwide, *Agricultural and Forest Meteorology*, **124**, 81-97.
- SEGUIN B., 2004 : Le réchauffement climatique récent en France : impact et conséquence sur la culture des arbres fruitiers et de la vigne, Lettre n°16 *PIGB-PMRC*.

Remerciements

Les auteurs remercient D. MONCOMBLE et F. LANGELLIER (Comité Interprofessionnel du Vin de Champagne) pour l'obtention des données climatiques.

ACTIVITE DE CROISIERE ET QUALITE DE L'AIR D'UNE VILLE PORTUAIRE MEDITERRANEENNE

S. BRIDIER, O. DUBUQUOY, R. GUILLON, B. PAUC

Institut de géographie, UMR 6012 ESPACE,

29 Av. R. Schuman,

13621 Aix en Provence, France

Tel : 0033(0)442953854

sbridier@up.univ-aix.fr, dubuquoy@gmail.com, r.guillon@free.fr, Benjamin.Pauc@etu.univ-provence.fr

Résumé : *Cette étude propose une analyse pluridisciplinaire de la pollution portuaire et de sa distribution dans les quartiers proches des terminaux de croisières et de traversées. 5 axes de recherches sont retenus pour analyser la pollution : la source, la climatologie, le site, la perception et la mesure. Chaque axe fait l'objet de méthodes particulières destinées à combiner les différentes informations pour comprendre l'enjeu de l'impact d'une activité économique en plein essor sur la qualité de l'air de Marseille.*

Mots clés : *Tourisme de croisière, Perception, Qualité de l'air, Aérologie.*

Summary: *This study proposes a multi-field analysis of harbour pollution and its distribution in the districts close to the terminals of cruises and crossings. 5 research orientations are retained to analyze pollution: the source, climatology, the site, perception and measurement. Each axis is the subject of particular methods intended to combine various information to include/understand the impact of stakes of an economic activity into full rise on the air quality of Marseilles.*

Key words: *Cruising, Perception, Air Quality, Aerology.*

L'activité de croisière et de traversée génère un trafic croissant au niveau des villes portuaires (notamment en méditerranée). Les gaz d'échappement des navires entrant, sortant et stationnant à quai sont rejetés et contribuent pour une part importante à la pollution atmosphérique de ces villes. Selon le CARB (Commission des Ressources Atmosphériques de la Californie), le smog attribuable aux navires marchands représentera 20 à 25 % de la pollution totale à Los Angeles en 2020. Dans le cadre des accords nationaux, européens et internationaux (convention MARPOL) sur la protection de l'environnement, les autorités des installations portuaires doivent prendre des engagements afin de réduire les émissions de plusieurs types de polluants atmosphériques.

La problématique est de comprendre comment la pollution atmosphérique liée au trafic maritime s'inscrit dans l'espace d'une ville portuaire (ici Marseille), de voir comment ce phénomène peut être quantifié et modélisé, et de déterminer la perception de la population concernant cette dégradation chronique de la qualité de l'air. Le phénomène est abordé par 5 entrées différentes : la source de pollution constituée par le trafic portuaire, plus spécifiquement lié aux croisières et aux traversées, les situations météorologiques qui conditionnent le brassage ou la stagnation des polluants, le site dont on modélise la morphologie pour y rechercher la structure de la circulation de l'air au niveau du sol, la perception du phénomène par la population des quartiers limitrophes, enfin la mesure pour valider la modélisation et la perception.

1 Méthode et données

Les méthodes mises en œuvre sont destinées à collecter, analyser et exploiter l'information géographique relative à l'activité portuaire de croisière et de traversée, à la climatologie locale suivant des échelles emboîtées, à la modélisation numérique de l'espace urbain, à l'enquête de terrain sur la perception de la pollution par la population, et aux mesures météorologiques et de polluants. Il s'agit donc d'un travail pluridisciplinaire nécessitant une combinaison, et non une simple juxtaposition, de savoirs et de techniques susceptibles de répondre à une problématique complexe.

1.1 Source de la pollution

L'activité portuaire liée aux croisières et aux traversées est analysée aux travers de données mises à disposition par le Port Autonome de Marseille (PAM). Les autres sources potentielles de polluants (essentiellement le trafic routier) sont cartographiées et estimées à partir d'un cadastre d'émission.

1.2 Climatologie du site

Marseille est une ville portuaire sous l'influence d'un climat méditerranéen, avec une ventilation très régulière assurée par un vent dominant de nord ouest (le Mistral) (Fig. 1).

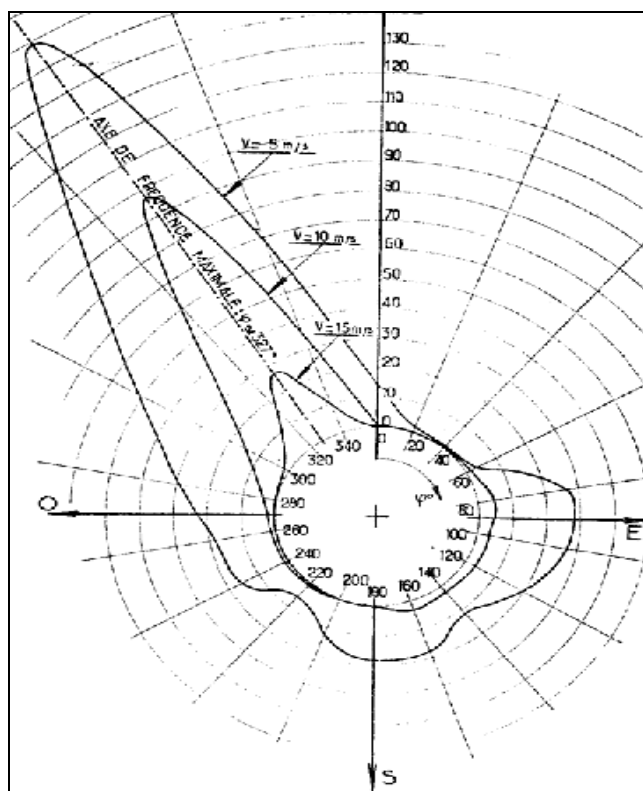


Figure 1 : Fréquence de vitesses de vent à la station de Marignane (d'après A. Guyot)

Ces conditions météorologiques très fréquentes (1 jour sur 3 en moyenne sur l'année) semblent limiter la dégradation de la qualité de l'air. Cependant des épisodes de stabilité atmosphérique favorisent régulièrement l'augmentation des taux de polluants (notamment les polluants secondaires d'origine photochimique). Dans un cas comme dans l'autre, l'injection, dans la couche limite de la ville, des gaz d'échappement provenant des navires, contribue à dégrader la qualité de l'air soit par diffusion du panache dans le sens du vent dominant, soit par la stagnation plus localisée des rejets. La combinaison du vent dominant et de la position des terminaux met l'ensemble des arrondissements nord et est sous l'effet du panache. Lors des conditions atmosphériques stables les quartiers limitrophes sont les plus directement concernés. Cependant les travaux réalisés dans le cadre du programme ESCOMPTE (Durand et Cros, 2004) ont mis en évidence le système de brises thermiques inscrit dans le relief naturel susceptible de transporter les polluants au delà des secteurs les plus proches des sources.

1.3 Le site

Une bonne connaissance du site est nécessaire pour comprendre la manière dont la

pollution produite va se répartir dans l'espace. L'analyse se base sur une modélisation numérique du relief et du bâti pour pouvoir estimer la distribution des brises thermiques susceptibles de transporter les polluants produits par les navires de croisières et de traversées.

1.4 Enquête sur la perception de la pollution

L'évaluation auprès de la population des quartiers limitrophes de la perception de la pollution atmosphérique et de l'image en terme de pollution du Port Autonome de Marseille, se sont faites par une enquête avec un plan d'observation transversal permettant de faire un état des lieux d'un groupe spécifique à un moment donné. Le questionnaire préliminaire porte sur 20 personnes localisées en 20 points distincts dans les quartiers limitrophes à la façade maritime.

1.5 Mesures météorologique et de la pollution

Les mesures météorologiques concernent principalement la vitesse et la direction du vent durant les épisodes favorisant la mise en place des systèmes de brises thermiques. Ces mesures sont réalisées avec un anémomètre et une girouette de manière itinérante pour réaliser un premier cliché de l'aérodologie locale. Un ensemble de stations automatiques sera implanté sur des sites fixes pour réaliser un suivi continu.

L'observation des polluants permet de confronter la modélisation ainsi que la perception de la population à la réalité d'un phénomène atmosphérique quantifiable. Le réseau de mesures de l'association de surveillance de la qualité de l'air Airmaraix permet de connaître le taux de polluants sur 11 points de mesures répartis sur l'ensemble de la commune. La densité de ce réseau n'est pas suffisante pour discriminer précisément les taux de polluants au sein du site expérimental. D'autres observations ponctuelles ont été réalisées à l'aide de filtres à particules pour estimer plus précisément la distribution des poussières PM10 à l'échelle de l'îlot.

Une analyse géochimique de l'isotope du plomb est prévue dans un volet ultérieur pour discriminer la provenance des particules recueillies.

2 Résultats

2.1 Distribution spatio-temporelle de la pollution

Le nombre d'escales de ferrys assurant les lignes régulières de traversées de voyageurs est de 2042/an, soit 5 à 6 escales par jour au niveau du terminal ferry, et 240 escales de croisières par an au niveau du môle Gourret (poste 186, poste 162, poste 163, postes 2 /3 et MPCC), du J4 (poste 95), et du terminal du Cap Janet. Le terminal ferry est situé à 1000 m du Vieux-Port, aux abords de quartiers populaires peuplés et en cours de reconversion (projet EuroMéditerranée). Le terminal croisière est plus éloigné du centre, mais il est très proche de l'habitat collectif des quartiers Nord (Fig. 2).

Les rejets quotidiens de gaz polluants d'un navire à quai sont estimés à l'équivalent de 12000 véhicules/jour. La présence des ferrys et navires traversiers contribuent donc à 60 à 72000/jour véhicules supplémentaires dans la production de polluants atmosphériques. Ces chiffres sont à pondérer par la durée réelle de l'escale (par exemple 12 h pour les navires de Corsica Ferries). Ces navires sont stationnés dans des secteurs très proches du centre ville, notamment le terminal des ferrys qui est desservi par la station de métro et de tramway Joliette. Cette proximité spatiale ajoute un flux de polluants comparable à celui des autoroutes urbaines (autoroute nord et autoroute littorale) en contact direct avec la population.

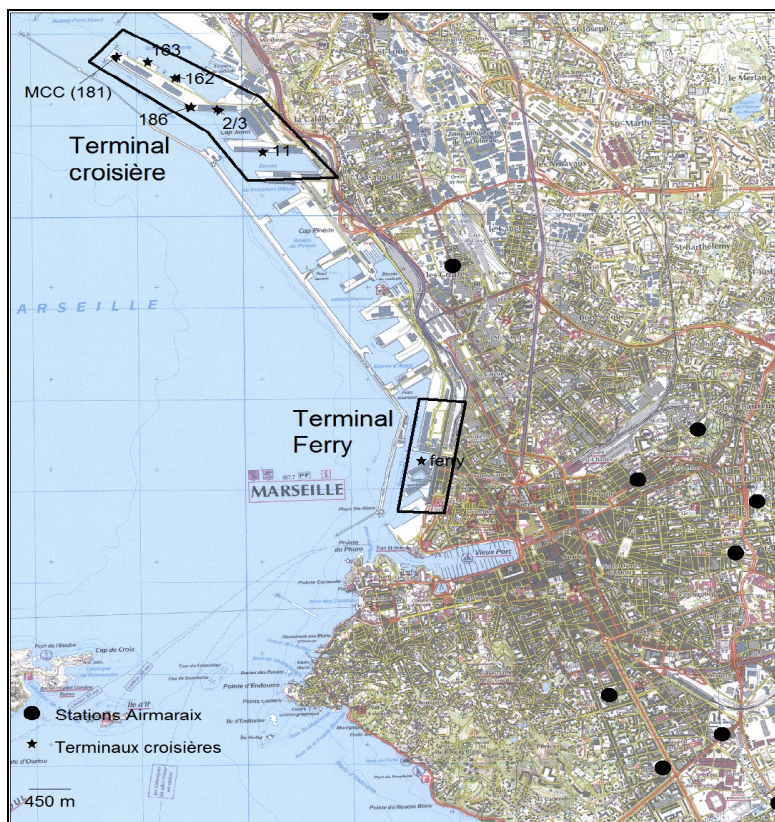


Figure 2 : Localisation des stations Airmarax et des terminaux croisières et traversées

2.2 Modélisation et analyse du site

L'analyse se fait à deux échelles : l'une topo-climatique pour l'ensemble du cirque naturel fermé par la chaîne de l'Etoile, le Garlaban et la chaîne de Marseillevyre ; l'autre microclimatique pour les quartiers limitrophes au terminal ferry.

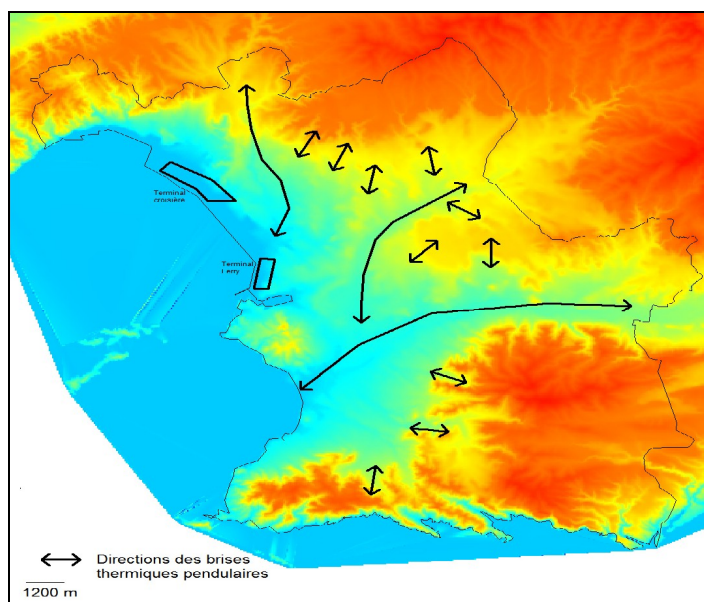


Figure 3 : Modèle Numérique de Terrain du site et distribution théorique des brises thermiques

L'analyse du relief, à l'échelle topo-climatique, est réalisée à partir des données de la BD Alti de l'IGN, présentant une résolution horizontale de 50 m. La forme de cirque et le système de drainage naturel constitué de 3 cours d'eau (Aygaldes, Jarret et Huveaune) (Fig. 3) favorise un déplacement pendulaire des brises thermiques durant les épisodes radiatifs

caractérisés par un vent faible ou nul et un ciel dégagé. Ce système de brises est capable de transporter en profondeur la pollution produite au niveau de la façade maritime durant la journée, puis de la ramener vers la côte durant la nuit. Il s'en suit une augmentation progressive des taux de polluant durant toute la période de stabilité atmosphérique.

L'analyse du relief et du bâti des quartiers limitrophes, à l'échelle microclimatique, met en évidence des déplacements plus localisés en fonction de la microtopographie et de la distribution des températures dans le réseau de rues suivant leur exposition au soleil.

L'ensemble permet de présenter une étude aérologique du site en général, et des quartiers limitrophes en particulier, permettant de comprendre comment les polluants produits localement seront transportés et diffusés dans la ville. Les mesures de validation sont réalisées sur le terrain durant les situations favorables pour déterminer la distribution du système de brises thermiques à l'aide de girouette, d'anémomètre et de marqueurs visuels.

2.3 Perception par la population

Les 20 points d'enquête sont distribués dans l'espace afin de couvrir des quartiers proches et éloignés, dans différents types d'environnement (Fig. 4). Les résultats du questionnaire indiquent que la population marseillaise est consciente de la présence de polluants dans l'air, puisque 80% des personnes interrogées disent ressentir au moins une fois par mois la pollution atmosphérique à Marseille, et 60% pensent que la ville est fortement touchée par ce problème. Cependant, seul 9.8% des personnes interrogées estiment que le terme « pollution » est un de ceux qui permet de définir la représentation qu'ils se font du Port Autonome de Marseille. Ce résultat est toutefois plus élevé chez les personnes vivant dans les quartiers les plus proches du port (dans les 2^{ème}, 3^{ème} et une partie du 15^{ème} arrondissements), puisque 12.5% d'entre eux estiment que la pollution est un élément important de la représentation qu'ils ont du port, contre 8.6% chez les personnes vivant dans des quartiers plus éloignés. De plus, les personnes vivant les quartiers les plus proche du port semblent être proportionnellement plus nombreux à percevoir la pollution atmosphérique que ceux habitant dans des quartiers plus éloignés. En effet, 87.5% des personnes interrogées vivant dans des quartiers proche du port disent ressentir la pollution de l'air au moins deux fois par mois, contre 69.2% des personnes interrogées résidant dans des quartiers plus éloignés. Alors que la plupart des personnes interrogées pense que la ville de Marseille est fortement touchée par la pollution atmosphérique, seul 30% disent parfois se renseigner sur la qualité de l'air de la ville (42.85% par les journaux, 14.3% par la radio, 42.85% par la télévision).

Bien que la majorité des personnes constituant l'échantillon perçoit régulièrement la pollution atmosphérique de la ville et la définit comme étant importante, pour la plupart le rejet de polluants dans l'atmosphère n'entre pas dans la représentation qu'ils ont du Port Autonome de Marseille. Toutefois, les personnes vivant le plus près du port semblent être plus sensibles à la réalité de la contribution de l'activité portuaire à la pollution atmosphérique de la ville de Marseille.

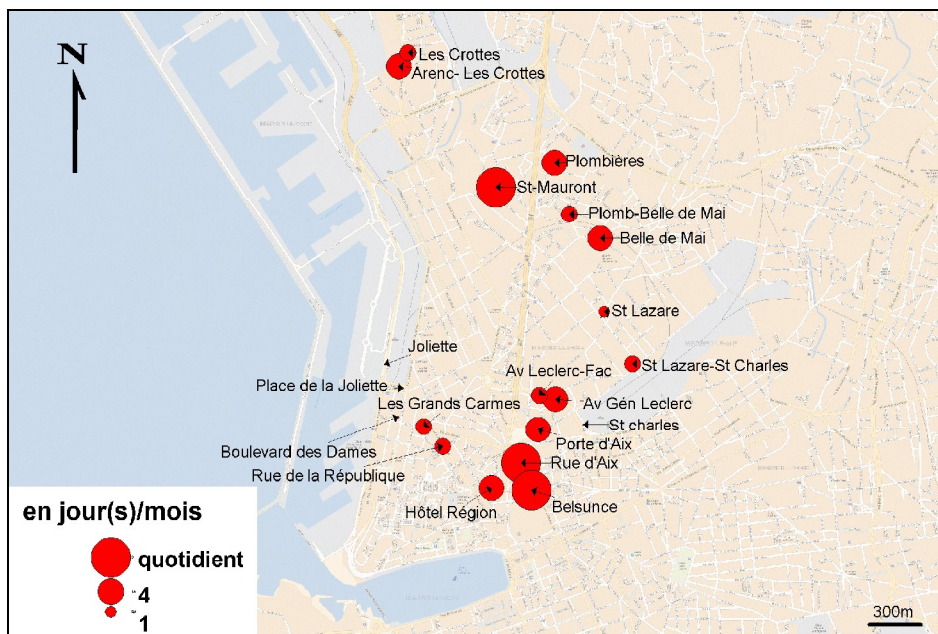


Figure 4 : distribution des points d'enquêtes dans les quartiers limitrophes

2.4 Analyse des mesures

Les mesures météorologiques confirment la distribution des brises thermiques durant les conditions radiatives. Il reste à implanter des capteurs fixes pour enregistrer les données en continu et déterminer des roses des vents locales suivant les différents types de temps et mettre ces informations en relation avec l'implantation et le débit des sources de polluants.

Les mesures de pollution sont en cours de réalisation et seront présentées lors du colloque.

Conclusion

La connaissance plus précise de la distribution de la pollution d'origine portuaire est un élément pour argumenter sur la mise en place de moyens destinés à réduire les émissions de polluants dans les installations du PAM. La pollution portuaire est aujourd'hui prise en considération aussi bien dans les ports américains et canadiens que dans les installations scandinaves. Des mesures ont été prises dans le port de Göteborg (Suède) afin de limiter les rejets des navires à quai (diminution annuelle de 80 t de NO, 60 t de SO₂ et 2 t de particules), qui ont maintenant l'obligation de stopper leur moteur et sont alimentés par le port en énergie, financée par la production d'éoliennes installées sur le port. Des mesures identiques sont en cours de mise en œuvre dans les ports californiens selon les directives prises dans le cadre de la convention MARPOL.

Bibliographie

P. Durand, B. Cros, 2004, Une expérience d'étude de la pollution à l'échelle régionale: le programme ESCOMPTE *La Météorologie* **44**, p.16-27.

LES SEQUENCES PLUVIEUSES CARACTERISTIQUES DANS L'ORGANISATION DE LA SAISON DES PLUIES A L'EXTRÊME- NORD DU CAMEROUN

BRING Christophe

Département de Géographie
Faculté des arts, Lettres et Sciences Humaines
Université de Ngaoundéré B.P. 454
CAMEROUN
Tel : (237)9869354
Email : bringchristophe@yahoo.fr

Résumé : Dans le but de mieux planifier les activités récréatives de plein air et les loisirs, nous avons entrepris d'étudier l'organisation des séquences sèches et des séquences pluvieuses dans l'Extrême-Nord du Cameroun. En effet, du fait de sa situation dans une zone climatique tropicale relativement sèche, cette région offre de prime abord de meilleures conditions pour le tourisme. Mais la sécheresse de l'air et la chaleur sont très souvent des éléments prohibitifs. En revanche les pluies dans cette région qui est l'une des plus chaudes du Cameroun peuvent se révéler salutaires pour le tourisme et les activités récréatives de plein air en ce qu'elles rafraîchissent l'air dans un contexte torride.

Une analyse fréquentielle des pluies journalières dans la zone d'étude indique que l'essentiel des événements pluvieux de la saison peut se résumer à quelques abats importants, ou alors s'étaler sur tous les mois de la saison des pluies. De fait, les pluies isolées (1 jour) sont celles qui contribuent le plus au total annuel des stations étudiées. Par ailleurs, la distribution des pluies le long de la saison montre que les cumuls pluvieux atteignent la moitié des totaux annuels au mois de juillet. Le mois d'août enregistre plus de la moitié des pluies annuelles. En regroupant les séquences pluvieuses en somme de pluies journalières caractéristiques, il se dégage que les pluies d'au moins 20mm/jour sont les plus récurrentes avec des préférences d'occurrence durant les mois de pleine saison de pluie (juillet, août, septembre). On en déduit que la période de juin à septembre est malgré l'occurrence des précipitations la meilleure période touristique pour les personnes qui n'aiment pas la chaleur suffocante des autres périodes de l'année dans la région.

Mots-clés : Distribution des pluies, phases humides, cumuls pluvieux.

Abstract : With an aim of better planning the entertaining activities of full air and the leisures, we undertook to study the organization of the dry sequences and the rainy sequences in the Extreme-North of Cameroun. Indeed, because of its situation in a tropical climatic zone relatively dry, this area first of all offers better conditions for tourism. But the dryness of the air and heat are very often prohibitory elements. On the other hand the rains in this area which is one of hottest of Cameroun can appear salutary for tourism and the entertaining activities of full air in what they refresh the air in a torrid context. A frequential analysis of the rains day labourers in the zone of study indicates that the main part of the rainy events of the season can be summarized with some important offals, or then to be spread out over every month of the rain season. In fact, the insulated rains (1 day) are those which mostly contributet to the whole annual of the studied stations. In addition, the distribution of the rains along the season shows that the rainy office pluralities reach half of the annual totals in July. August records half more of the annual rains. By gathering the rainy sequences all in all characteristic rains day labourers, it is released that the rains of at least 20mm/day are recurring with preferences of occurrence lasting the months of high season of rain (July, August, September). One deduces from it that the period from June to September is in spite of the occurrence of precipitations the best tourist period for the people who do not like the suffocating heat of the other periods of the year in the area.

Key words: Distribution of the rains, phases wet, rainy office pluralities

1. Introduction

Les plaines du Nord-Cameroun, enregistrent de fréquentes instabilités pluviométriques qui désorganisent la vie rurale dans de nombreux terroirs. Cependant, cette contrainte peut avoir des applications en rapport avec les activités récréatives et les loisirs de plein air. En effet, l'analyse des interruptions des pluies ou alors des phases humides caractéristiques le long de la saison des pluies peut permettre autant de planifier ces activités que de profiter de l'état de l'humidité qui peut contribuer à rafraîchir l'air.

Ces séquences sèches/pluvieuses sont des jours consécutifs avec ou sans pluie. Le comportement de la saison des pluies est alors étudié ici à travers l'analyse de ces séquences sèches/pluvieuses dans le but de saisir la logique d'organisation de la saison humide. Ces séquences peuvent apparaître plusieurs fois de manière régulière ou pas. Lorsque cette apparition est répétitive, nous l'a désignons par le terme de fréquence. Quand ces événements

se succèdent sur un certain nombre de jours, on dit alors qu'il y a un effet de persistance. Il s'agit alors de caractériser cette persistance afin de voir si elle obéit à une logique d'occurrence.

Pour comprendre la logique d'organisation de ces séquences, nous partons de l'hypothèse que les démarrages des saisons des pluies sont irréguliers et que au cours de la saison, les interruptions des pluies sont fréquentes et longues.

Les données de base de l'étude proviennent de quelques stations de la zone exposée à ces contraintes et choisies en fonction de la qualité de leurs archives. Il s'agit des stations de Kalfou, Mindif, Waza, Mogodé, Moulvoudaye, Mora, Doukoula, Mousgoye, et de Guider. Elles sont complétées par les données de même profil, issues d'autres stations environnantes. Ce sont des données journalières rangées par décade sur la période 1985-1992 soit entre 1000 et 1500 jours d'observation pour certaines, et pour les autres, elles s'étendent entre 1989 et 1998.

Pour la vérification de l'hypothèse, la méthodologie adoptée repose d'abord sur la détermination du nombre de jours pluvieux consécutifs en indiquant le nombre de fois qu'un jour, 2 jours, 3 jours ou 4 jours de pluie soient suivis de 2, 3, 4 jours ou plus sans pluie. Ensuite, il est calculé l'intensité des séquences à l'intérieur de la saison pluvieuse en mettant en exergue le nombre de jours consécutifs sans pluie. Ces probabilités inspirées du modèle de la chaîne de Markov d'ordre 1, sont déterminées par les termes suivants : probabilité d'un jour sec $P_s = T_s / (T_s + T_h)$; probabilité d'un jour pluvieux $P_h = T_h / (T_s + T_h)$, avec T_s durée moyenne des épisodes secs, et T_h durée moyenne des épisodes pluvieux.

Les résultats sont présentés et analysés de la manière suivante : détermination des probabilités d'apparition des événements afin de comprendre leur fréquence et leur préférence d'apparition, puis, appréciation de l'effet de persistance de jours consécutifs secs ou pluvieux qui permet de dégager les probabilités de lien entre l'état (sec ou pluvieux) d'un jour et l'état du jour suivant.

2. Analyse des résultats

2.1. Les événements caractéristiques des séquences pluvieuses

La caractéristique essentielle de la saison pluvieuse est la fréquence des pluies isolées (pluie d'un jour suivi d'un certain nombre de jours secs). Elles sont régulièrement observées sur les stations étudiées. Les pluies de 2 jours sont aussi observées mais avec une fréquence moindre. Les phases successives de pluie se limitent ainsi à 2 jours en général. Les événements pluvieux de 3 et 4 jours consécutifs sont quasiment absents de cette distribution. Leur apparition constitue donc un phénomène exceptionnel.

Tableau 1. Séquences du nombre moyen d'un jour de pluie suivi de jours secs

		<i>Kalfou</i>	<i>Mindif</i>	<i>Waza</i>	<i>Mogodé</i>	<i>Moulvouday</i>	<i>Mora</i>	<i>Guider</i>
Jours suivants secs	<i>2 jours</i>	18	19	13	20	21	15	16
	<i>3 jours</i>	16	13	9	13	13	11	9
	<i>4 jours</i>	12	10	7	10	9	9	6
	<i>5 jours</i>	10	8	5	9	7	8	4
	<i>6 jours</i>	7	6	4	8	5	5	2
	<i>7 jours</i>	6	4	3	6	4	5	2
	<i>8 jours</i>	5	3	3	5	3	4	2
	<i>9 jours</i>	4	3	2	3	2	3	2
	<i>10 jours</i>	3	3	2	3	2	3	1

En moyenne, les pluies d'un jour suivi de 2 ou 3 jours secs sont majoritaires ; en effet, si une pluie intervient, il y a de fortes chances que les deux ou trois jours suivants soient sans pluie. Quelques fois, les séquences de 2 jours consécutifs de pluie sont observées ; elles sont, elles aussi espacées de préférence de 2 à 3 jours secs.

L'organisation de ces séquences varie suivant les mois. Les pluies isolées suivies de 2 jours secs sont les plus récurrentes tout le long de la saison des pluies ; leur fréquence moyenne est de 5 pluies dans le mois.

Tableau 2. Séquences du nombre moyen de deux jours de pluie suivis de jours secs

		<i>Kalfou</i>	<i>Mindif</i>	<i>Waza</i>	<i>Mogodé</i>	<i>Moulvoudaye</i>	<i>Mora</i>	<i>Guider</i>
Jours suivants secs	<i>2 jours</i>	4	4	6	6	4	4	4
	<i>3 jours</i>	3	3	4	3	2	2	2
	<i>4 jours</i>	2	2	3	2	1	2	2
	<i>5 jours</i>	2	1	2	2	0	2	2
	<i>6 jours</i>	1	1	1	1	0	1	0
	<i>7 jours</i>	0	1	1	1	0	1	0
	<i>8 jours</i>	0	1	1	1	0	1	0
	<i>9 jours</i>	0	0	0	0	0	1	0
	<i>10 jours</i>	0	0	0	0	0	1	0

Pour l'ensemble des observations, les mois de juin, de juillet et d'août sont ceux qui enregistrent le plus de pluies isolées. Elles constituent l'essentiel des précipitations. On observe par ailleurs que les événements de 2 jours de pluie suivis de 8, 9 ou 10 jours secs se manifestent aussi dans les mêmes stations avec une relative rareté (Tableau 2).

Les pluies isolées peuvent intervenir dans l'ensemble à n'importe quel mois de l'année ; mais on les observe surtout en début et en fin de saison pluvieuse ; leur apparition à ces périodes de la saison des pluies perturbe le démarrage et l'arrêt des pluies. Ce qui est important à souligner ici, c'est le fait que les pluies isolées sont régulièrement encadrées par des jours secs pouvant aller de 2 à 8 jours. La fréquence moyenne d'un jour de pluie suivi de 8, 9, 10 jours secs montre que les mois d'avril-mai et septembre-octobre sont ceux qui émergent de la distribution. Elle est mise en exergue par les localités Mora, Mogodé et Moulvoudaye (Tableau 3).

Tableau 3. Fréquence moyenne d'un jour de pluie suivi de 8, 9, 10 jours secs (1985-1992)

	<i>A</i>	<i>M</i>	<i>J</i>	<i>J'</i>	<i>A</i>	<i>S</i>	<i>O</i>
<i>Mora</i>	16.2%	33.8%	0	0	0	33.8%	16.2%
<i>Mogodé</i>	20%	0	0	0	0	0	80%
<i>Moulvoudaye</i>	20%	40%	0	0	0	0	40%

L'analyse des séquences exige également la connaissance des différentes probabilités de leur apparition au cours de l'année. Cela nous permettra d'apprécier l'effet de persistance de jours consécutifs secs ou pluvieux.

2.2. La persistance de l'humidité ou de la sécheresse par expression des probabilités

Ce paragraphe qui cherche à renforcer la logique d'organisation des séquences vise à tester les probabilités d'occurrence sèche et humide ; le modèle va s'appuyer sur les stations étudiées. Les valeurs des probabilités d'apparition d'un jour sec **Ps** et d'un jour pluvieux **Ph** pour ces stations sont résumées dans le tableau suivant :

Tableau 4. Probabilités d'apparition d'un jour sec et d'un jour pluvieux

	<i>Kalfou</i>	<i>Mindif</i>	<i>Waza</i>	<i>Mogodé</i>	<i>Moulvouday</i>	<i>Mora</i>	<i>Guider</i>
<i>Ps (q)</i>	0,79	0,78	0,76	0,77	0,81	0,80	0,75
<i>Ph (p)</i>	0,21	0,22	0,24	0,23	0,19	0,20	0,25

Au vu de ce tableau, la probabilité d'apparition d'un jour sec après un jour de pluie est plus forte. En effet, après une pluie un jour quelconque, il est probable que le lendemain soit sec. Il est alors question de voir sur combien de jours cette probabilité sèche peut s'étendre. Nous avons cherché à observer la persistance des jours pluvieux de 5 jours à partir des tableaux des données brutes pour l'ensemble des stations. Ainsi pour les jours pluvieux consécutifs, l'effet de persistance est faible puisqu'il se limite à des pluies isolées qui sont le plus souvent suivies de jours secs le lendemain. Ces probabilités bien que faibles (19% au maximum) sont néanmoins récurrentes et remarquables au seuil d'un jour. Cependant, il existe des cas où un jour de pluie est suivi le lendemain de 2, 3 ou 4 jours de pluie. Ces situations sont néanmoins peu fréquentes.

Tableau 5. Probabilités qu'un jour de pluie soit le début d'une séquence pluvieuse de 1,2,3,4 ou 5 jours (en %)

	<i>Kalfou</i>	<i>Mindif</i>	<i>Waza</i>	<i>Mogodé</i>	<i>Moulvouda</i>	<i>Mora</i>	<i>Guider</i>
<i>1 jour</i>	16	17	18	18	15	16	19
<i>2 jours</i>	3	4	4.4	4	3	3.2	5
<i>3 jours</i>	0.7	0	1	0.9	0.5	0	1
<i>4 jours</i>	0	0	0	0.2	0.1	0	0
<i>5 jours</i>	0	0	0	0	0	0	0

En effet, l'observation des probabilités traduit une faiblesse de rapport dès le seuil d'un jour de pluie suivi de 2 jours (maximum 4%). Les possibilités de persistance sont donc inexistantes ici.

Les pluies isolées identifiées ci-dessus comme les plus fréquentes dans la zone étudiée sont surtout des événements d'au moins 20mm de hauteur. Leur préférence est globalement pour les mois de pleine saison de pluie ; on observe en effet que les mois d'août, de septembre et dans une certaine mesure juillet ont le plus grand nombre de jours précipitations d'au moins 20mm. Cependant, c'est tous les mois de la saison des pluies (mai à octobre) qui peuvent enregistrer ce type de précipitation. Leur fréquence durant les autres mois est remarquable avec des apparitions qui atteignent parfois celles des mois de pleine saison : juin 91 à Guider, mai 91 à Moulvoudaye, mai 91 et juin 88 à Mogodé.

Tableau 6. Occurrence moyenne des jours de précipitations d'au moins 20mm

	A	M	J	Jt	A	S	O
Guider	0	1	1.5	1.6	3.5	3	0.5
Mora	0	0.5	1	2	2.5	2.5	0
Moulvoudaye	0.5	1.5	1	2.5	3	1.5	0
Mogodé	0.5	2.5	2.5	3.5	4.5	3.7	1
Waza	0	0.75	0	3	3	2.5	0
Kalfou	0	0.5	1.5	2.5	3	2	0.75
Doukoula	1.3	1.4	1.4	1.9	4	3.1	1
Garoua aéroport	1.7	2.4	2.6	3	4.2	2.4	1
Mindif	2	1.7	3	2.4	1.8	1	0
Tcholliré	1.8	2	2.2	3.6	5	4.8	1.3
Mokolo	1	1	1.2	2	2.2	4.3	2.3
Mousgoye	0	0.3	0.4	1	1.6	1	0

L'évolution temporelle de ces quantités est apparemment désorganisée. En effet, il existe des décalages pouvant atteindre ou dépasser un mois dans la survenue des pluies de ce seuil ; de même pour certains mois, les pluies d'au moins 20mm sont souvent très récurrentes (septembre 1988 et août 1989 à Guider, ou encore la série du 4 juillet au 24 septembre à Mogodé) ; à ce niveau, les écarts se limitent à un ou quelques jours. Cette récurrence influence d'ailleurs le cumul annuel qui atteint des proportions importantes dépassant largement le seuil de 50% et atteignant même 69% comme à Kalfou en 1992.

3. Discussions

De cette réflexion, nous pouvons dire que l'analyse de la répartition des pluies à travers les séquences nous a permis de caractériser la distribution des pluies durant la saison dans cette zone exposée aux contraintes pluviométriques. Il en ressort qu'il existe des interruptions longues et fréquentes des pluies qui « isolent » le début et la fin du reste de la saison des pluies ; de ce fait, celle-ci offre une autre logique de distribution des pluies qui est régie par l'influence de certains seuils pluvieux, notamment ceux d'au moins 20mm de pluie. En effet, on observe une régularité des pluies d'au moins 20mm contrairement aux autres seuils (au moins 50mm). Cela est plus perceptible en terme de régularité qu'en terme de proportion. Ce qui renforce l'idée de l'importance de la maîtrise de la distribution des événements plutôt que leur cumul saisonnier.

Le plus important dans cette appréciation de la distribution des pluies, c'est le fait de percevoir à quel moment les tranches de pluie apparaissent puisque plusieurs activités (notamment celles de plein air...) s'organisent en fonction de ces pluies. En effet, les gros abats isolés souvent enregistrés peuvent faire durer l'effet de sécheresse alors que la fréquence des petites pluies peut compenser l'effet d'insuffisance ressentie le long de la saison et par conséquent détendre l'air.

En analysant les rapports entre jours de pluie et jours secs, on constate que l'effet de persistance entre jours secs est plus fréquent que celui reliant des jours de pluie. On peut donc conclure que l'hypothèse d'indépendance entre un événement pluvieux et la probabilité de pluie le jour suivant, que est confirmée ici.

4. Conclusion

L'objectif de ce travail était de comprendre la distribution des pluies durant la saison. Nous avons pu montrer en utilisant la méthode de séquence de jours consécutifs avec précipitations et sans précipitations sur des stations à déficit pluviométrique remarquable, que les pluies isolées (1 jour) sont celles qui contribuent le plus au total annuel des stations étudiées. En effet, qu'elles soient encadrées par au moins un ou plusieurs jours secs, ces pluies isolées sont fréquentes et constituent l'essentiel des événements pluvieux pour certaines années. L'identification des séquences sèches nous permet ainsi d'apprécier les phases de distribution des pluies et les différentes interruptions durant la saison des pluies. C'est un premier niveau d'appréciation de l'organisation des pluies, mais cela ne nous permet cependant pas de comprendre l'organisation même des pluies le long de la saison puisqu'on a identifié que ce sont des pluies isolées qui sont entourées par des jours secs. Le fait que ces pluies soient isolées nous donne alors d'observer la logique qui explique leur organisation en les déterminant en fonction de seuils particuliers. C'est ainsi qu'en regroupant les événements pluvieux en somme de pluies journalières caractéristiques, nous avons pu évaluer le poids et l'importance des pluies d'au moins 20mm/jour, qui sont les plus régulières pour les mois de pleine saison de pluie (juillet, août, septembre). Ces pluies contribuent en grande proportion au total annuel des pluies sur les stations étudiées.

5. Bibliographie

- Arlery R., Grisollet H., Guilmet B., (1973). *Climatologie, méthodes et pratiques*. Gauthier-Villard, Belgique.
- Beauvilain A., (1985). Remarques sur la situation pluviométrique actuelle au nord du Cameroun, in *Revue de géographie du Cameroun*, vol. V, n°1, Yaoundé.
- Borel E., (1948). *Les séquences en météorologie*. Annuaire du bureau des longitudes, Paris
- Bring, (1999). Variabilité et évolution des précipitations annuelles sur le plateau de l'Adamaoua. *Annales de la Faculté des arts, lettres et sciences humaines* vol. IV, Université de Ngaoundéré. pp.47-56
- Bring, (2005). *Evaluation des ressources en eau atmosphérique sur l'Adamaoua et le Nord-Cameroun à l'aide des méthodes conventionnelles et satellitaires*, Thèse de Doctorat/Ph.D, Université de Ngaoundéré.
- Carbonnel J.P.(1983). *Evolution climatique récente en Haute-Volta, un paramètre pluviométrique peu utilisé : la pluie journalière moyenne annuelle*. Notes et documents voltaïques ; 14 : 1-20.
- Chemla G., (1995). *Statistique appliquée à la géographie*, éd. FAC.
- Houndérou C., Hernandez K. (1998). Modification de la saison pluvieuse dans l'Atakora (1961-1990). Un exemple de sécheresse au Nord-ouest du Benin (Afrique occidentale), in *Sécheresse* Vol.9, N°1.
- Tsalefac M., (2002). Fréquences et quantités des précipitations journalières sur le territoire Camerounais, in *Rapport scientifique de séjour au CRC Université de Bourgogne*. IRD
- Tchiadeu, Tsalefac et Mbayi (1999). La délimitation de la saison des pluies dans le Nord-Cameroun in *Publications de l'Association internationale de climatologie*, Vol 12.

RISQUE METEOROLOGIQUE D'INCENDIE DE FORET ET METHODES DE SPATIALISATION POUR UNE CARTOGRAPHIE A FINE ECHELLE

Pierre CARREGA (1), Nuno JERONIMO (2)

Université de Nice-Sophia Antipolis, 98 bd Herriot 06204 Nice cedex 3 (France)

(1) tel : 33- 4 93 37 54 61 carrega@unice.fr (2) jeronimo.nuno@gmail.com

Résumé : A partir d'un réseau de stations automatiques il est procédé par interpolation à une spatialisation et à une cartographie automatique très fine (pixel de 50m) du risque météorologique de feu de forêt, en temps réel ou « a posteriori ».

Abstract : From an automatic weather station network which is proceeded by interpolation to spatialization and to accurate automatic mapping detecting forest fire meteorological hazard at an accurate scale or « a posteriori » (50 mm).

Mots-clés : incendies de forêts, risque météorologique, cartographie, SIG.

Key-words : forest fire, meteorological hazard, mapping, GIS

Introduction

Le risque d'incendies de forêt peut être décomposé en trois étapes : l'aléa est l'éclosion ; la susceptibilité du milieu (pente, combustible fourni par la biomasse) et le vent commandent la propagation des flammes ; tandis que les dégâts sont liés à la vulnérabilité. L'éclosion est donc le phénomène initial provoqué par une étincelle (due à la foudre ou à l'homme) qui ne pourra embraser la végétation que si les conditions météorologiques l'autorisent. Il peut en effet être impossible d'allumer un feu sous la pluie, alors que la veille, avec chaleur, sécheresse de l'air et du sol, et fort vent, la moindre flamme aurait pu réduire en cendres plusieurs milliers d'hectares. La variabilité temporelle de l'éclosion d'incendie peut donc être très forte d'un jour à l'autre, parfois même en terme d'heures. Nous étudions ici la spatialisation de la composante météorologique du risque dans un espace-test, les Alpes-Maritimes (sud-est de la France).

1. Les indices de risque météorologiques.

1.1. Le fondement des indices

Que traduit un indice de risque météorologique de feu de forêt ? En fait la combinaison des variables météorologiques qui permettra à un feu donné, toutes conditions étant égales par ailleurs (y compris le combustible forestier), de se développer avec plus ou moins de puissance. Le terme de « puissance » du feu ne doit pas être confondu avec la superficie brûlée et encore moins avec les dégâts. Les feux brûlant une forte superficie ne sont pas forcément puissants : il suffit que l'intervention des pompiers soit tardive ou difficile ou que l'enjeu soit limité. Inversement, des feux ayant brûlé une petite superficie peuvent avoir été très puissants, mais ont eu la malchance (!) de naître près d'une caserne de pompiers ou dans une forêt de petite taille qui, une fois consumée, ne leur a plus fourni de combustible. La puissance s'exprime par la vitesse de propagation des flammes, l'énergie fournie par la combustion, la chaleur du front de flammes, etc, qui influenceront directement sur la difficulté d'extinction du feu. Tous ces paramètres varient fortement selon les moments pour un lieu donné, et à un moment donné selon les endroits, en fonction des conditions météorologiques.

De nombreux indices de risque météorologique de feu de forêt ont été créés depuis plus de 20 ans, qui sont classiquement utilisés par les forces opérationnelles (pompiers, forestiers), afin d'obtenir la meilleure adéquation possible entre, d'une part les ressources et moyens de

lutte (tactique), et d'autre part, le risque. Il est en effet inutile de garder des forces en alerte quand la probabilité qu'une éclosion se transforme en puissant incendie est très faible ou nulle. Inversement, il est judicieux de mobiliser des forces si un incendie naissant risque de devenir non maîtrisable, car la croissance d'un feu étant exponentielle, il est capital d'intervenir le plus vite possible dès sa détection pour le « prendre de vitesse ». Les indices renseignent en fait sur la puissance d'un feu à combustible constant, et traduisent la probabilité d'éclosion et de propagation. Ils combinent toujours, mais différemment, les variables météorologiques essentielles pour la combustion : vent, humidité de l'air, stress ou déficit hydrique du sol, de la litière ou des plantes elles-mêmes, température de l'air, etc...

1.2. Le système officiel en cours.

En France, MétéoFrance est officiellement en charge de la prévision de ce risque et le CIRCOSC (Centre Interrégional de Coordination des Opération de Sécurité Civile) utilise ces informations pour adapter le degré de vigilance et de mobilisation des moyens tactiques au degré de risque prévu. Or cette mobilisation a un coût : 1,26 millions d'euros en 2004 uniquement pour les patrouilles de surveillance... Depuis une vingtaine d'années, différents indices de risque météorologique ont été utilisés par MétéoFrance, parmi lesquels les indices Orioux, Carrega-Drouet,... jusqu'à l'indice canadien actuellement en vigueur. Le calcul du risque est effectué quotidiennement pour le lendemain, avec une valeur pour chaque secteur prédéfini du pourtour méditerranéen, secteur dépassant parfois 1000 km² de surface.

Dans le département français des Alpes-maritimes (région de Nice), par exemple, il existe 7 « zones » de dimensions très variables, couvrant une surface totale de 4400 km² (fig. 1)

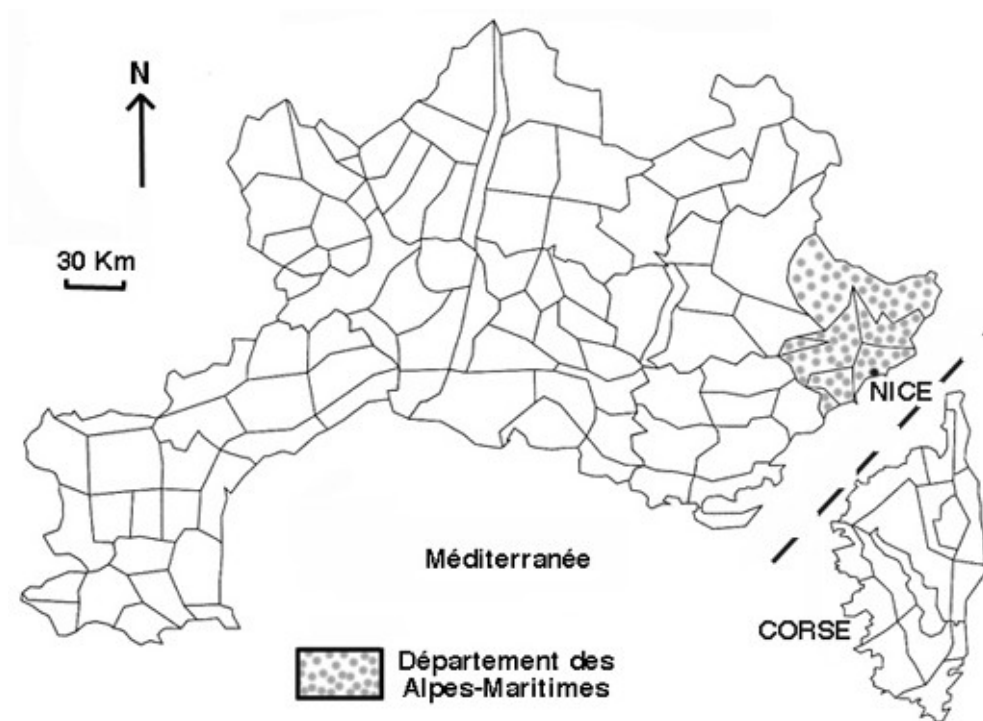


Fig. 1 Les secteurs de la région méditerranéenne française pour chacun desquels est calculé l'indice de risque par MétéoFrance pendant la saison estivale des feux de forêt.

Le relief très contrasté de ce département dont l'altitude maximale dépasse 3000m rend illusoire la représentativité spatiale de l'indice pour toutes les parties de chaque secteur. Des

travaux antérieurs (Carrega, 1992, 1994) ont déjà donné lieu à une spatialisation beaucoup plus fine du risque, puisque le pixel utilisé avait 200m de côté. Nous proposons aujourd'hui une spatialisation encore plus fine (50 m de côté), en insistant sur la méthodologie qui attribue un niveau de risque à un pixel pour une heure donnée, ce qui permet d'effectuer un suivi diachronique du risque au cours d'une même journée.

2. Méthodologie suivie : les choix.

Plusieurs choix s'offrent pour élaborer une carte du risque météorologique de feu, choix que nous expliquons ici rapidement, compte-tenu du manque de place :

- Le choix de l'indice de risque : il en existe plusieurs, plus ou moins complexes et demandeurs d'information et nous avons sélectionné l'indice « Carrega I85/90 » (mais n'importe quel autre indice pourrait l'être aussi) en particulier pour son bon rendement malgré sa simplicité. Il a d'ailleurs été partiellement à la source de l'indice MétéoFrance « DK » (Drouet- Carrega) à la fin des années 80 et, parallèlement utilisé opérationnellement par les pompiers et forestiers des Alpes-Maritimes pendant plus de 10 ans. La formule de l'indice s'écrit :

$$I85/90 = (500 - (R^{0.5} * H / V)) / 25$$

où R est la réserve d'eau du sol calculée selon la méthode de Thornthwaite ou de Penman afin d'approcher la teneur en eau des végétaux vivants (maximum régional fixé à 150mm) ; H est l'humidité relative, et V est la vitesse du vent. La valeur varie de 0 à 20 (danger maximum).

- La logique de détermination des variables constitutives de l'indice : déterministe à partir de modèles physiques, ou inductive, donc statistique, à partir des données d'un réseau de 20 stations météorologiques automatiques mesurant vent, température, humidité relative et pluie. La deuxième logique a été suivie, car bien plus simple et seule opérationnelle à l'heure actuelle. Nous avons utilisé un MNT, celui de l'Institut Géographique National : la BD Alti et le Système d'Information Géographique (SIG) Arcview, ArcGis 8.3.

- La méthode de spatialisation : pour affecter sa valeur la plus vraisemblable à un pixel, on peut se fonder sur la logique de l'auto-corrélation spatiale (la valeur d'un pixel dépend de celle des pixels voisins, d'autant plus qu'ils sont proches). Le calcul des variogrammes vérifie que l'influence moyenne (la « portée ») des postes du réseau est supérieure à leur éloignement mutuel.

On peut aussi se fonder sur une logique « environnementale » : la valeur d'un pixel dépend des caractéristiques de son environnement, en particulier topographique, exprimé quantitativement : altitude, exposition, pente, altitude relative, distance à la mer... Une équation de régression multiple permet de donner à chaque pixel la valeur recherchée, une fois que toutes les variables topographiques sont connues, travail dévolu au SIG. De nombreux travaux ont montré que cette seconde solution est bien préférable dès que le relief devient complexe, ce qui est le cas de la France méditerranéenne et de son arrière-pays (Alpes, Massif central, Pyrénées), et des Alpes-maritimes en particulier (fig.2), et c'est donc le choix retenu a priori.

Il faut donc construire successivement les couches du SIG représentant « l'environnement » quantifié (en degrés, mètres, pourcentages, ...) de chaque pixel de la carte (pente, exposition, etc), ce qui est parfois complexe car les fonctions automatiques du logiciel ne conviennent pas forcément.

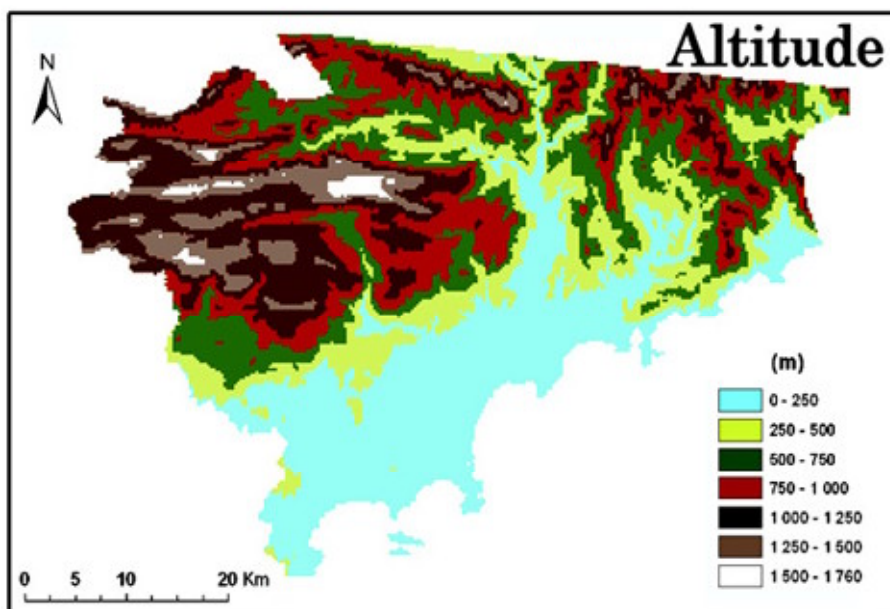


Fig. 2 Le relief de la moitié sud des Alpes-Maritimes (pixel = 50m). ArcView et BD Alti.

Ainsi, la pente a été calculée sur une valeur moyenne de 600m à la ronde autour de chaque pixel (et non avec les seuls voisins immédiats)... Il a fallu également produire une couche de la distance à la mer de chaque pixel ainsi qu'une autre de son altitude relative (traduisant l'encaissement, favorable par exemple aux inversions thermiques nocturnes).

Dernier choix important, la construction de la carte du risque peut s'effectuer de deux manières :

- La méthode 1 consiste à construire une carte de chaque variable météorologique constitutive de l'indice, à partir 20 des stations automatiques. Pour l'indice « Carrega I85/90 » il faut donc successivement reconstituer le champ d'humidité relative et de réserve d'eau du sol (par régression environnementale), tandis que la vitesse du vent, beaucoup plus complexe à évaluer, est par défaut interpolée par krigeage. Quand chaque pixel est doté de sa valeur pour chacune des variables, il suffit de calculer son indice de risque en résolvant la formule.

- La méthode 2 consiste à calculer directement l'indice de risque pour chacune des stations automatiques, puis à reconstituer une carte du risque en interpolant pour chacun des pixels son indice, en suivant la méthode de régression environnementale (la même que pour l'humidité et la réserve d'eau dans la première méthode). Dans les deux cas, les coefficients de corrélations sont rarement $<0,80$ et souvent $>0,90$, et les régressions sont « significatives ».

3. Comparaison des résultats obtenus

Deux séries de cartes ont donc été élaborées, l'une selon la première méthode, en couches successives de variables nécessaires au calcul de l'indice (fig. 3a et 4a) ; et l'autre selon la méthode 2, en « interpolant » d'emblée son indice pour chaque pixel, à partir de l'indice calculé pour chacune des stations du réseau (fig. 4a et b). On observe sur ces deux échantillons la forte variabilité temporelle du risque qui augmente fortement en cours de journée. Le calcul toutes les 3 heures, et aussi pour beaucoup d'autres épisodes, non montrés ici, prouve bien la progression, due à la baisse de l'humidité relative liée à l'accroissement de la température diurne, et de l'augmentation de la vitesse du vent. En pratique l'on sait que près de 80% des feux se déclarent entre 12h et 19h.

On constate également des différences spatiales, y compris la nuit, inégalement soulignées selon la méthode suivie. La méthode 1 donne une place importante au vent, interpolé par

krigeage, et dont on voit nettement l'aire d'influence des postes « sortant » de la moyenne (surtout au SW en fig. 3a). La méthode 2 interpolant l'indice lui-même, et non ses composantes, est moins sensible à ces dernières, mais dépend fortement de son environnement. Elle reflète ainsi fortement la topographie (cf fig. 2).

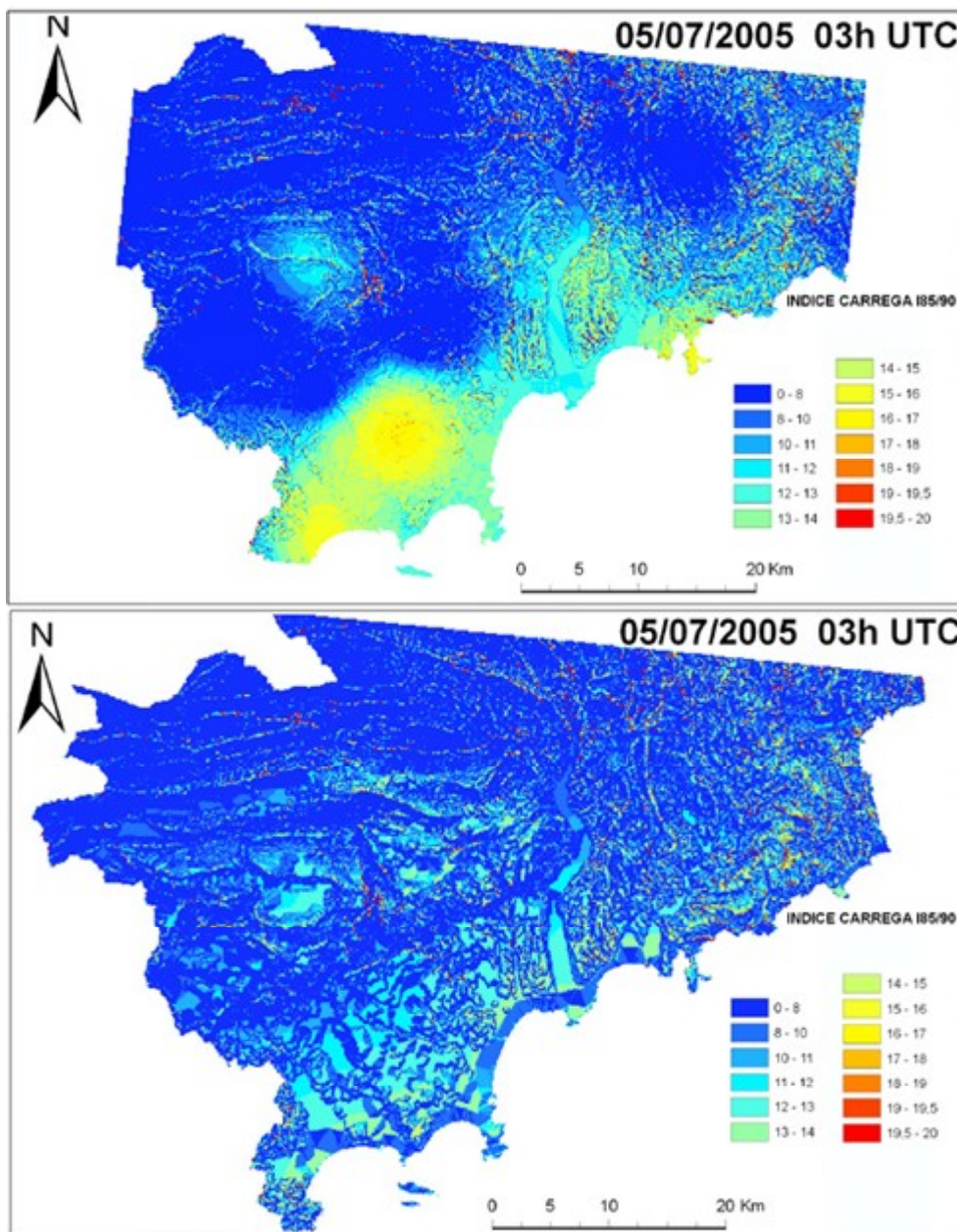


Figure 3 a (haut) et b (bas). Risque d'incendie le 5 juillet 2005 à 03 heures, établi selon la méthode 1 (a) ; ou selon la méthode 2 (b).

Conclusion

Intellectuellement, la méthode 1 est plus satisfaisante, mais pêche ici par la technique d'interpolation du vent, variable très difficile à interpoler statistiquement. La méthode 2 est par contre plus rapide, ce qui est intéressant en temps réel. Reste le problème essentiel de la validation, loin d'être résolu, car faute de mesures suffisantes sur feux en grandeur réelle, on en est souvent réduit à valider les indices uniquement à partir des surfaces brûlées, dont on sait qu'elles dépendent de beaucoup d'autres paramètres que les variables météorologiques...

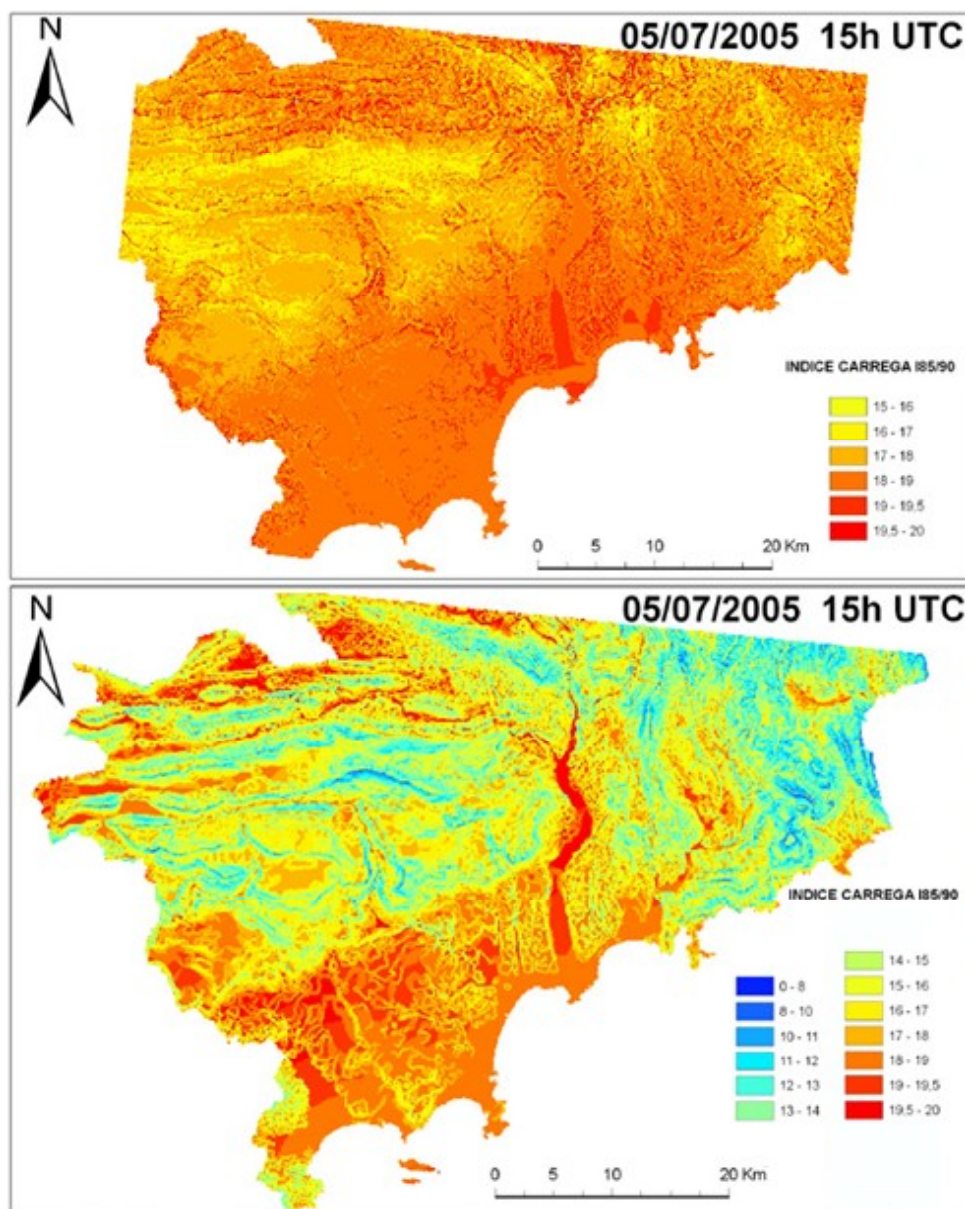


Figure 4 a (haut) et b (bas). Risque d'incendie le 5 juillet 2005 à 15 heures. Légende idem fig.3.

Bibliographie :

- Burrough, P. A., McDonell, R.A., 1998. Principles of G I S. *Oxford University Press*, New York, 190p.
- Carrega P., Wybo J.L., 1989 : "Climatologie et Système-Expert dans la lutte contre les incendies de forêt. (Alpes-Maritimes)". *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*. Vol.1. pp. 235-240.
- Carrega P., 1991 : "A Meteorological Index of Forest Fire Hazard in Mediterranean France". *International Journal of Wildland Fire* 1(2), 1991, Roslyn, Wa (U.S.A.), pp. 79-86.
- Carrega P., 1992 : "Topoclimatologie et habitat ". *Thèse Doctorat d'Etat, ronéo*, Nice, 475 p. + annexes. Publiée en 1994 dans la *Revue d'Analyse Spatiale*, Nice, n° 35 et 36. 408 p.
- Carrega P., 2003 : « Les risques naturels liés à la pluie et à la sécheresse : élaboration de cartes des pluies extrêmes et des risques d'incendies de forêt dans une région méditerranéenne : la Toscane (Italie) ». *Riscuri si catastrofe. T.II. (V. Sorocovschi)*, Universitatea « Babes-Bolyai », Cluj-Napoca, Roumanie, pp. 271-286.
- Laborde J.P. , Logiciel Hydrolab (macro Excel).
- IGN, BD alti au 1/25000° Alpes-Maritimes

ANALYSE DE LA MOUSSON D'ETE AU SUD D'OMAN ET DE SES TELECONNEXIONS GLOBALES

CHARABI YECINE

Department of Geography, Sultan Qaboos University, Oman

yassine@squ.edu.om

Résumé : Cette étude porte sur l'analyse de l'influence du Dipôle de l'Océan Indien (DOI) et de sa composante atmosphérique récemment découvert (EQUINOO) sur la variabilité annuelle de la mousson estivale au sud d'Oman durant la période 1942-2005. Les analyses révèlent l'effet conjoint de l'oscillation australe et du DOI sur cette variabilité pendant les quatre dernières décennies. L'effet de l'oscillation australe et de l'oscillation équatoriale de l'océan Indien peut mener à plusieurs configurations des anomalies de la température de la surface de la mer et du rayonnement sortant (à grandes longueurs d'onde) au-dessus de la ceinture équatoriale des océans Indien et Pacifique avec différentes implications pour la mousson d'Arabie. L'étude montre que l'EQUINOO joue un rôle important en tant que modulateur de la mousson estivale du sud d'Oman et influence la corrélation de ce dernier avec l'oscillation australe. Les anomalies de la circulation atmosphérique introduite sur la mer d'Arabie par l'oscillation australe se trouvent contrées ou soutenues par le DOI selon les phases et l'amplitude des phénomènes indopacifiques.

Mots-clés : Mousson, Sud d'Oman, Dipôle de l'Océan Indien, EQUINOO, Oscillation Australe.

Abstract: The influence of the recently discovered Indian Ocean Dipole (IOD) and its atmospheric component (EQUINOO) on the inter-annual variability of Southern Oman Summer Monsoon (SOSM) rainfall has been investigated for the period 1942-2005. The IOD and the El Niño/Southern Oscillation (ENSO) have complementarily affected the SOSM during the last four decades. The interplay of ENSO and the IOD mode can lead to different patterns of SST and OLR anomalies over the equatorial Indian Ocean with different implications for Southern Oman Summer Monsoon. It could be identified that the IOD plays an important role, first, as a modulator of the Southern Oman Summer Monsoon and influences, second, the correlation between the SOSM and ENSO. Basing on that, the ENSO-induced anomalous circulation over Arabian Sea is either countered or supported by the IOD, depending upon the state of the phase and the amplitude of the two major tropical phenomena in the Indo-Pacific sector.

Key-words: Monsoon, South of Oman, Indian Ocean Dipole, EQUINOO, Southern Oscillation.

Introduction

Le sultanat d'Oman couvre la partie sud est de la péninsule Arabique et s'étend en profondeur sur une partie importante du désert du Rubah al Khali (le Quart Vide). Ce pays se caractérise par un climat aride et désertique quasi généralisé qui fait de l'eau une ressource rare et précieuse. La partie méridionale est une exception climatique, surtout pour les précipitations, car elle est balayée par une langue de la mousson qui opère dans la mer d'Arabie de juin à Septembre. Ce phénomène s'explique par des mécanismes climatiques complexes qui opèrent à différentes échelles spatio-temporelles et font intervenir l'atmosphère, l'océan Indien et la mer d'Arabie. Du fait de la mousson, c'est toute une économie d'échelle qui s'est mise en place dans la région de Dhofar autour l'agriculteur, l'élevage et récemment le développement du secteur touristique. L'histoire récente a attiré l'attention sur la forte variabilité des précipitations dans la région, qui a connu il y a peu de longues périodes de sécheresse perdurant d'une année sur l'autre, mettant sérieusement en danger le secteur agricole et accélérant le processus de désertification.

De nombreux travaux ont montré une corrélation positive entre la mousson de l'océan Indien et le phénomène El Nino et des modèles de prévisions se sont bâtis à partir de cette relation. La récente découverte du Dipôle de l'Océan Indien en 1999 (IOD dans la littérature anglaise) et de l'Oscillation Equatoriale de l'Océan Indien en 2002 (EQUINOO dans la littérature anglaise) a montré un schéma de fonctionnement différent et d'autres formes de relations dans l'explication de la mousson estivale qui opère dans la partie septentrionale de l'océan Indien [Gadgil et al., 2002; Kumar et al., 1999; Murtugudde et al., 2000; Webster et al., 1999].

L'effet de l'oscillation australe et de l'oscillation équatoriale de l'océan Indien peut mener à de maintes configurations de la température de la surface de la mer et du rayonnement sortant

(à grandes longueurs d'onde) au-dessus de la zone équatoriale de l'océan Indien (selon les phases et les forces des deux modes) avec différentes implications pour la mousson d'Arabie. Nous présentons les résultats d'une recherche sur les liens de la variation interannuelle de l'AMESO (Anomalie de la Mousson Estivale du Sud d'Oman), pendant la période 1942-2005, avec la circulation atmosphérique au-dessus de la ceinture équatoriale des océans Indien et Pacifique.

1- Données et méthode

Pour le besoin de cette étude 4 stations de mesures sont sélectionnées avec des périodes de fonctionnement hétérogènes. La station la plus ancienne est celle de l'aéroport de Salalah qui fonctionne depuis 1942. Les stations de Quiroun Hirti, Thamrit et Marmoul fournissent dès 1985 des mesures continues et complètes (fig.1).

Dans la région de Dhofar la saison des pluies dure quatre mois (de juin à septembre), le maximum pluviométrique est atteint au mois de juillet avec une moyenne de 120 mm durant la période 1985-2005. La station la plus arrosée est celle de Quiroun Hirti qui culmine à 900m avec une moyenne de 200 mm (1985-2005) (fig.2). Il est particulièrement pertinent de remarquer la forte variabilité interannuelle de la mousson. En effet, pour certaine saison le cumul pluviométrique des 4 mois peut atteindre des pics de 488 mm (1988) ou de 443 mm (1996), comme elle peut connaître des saisons successives de sécheresse comme celle de la période 2001-2004 où le cumul pluviométrique n'excède pas 72 mm (fig.3).

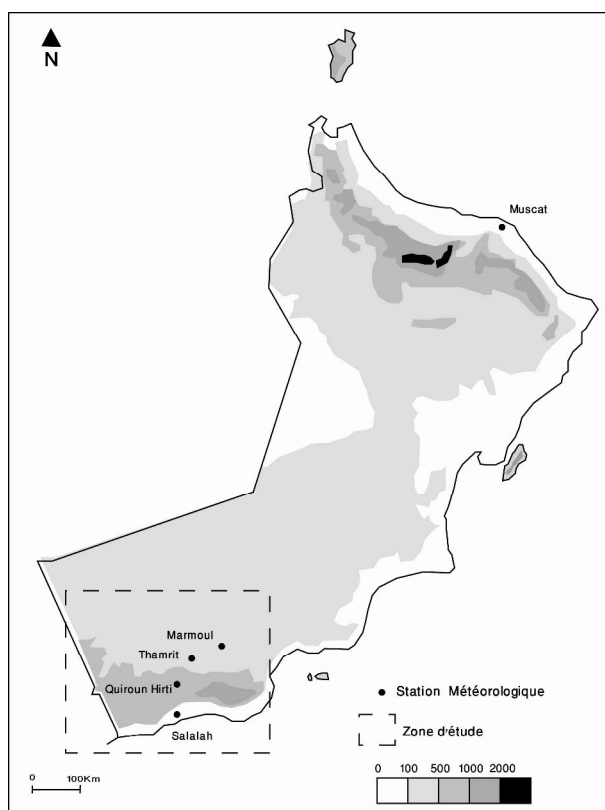


Figure 1. Localisation de la zone d'étude

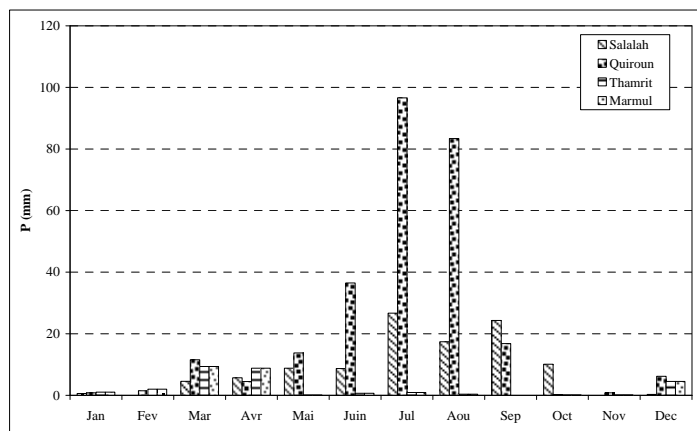


Figure 2. Répartition de la moyenne mensuelle des précipitations dans la région de Dhofar pour la période 1985-2005.

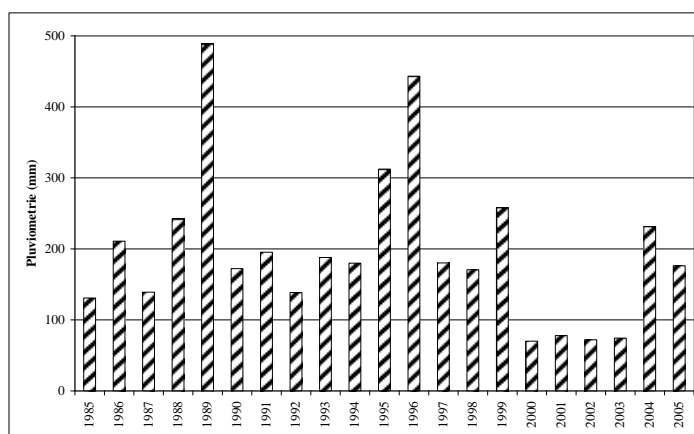


Figure 3. Evolution des cumuls pluviométriques durant la mousson estivale à la station de Quiroun Hiriti entre 1985 et 2005.

Pour mieux comprendre la variation annuelle de l'AMESO et ses téléconnexions globales, les données suivantes ont été employées dans cette étude :

- Le calcul de l'AMESO à été effectué à partir des données pluviométriques de la météorologie Omanaise pour la période 1942-2005 (<http://www.met.gov.om/>),
- l'indice de l'oscillation australe c.-à-d. l'anomalie de la pression atmosphérique a été obtenu à partir de la section d'analyse du climat du Centre national pour la recherche atmosphérique, des Etats-Unis d'Amérique (<http://www.cgd.ucar.edu/>),
- les données de rayonnement sortant (à grandes longueurs d'onde), ont été obtenues du Centre de diagnostic du climat des Etats-Unis d'Amérique (<http://www.cdc.noaa.gov/>),
- les données de la direction du vent ont été obtenues du centre national pour les prévisions environnementales (<http://www.cdc.noaa.gov/>),
- l'indice du Dipôle de l'Océan Indien a été obtenu du site de la météorologie nipponne ([http://www.jamstec.go.jp.](http://www.jamstec.go.jp/)),
- l'indice de l'Oscillation Equatoriale de l'Océan Indien (EQUINOO) nous à été communiquer par le centre des sciences atmosphérique et océanique de l'Institut Indien des Sciences.

2- Relation entre la mousson estivale au sud d'Oman et l'indice du Dipôle de l'Océan Indien

L'indice du IOD est basé sur la différence de la température de la surface de la mer entre la partie occidentale (50° - 70° E, 10° S- 10° N) et orientale (90° - 110° E, 0° - 10° S) de la ceinture équatoriale de l'océan Indien. La corrélation avec la mousson estivale du sud omanais est négative et faible. En réalité, la relation entre les deux phénomènes climatiques est beaucoup plus compliquée, car d'une part la relation peut ne pas être linéaire et prendre d'autres formes et d'autre part l'oscillation de l'océan indien n'est pas un phénomène pur. Par ailleurs, l'étude peut être améliorée en analysant les anomalies de la mousson durant les dipôles positifs c.à.d. en absence de El Nino et les dipôles négatifs purs c.à.d. en absence de La Nina. Nous constatons que pour tous les dipôles positifs purs elles coïncident dans 34% des cas avec les anomalies positives de la mousson. La relation entre les dipôles négatifs purs et les anomalies négatives de la mousson n'a été remarquée que dans 7% des cas.

Ces résultats suggèrent la complexité du processus physique qui mène au développement des anomalies du dipôle de la température de la surface de la mer. Ces anomalies sont lancées par les anomalies du vent le long de l'équateur. Cependant chaque événement de grandes anomalies de vent pendant la mousson estivale de l'océan Indien n'est pas suivi par l'intensification des anomalies de la température de la surface de la mer. Par exemple, les grandes anomalies du vent de l'été 2003 n'ont pas mené à un événement de DOI. De plus, il faut noter que les dipôles négatifs sont généralement plus faibles que les dipôles positifs. Ce phénomène est dû à une asymétrie dans la réponse de la température de la surface de la mer par rapport à la remontée (Upwelling) et la descente d'eau (Downwelling). L'indice du DOI n'est qu'une seule facette du couple océan-atmosphère. La composante atmosphérique de l'oscillation équatoriale indienne semble être plus pertinente pour cette étude [Vinayachandran et al., 1999; Murtugudde et al., 2000; Gadgil et al., 2003].

3- Relation entre la mousson estivale au sud d'Oman et l'indice de l'Oscillation Australe (IOA)

Plusieurs monographies ont insisté sur le fait que les phases El Nino sont toujours accompagnées par un déficit de la mousson estivale de l'océan Indien (l'Est africain, le sud de la péninsule arabique, et l'inde) et les événements La Nina sont toujours accompagnés par une mousson abondante [Ashok et al. 2001]. Cette relation de cause à effet est très discutable. L'analyse de l'AMESO des 25 dernières années révèle deux constats :

- Pour certaines saisons, en dépit de l'occurrence de El Nino, la mousson estivale sur le sud d'Oman est très abondante. En effet, durant l'événement El Nino le plus fort du siècle en 1997 (indice -3.4 pour le mois d'août) l'AMESO a enregistré un excédant de 56.6% pour le mois d'août. Ce phénomène a été observé aussi en 1986 (IOA -1.6) 97.6%, en 1993 (IOA -2.4) 90.7% et en 1994 (IOA -3) 50.2% (fig.4).

- Pour d'autres saisons, l'occurrence de El Nino est accompagné avec un large déficit de l'AMESO. L'exemple le plus pertinent est celui d'août 2002 (IOA -2.6) avec un déficit de -56% ou de juillet 2000 avec un déficit de -59.5% (IOA -0.7).

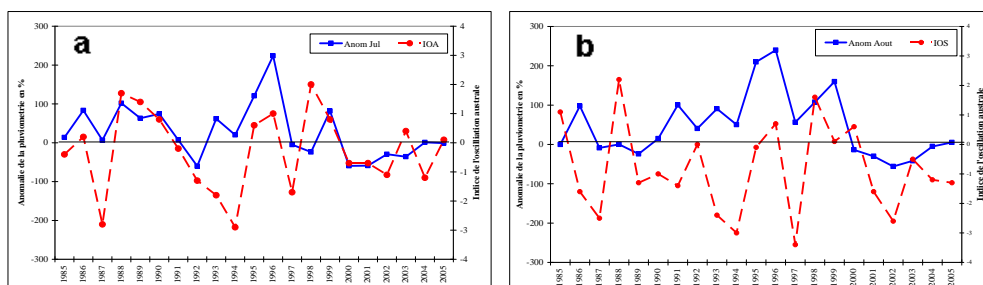


Figure 4. Variations de l'anomalie des précipitations de juillet (a) et août (b) à la station de Quiroun et de l'indice d'oscillation australe pour la période 1985-2005.

L'expérience de 1994, 1997, 2000 et de 2002 suggère la complexité des relations entre les deux phénomènes climatiques. L'analyse des modèles du rayonnement sortant des mois de juillet de ces années montre une nette différence dans la configuration atmosphérique au-dessus de la zone équatoriale de l'océan Indien. En 2000 et 2002 au-dessus de la partie occidentale le rayonnement sortant est largement positif tandis qu'il est négatif sur la partie orientale et un vent d'ouest se déclenche le long de l'équateur (fig.5 et 7). En 1994 et 1997, c'est l'inverse qui se produit avec une configuration atmosphérique marquée par un rayonnement sortant négatif sur la partie occidentale et positif sur la partie orientale avec un vent d'est qui apparaît le long de l'équateur (fig.5. et 7).

Le contraste observé entre les configurations atmosphériques de 1997 (1994) et 2002 (2000) montre des liens entre la variabilité de la mousson estivale sur le sud d'Oman et la variation de la convection atmosphérique sur la zone équatoriale de l'océan Indien. Par ailleurs, la convection au-dessus de l'océan indien équatorial est importante pour la mousson estivale de l'océan Indien en raison de sa contribution à la propagation vers le nord des zones de convergence tropicales responsables de la mousson estivale de l'océan Indien. Les modèles de configuration de 1997 (1994) et 2002 (2000) montrent que le renforcement de la convection sur la partie orientale de l'océan Indien est favorable à la mousson sur le sud d'Oman. L'impact de l'oscillation australe sur la convection au dessus de l'océan Indien est l'affaiblissement de la convection équatoriale durant les phases El Nino et son renforcement durant les phases La Nina (fig.6).

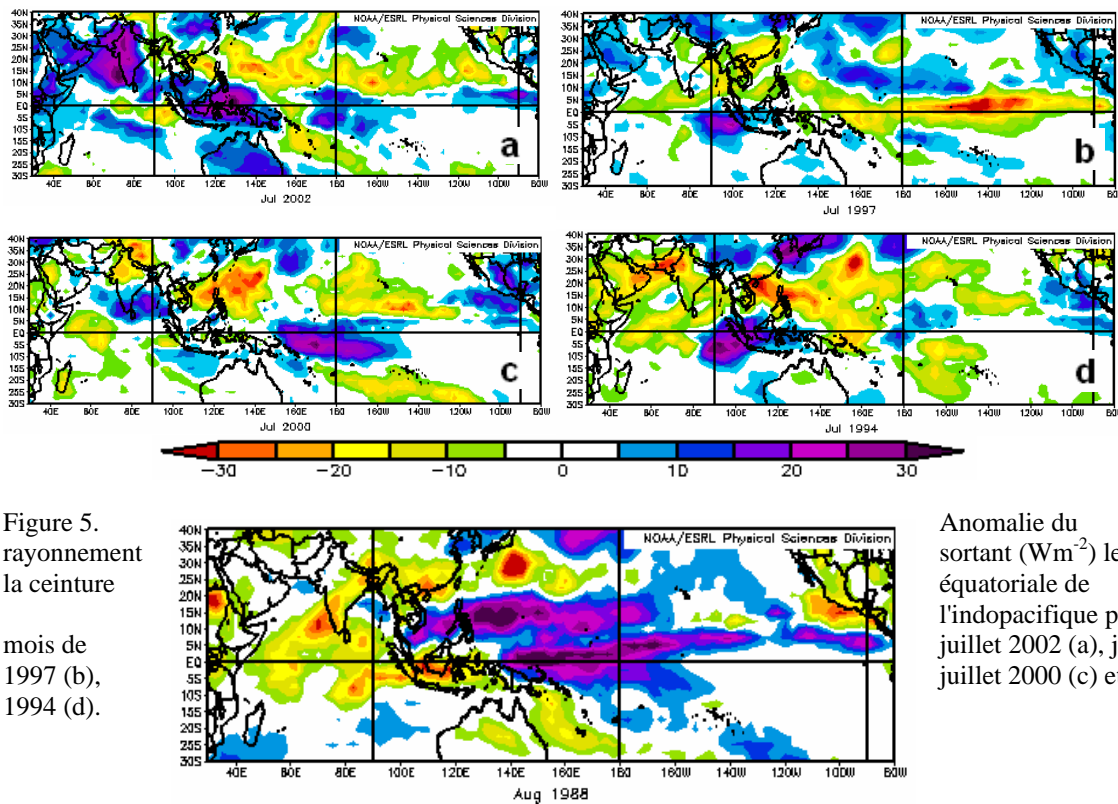


Figure 6. Anomalie du rayonnement sortant (Wm^{-2}) le long de la ceinture équatoriale de l'indopacifique pour le mois d'août de 1988 (IOA 2.4, la Nina).

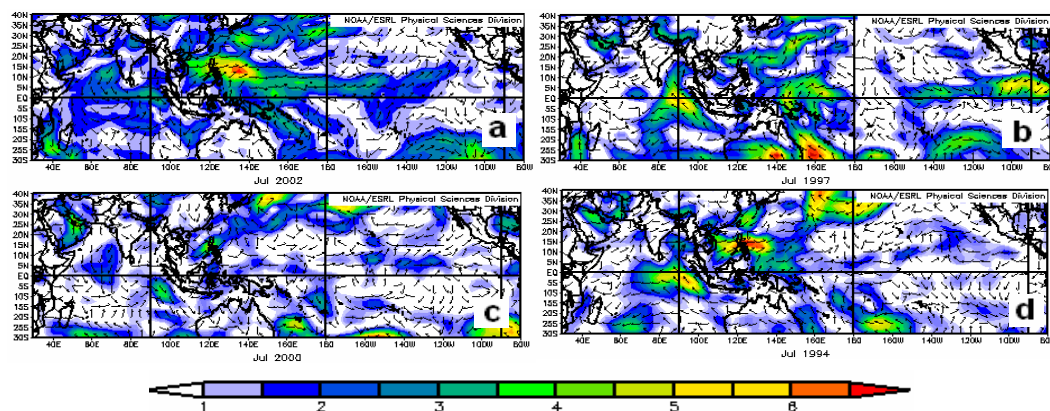


Figure 7. Anomalie de la pression atmosphérique à 1000 hpa et la direction du vent le long de la ceinture équatoriale de l'indopacifique pour les mois de juillet 2002 (a), juillet 1997 (b), juillet 2000 (c) et juillet 1994 (d).

4- Relation entre la mousson estivale au sud d'Oman et l'indice de l'Oscillation Equatoriale de l'Océan Indien (EQUINOO)

Plusieurs monographies récentes ont montré une association entre les anomalies de la pression atmosphérique au niveau de la mer, les anomalies du rayonnement sortant et la direction du vent le long de la zone équatoriale de l'océan Indien. Par ailleurs quand la convection profonde se renforce sur la partie occidentale de l'océan Indien, elle diminue sur la partie orientale. Ce phénomène favorise l'installation d'une basse pression sur la partie ouest et une haute pression sur la partie est et vice versa [Vinayachandran et al., 1999 et 2002]. L'apparition de ce gradient anormal de la pression atmosphérique (augmentation de la pression de l'ouest vers l'est) est associée avec une anomalie dans la direction du vent avec un vent d'est tout le long de l'équateur (fig. 7 b et d). Le schéma inverse se produit aussi, avec une augmentation de la convection atmosphérique sur la partie est de la zone équatoriale de l'océan Indien ce qui conduit à l'apparition d'un vent d'ouest tout le long de l'équateur (fig. 7 a et c). Un indice a été développé en se basant sur cette anomalie dans la direction du vent le long de l'équateur (60° – 90° E, 2.5° S– 2.5° N). Cette anomalie est fortement corrélée avec le rayonnement sortant de la partie est et ouest de l'océan Indien (coefficient de corrélation 0.81).

L'analyse montre que les phases positives de l'indice de l'oscillation équatoriale de l'océan Indien (EQUINOO) sont généralement propices à une mousson abondante sur le sud d'Oman, les exemples de 1997 et 1994 son pertinent à ce sujet. Mais nous constatons que le comportement de la mousson ne peut pas être liée uniquement à l'EQUINOO. L'analyse de la mousson de 1985 et 1996, montre une connexion avec l'oscillation australe. En 1985 et 1996, en dépit d'un indice négatif de l'EQUINOO, la mousson été abondante sur la zone d'étude avec un excédent de +100% pour 1985 et + 250% en 1996 (fig. 7 et 8). Ceci peut s'expliquer par un indice positif de l'oscillation australe c.à.d. des phases de La Nina propice au renforcement de la convection au dessus de l'océan Indien. De cette possible influence commune de l'oscillation australe et de l'oscillation équatoriale de l'océan Indien sur la mousson estivale du sud d'Oman, nous dégageons trois configurations :

- lorsque l'IOA est faible associé avec un EQUINOO positif, la mousson est abondante (1995 et 1999),
- lorsque l'IOA est favorable (phase positive) associé avec un EQUINOO défavorable (phase négative), la mousson est faible (1994 et 1997),
- lorsque l'IOA et l'EQUINOO sont défavorables (phase négatives) le sud d'Oman est sec (2000, 2001, 2002, 2003).

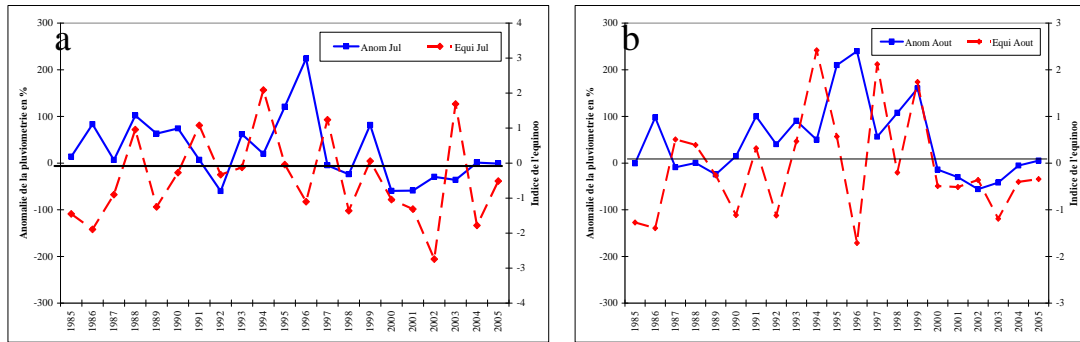


Figure 8. Variations de l'anomalie des précipitations de juillet (a) et août (b) à la station de Quiroun et de l'EQUINOO durant la période 1985-2005.

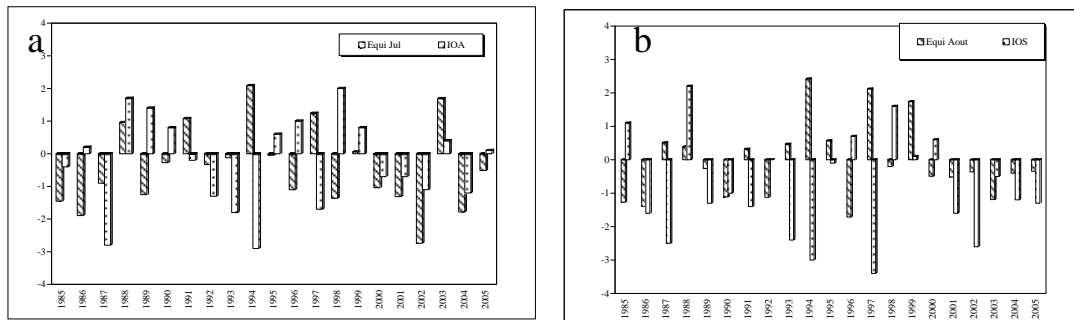


Figure 9. Fréquences et valeurs de IOA et EQUINOO pour les mois de juillet (a) et août (b) de 1985-2005).

Conclusion

Le résultat le plus important de cette étude est l'influence commune de deux modes d'oscillations sur la mousson estivale du sud d'Oman. L'étude montre que la composante atmosphérique du DOI joue un rôle important autant que modulateur de la mousson estivale du sud d'Oman et influence la corrélation de ce dernier avec l'oscillation australe. Les anomalies de la circulation atmosphérique introduite sur la mer d'Arabie par l'oscillation australe se trouvent contrées ou soutenues par le DOI selon les phases et l'amplitude des phénomènes indopacifiques. Par ailleurs le meilleur moyen de mesurer cette influence est de développer un indice commun qui associe les deux modes.

Bibliographie

- Gadgil, S., J. Srinivasan, R. S. Nanjundiah, K. K. Kumar, A. A. Munot, and K. R. Kumar. 2002: On forecasting the Indian summer monsoon: The intriguing season of 2002, *Current Science.*, 4, p 394– 403.
- Gadgil, S. 2003: The Indian Monsoon and its variability, *Annual Revue of Earth Planet Science.* 31, p 429– 467.
- Gadgil, S., P. N. Vinayachandran, and P. A. Francis. 2003: Droughts of Indian summer monsoon: Role of clouds over the Indian Ocean *Current Science*, 85, p 1713– 1719.
- Kumar, K. K., B. Rajagopalan, and M. A. Cane. 1999: On the weakening relationship between the Indian monsoon and ENSO, *Science*, 284, p 2156– 2159.
- Murtugudde, R., J. P. McCreary, and A. J. Busalacchi. 2000: Oceanic processes associated with anomalous events in the Indian Ocean with relevance to 1997– 1998, *Journal of Geophysical Research.*, 105, p 3295–3306.
- Vinayachandran, P. N., N. H. Saji, and T. Yamagata. 1999: Response of the equatorial Indian Ocean to an unusual wind event during 1994, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 1613–1615.
- Vinayachandran, P. N., S. Iizuka, and T. Yamagata. 2002: Indian Ocean dipole mode events in an ocean general circulation model, *Deep Sea Research., Part II*, 49, p 1573– 1596.
- Webster, P. J., A. M. Moore, J. P. Loschnigg, and R. R. Leben. 1999: Coupled oceanic-atmospheric dynamics in the Indian Ocean during 1997– 98, *Nature*, 401, p 356– 360.

VARIATION SPATIALE ET TENDANCE DE LA TEMPERATURE DANS LA VILLE DE TUNIS ET SES ENVIRONS : L'APPORT DES DONNEES CONVENTIONNELLES

CHARFI Sami et HENIA Latifa

Université de Tunis, Faculté des Sciences Humaines et Sociales,
UR. « GREVACHOT » 01/UR/02-12,
Mail <charfisami_geo@yahoo.fr> <lhenia@yahoo.fr>

Résumé : Cette étude vise à suivre l'agencement spatio-temporel de la température à Tunis, ville de plus de 2 millions d'habitant. Après une phase essentielle de contrôle de la qualité des données, nous avons présenté les résultats d'une analyse structurelle des écarts ville-campagne des minima et des maxima de température à différentes échelles. Ensuite, nous avons essayé de mettre en évidence les différences dans l'évolution de la température mesurée dans différents sites : urbain, périurbain et rurale et d'en dégager une tendance.

Mots clés : température, Tunis, îlot de chaleur urbain, tendance.

Abstract : The purpose of this study is pursuing the variation of temperature in Tunis, a city of more than 2 millions inhabitants. After an essential step of quality control of the data, we have presented the results of the structural analysis of the urban-rural temperature contrast measured according to different scales. Next, we tried to show the differences in the temperature evolution measured in the different areas -urban, suburban and rural- and come up with the general trend.

Key Words : temperature, Tunis, urban heat island, trend.

Introduction

La température est un élément fondamental du climat. Elle tient actuellement le haut de l'affiche en matière de climatologie notamment avec l'émergence de la question des changements climatiques et la croissance exponentielle des villes. Plusieurs études prouvent que la température est en train d'augmenter (Jones et al., 1994). La croissance des villes s'est traduite par l'apparition de topoclimats urbains dont la manifestation la plus spectaculaire est «l'îlot de chaleur urbain» (Landsberg H.E., 1981; Carrega P., 1994; Charabi Y., 2001 ; Charfi S., 2003). Tunis est l'agglomération la plus fortement urbanisée en Tunisie. Elle connaît une augmentation galopante du nombre de la population, une extension rapide des surfaces bâties, un accroissement notable du nombre de véhicules et de l'activité industrielle. Ces données seraient-elles des facteurs propices à un éventuel développement du phénomène de l'îlot de chaleur urbain et d'une tendance au réchauffement du climat de la ville ? C'est à ces questions que nous essayons d'apporter des éléments de réponse. La première phase de ce travail présentera les données et les méthodes adoptées, la seconde sera consacrée aux principaux résultats.

1. Données et Méthodes

L'analyse de la variation spatiale de la température dans la ville de Tunis nécessite un réseau de stations de mesure assez dense disposant des séries de données sur une longue période. Nous avons exploité les données mensuelles minimales et maximales de cinq stations conventionnelles de l'INM (Tableau 1). Pour bénéficier d'un maximum d'informations, nous avons choisi de travailler sur une période de 25 ans allant de 1976 à 2000 parce qu'elle permet de coïncider des données de cinq stations : deux en site urbain (l'INAT et Tunis-Manoubia), une périurbaine (Tunis-Carthage) et deux en site rurale (Cherfech et Saïda) (Figure 1). Quatre parmi eux, seulement, sont employés dans l'analyse de la tendance parce qu'elles possèdent des séries avec une fenêtre temporelle commune de 30 ans.

Tableau 1. Nomenclature des stations

Station	Latitude	Longitude	Altitude (mètres)	Situation
	Nord	Est		
Tunis-Carthage	36° 05'	10° 14'	3	Plaine littorale
Tunis-Manoubia	36° 48'	10° 08'	66	Colline
Tunis-INAT	36° 46'	10° 08'	3	Plaine
Cherfech	36° 57'	10° 03'	5,7	Plaine
Saïda CPRA	37° 00'	10° 00'	32,8	Plaine

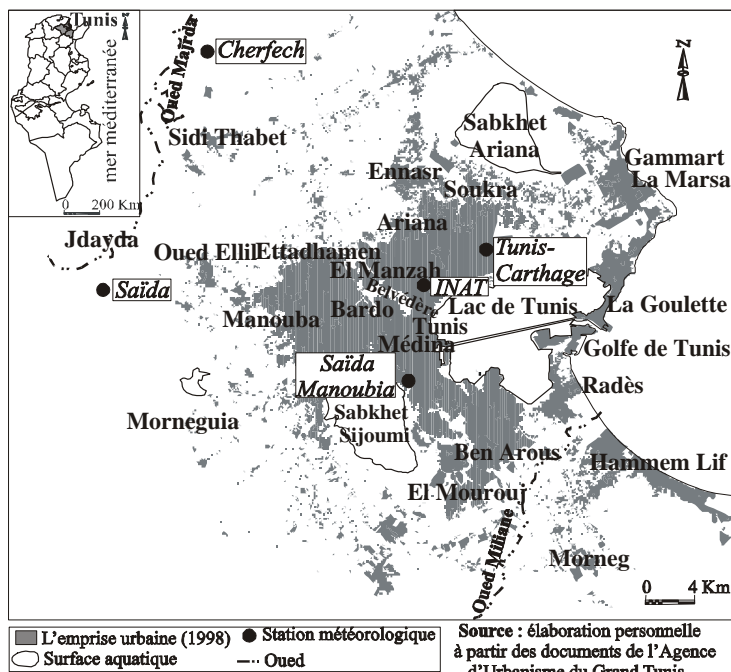


Figure 1. Localisation des stations de mesure conventionnelle

La première étape consiste à tester l'homogénéité des données thermométriques. Le test choisi est celui de la méthode du cumul des résidus. Elle consiste à tester, graphiquement, l'homogénéité d'une chronique en relation avec une série de référence dont l'état homogène est garanti. L'évaluation des résultats montre que le changement des sites des stations s'accompagne par des variations des courbes des séries analysées (Mestre. O., 2000). Mais, ces variations ne sont pas toujours significatives. L'évaluation de l'homogénéité des chroniques par les tests de détection des ruptures de Bois, de Buishand et de Pettitt ont permis de mettre en évidence une seule série non homogène, celle relative aux minima de Tunis-Carthage. Les différents tests situent la rupture à la fin de 1993, date du changement du site de la station sur une distance supérieure à 1 km. Après avoir apporté les corrections nécessaires à cette chronique, nous avons procédé à l'analyse structurale des écarts ville-campagne des minima et des maxima de la température à différentes échelles : annuelle, saisonnière, mensuelle et synoptique. Nous avons essayé enfin de quantifier les différences dans l'évolution de la température mesurée dans les différents types de sites (urbain, périurbain et rural) et d'en dégager une tendance. La droite de la tendance générale est déterminée par la méthode des moindres carrés.

2. Résultat

2.1. Organisation spatiale des minima et des maxima de températures mensuelles

Durant toute l'année, les minima de températures sont spatialement hétérogènes, mais les écarts entre les stations extrêmes ne sont pas très importants allant de 1,7°C à 3,6°C (Figure 2). Les stations urbaines de Tunis-Manoubia et de l'INAT et la station périurbaine de Tunis-Carthage sont les plus chaudes la nuit, hiver comme été. Cependant, les écarts sont très variables d'une saison à une autre en fonction des paramètres météorologiques.

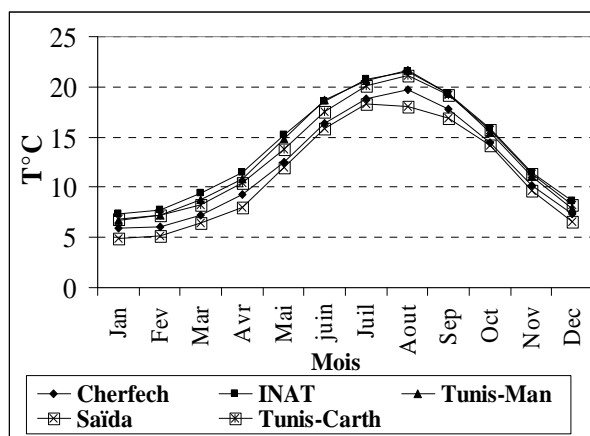


Figure 2. Moyenne des températures mensuelles minimales de 1976 à 2000

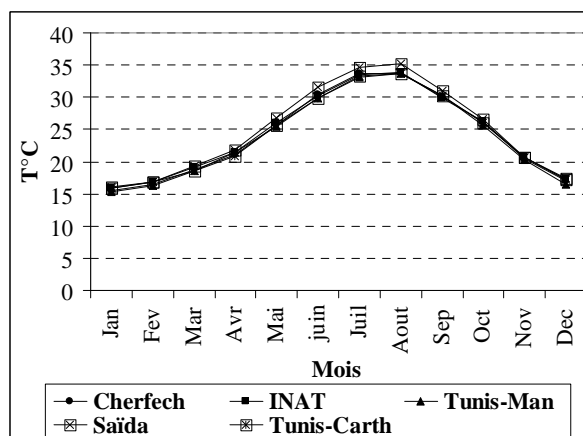


Figure 3. Moyenne des températures mensuelles Maximales de 1976 à 2000

Les minima de Tunis-Manoubia, de l'INAT et de Tunis-Carthage sont très comparables à quelques dixièmes de degrés près. Cependant, les écarts sont plus nets entre les stations rurales. En effet, Saïda est plus froide en hiver que Cherfech, les écarts entre elles atteignent $0,89^{\circ}\text{C}$ en moyenne. Cela peut être dû à l'effet de site de Saïda, plus éloignée de la mer (20 Km). En revanche, la station de Cherfech, située sur une plaine côtière basse à 15 Km de la mer, est largement exposée aux influences maritimes.

Les températures maximales sont par contre, spatialement, moins hétérogènes (Figure 3). Les différences sont relativement faibles, inférieures à $0,5^{\circ}\text{C}$ en moyenne. Si nous considérons l'échelle saisonnière, les écarts varient sensiblement. En été, la station rurale de Saïda enregistre des températures maximales supérieures de 1° en moyenne que la station périurbaine et celles urbaines. Or, ce n'est pas le cas pour la station rurale de Cherfech. En effet, nous avons enregistré l'intensification des écarts entre Saïda et les autres stations pendant la saison où les brises de mer sont les plus fortes. Ceci permet de dire que les écarts enregistrés ne sont pas dus uniquement à un éventuel effet urbain mais aussi à l'effet de la continentalité. Nous déduisons aussi que la station de Cherfech bénéficie de l'effet modérateur des brises de mer.

Alors, malgré la multitude des facteurs influant la température de l'air dans la ville de Tunis et la campagne environnante, l'effet de l'urbanisation existe et nous ne pouvons pas le nier. On le détecte, notamment, au niveau des minima. La variation temporelle des écarts ville-campagne de températures minimales et maximales est due en partie à la modification du bilan énergétique dans la ville. Si la ville et la campagne reçoivent la même quantité d'énergie solaire, le comportement thermique diffère d'un espace à l'autre. L'analyse des écarts moyens de température entre la station urbaine de Tunis-Manoubia et celle rurale de Cherfech confirme que le bilan radiatif de la ville diffère de celui de la campagne (Figure 4). Les minima de température à Cherfech sont, en moyenne, inférieures de $1,43^{\circ}\text{C}$ à celles de Tunis-Manoubia. Pendant la saison chaude, les écarts s'accroissent, ils deviennent supérieurs à 2°C , à cause d'un probable effet de réverbération des constructions proches du site de la station de Tunis-Manoubia. Durant la saison froide, nous enregistrons les écarts des minimales les plus atténués qui ne dépassent guère $1,2^{\circ}\text{C}$ en moyenne à cause de l'affaiblissement du phénomène de stockage/restitution. Les écarts au niveau des maxima de température sont par contre moins hétérogènes puisque les bilans radiatifs, en ville et à la campagne, sont très comparables. Pour cette raison, nous avons retenu uniquement les températures minimales dans le reste du travail.

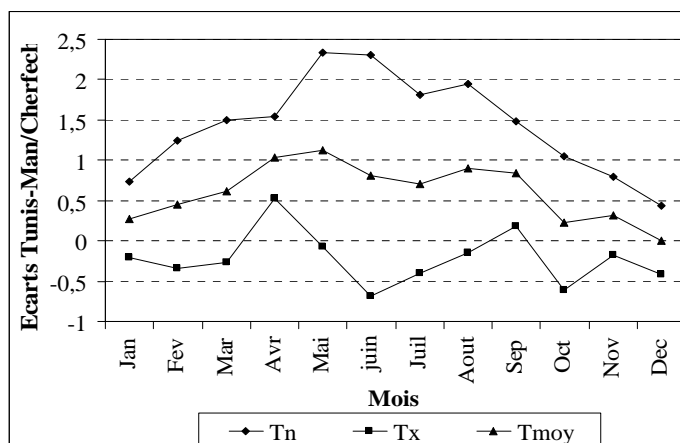


Figure 4. Ecart moyen de la température mensuelle entre la station urbaine de Tunis-Manoubia et la station rurale de Cherfech (1976-2000)

2.2. Evolution de la température minimale sur quatre stations météorologiques

L'analyse de l'évolution des températures minimales à Tunis-Carthage, l'INAT, Tunis-Manoubia et Cherfech sur une période de 30 ans montre une augmentation des températures pour les différentes stations. Les stations de l'INAT, Tunis-Manoubia et Tunis-Carthage subissent une croissance plus significative comme le montrent les droites de la tendance (Figures 5, 6, 7, 8).

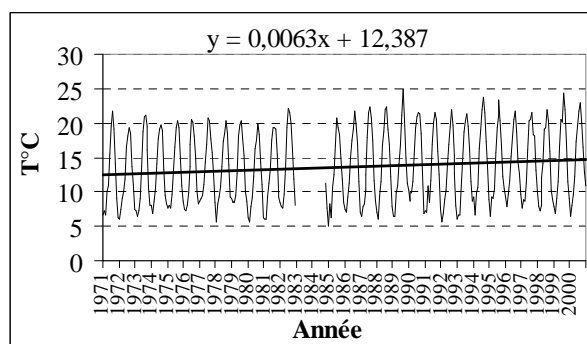


Figure 5. Fluctuations des minima de températures Mensuelles pour l'INAT (1971-2000)

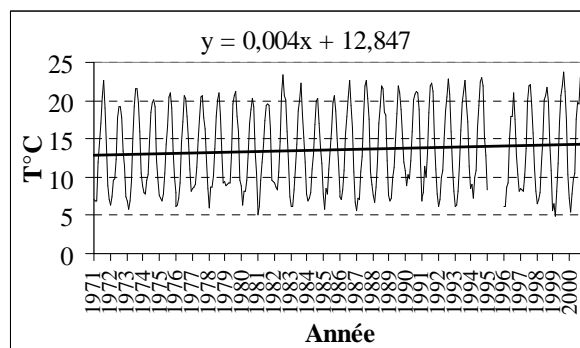


Figure 6. Fluctuations des minima de températures Mensuelles pour Tunis-Manoubia (1971-2000)

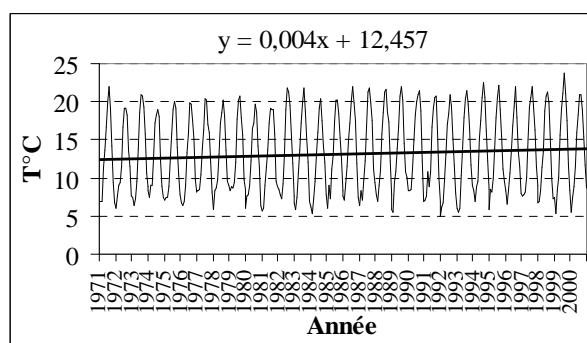


Figure 7. Fluctuations des minima de températures Mensuelles pour Tunis-Carthage (1971-2000)

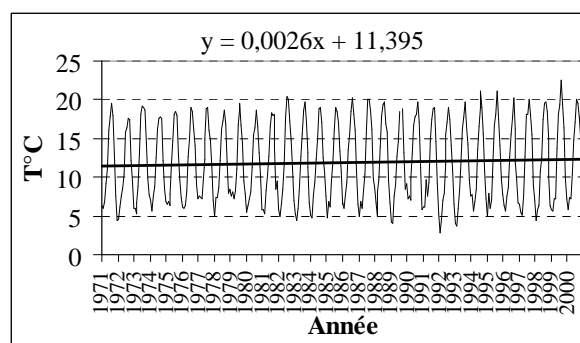


Figure 8. Fluctuations des minima de températures Mensuelles pour Cherfech (1971-2000)

Sur la période 1971-2000, les minima dans les trois stations ont augmenté respectivement de 1,89°C, 1,2°C et 1,2°C alors que l'accroissement moyen est de 0,78°C à Cherfech. L'accroissement plus significatif des températures dans la station périurbaine et celles urbaines résulte vraisemblablement des impacts de la densification de l'espace urbain, de l'expansion des activités humaines et de la circulation automobile tout autour des postes de mesures. Par contre, l'environnement de la station de cherfech n'a pas été touché par

l'urbanisation depuis son installation. Nous remarquons, également, à la station de Tunis-Manoubia, bien qu'elle soit plus urbaine, que la tendance au réchauffement est comparable à celle à Tunis-Carthage ce qui est du vraisemblablement à la croissance rapide de l'urbanisation tout autour de cette dernière.

Pour estimer la part de la hausse de la température minimale due aux activités humaines durant les trente dernières années, nous devons disposer d'une série peu ou pas influencée par l'urbanisation et une autre identique intégrée dans l'agglomération. Heureusement, nous disposons d'une série rurale celle de Cherfech non influencée par les activités humaines et d'autres, urbaines, relatives à des stations situées dans la zone urbaine telle que Tunis-INAT. En admettant que la tendance calculée pour la station de Cherfech soit représentative des fluctuations naturelles de la température, l'urbanisation et les activités humaines seraient responsables d'une hausse des minima de l'ordre de $1,11^{\circ}\text{C}$ en moyenne sur la période 1971-2000, soit une augmentation de $0,037^{\circ}\text{C}$ par an. Cette valeur a été calculée d'après les résultats trouvés pour les séries thermiques moyennes de l'INAT ($1,89^{\circ}\text{C}$) et ceux de la série de Cherfech ($0,78^{\circ}\text{C}$), en procédant à une opération très simple de soustraction.

2.3. Evolution des écarts ville-campagne

Les courbes évolutives des écarts de températures entre les stations urbaines (Tunis-Manoubia, INAT, Tunis-Carthage) et celle rurale de Cherfech pour la période de 1971-2000 montrent une tendance générale vers la hausse au niveau de ces écarts mais d'importance variable (Figures 9, 10, 11).

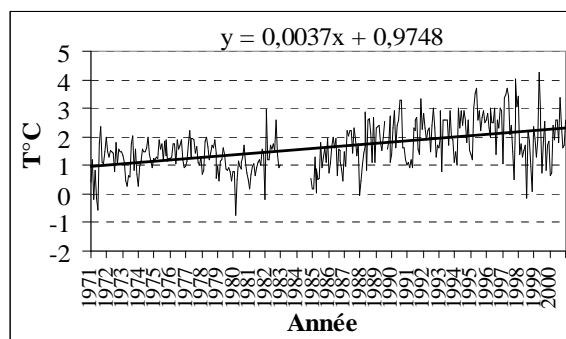


Figure 9. Fluctuations des écarts des minima mensuelles entre l'INAT et Cherfech (1971-2000)

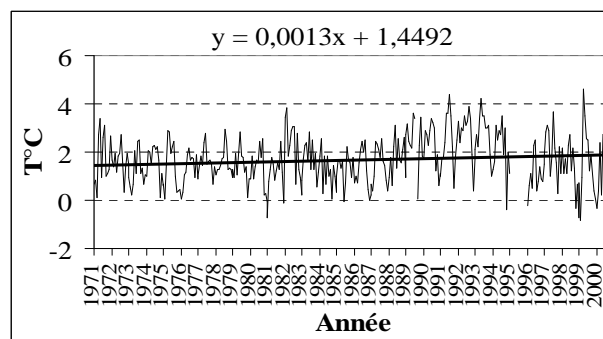


Figure 10 : Fluctuations des écarts des minima mensuelles entre Tunis-Manoubia et Cherfech (1971-2000)

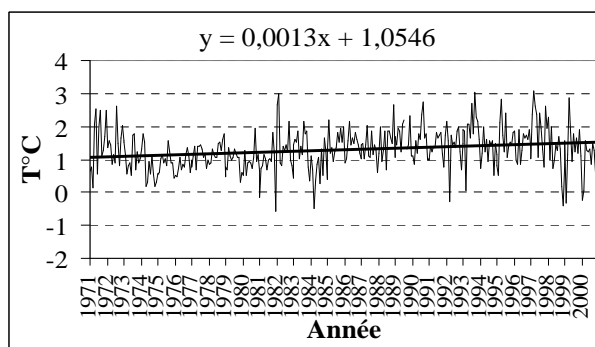


Figure 11. Fluctuations des écarts des minima mensuelles entre la station de Tunis-Carthage et celle de Cherfech (1971-2000)

La croissance la plus importante des écarts moyens des minima est remarquée entre l'INAT et Cherfech, de l'ordre de $1,11^{\circ}\text{C}$ en moyenne. Cependant, la plus faible est enregistrée entre Tunis-Carthage et Cherfech ($0,49^{\circ}\text{C}$). Ces variations sont très significatives puisqu'elles sont étroitement liées aux particularités des sites de stations météorologiques et à l'évolution de leurs horizons immédiats. En outre, il est à noter que les courbes évolutives des

écarts entre les stations urbaines (Tunis-Manoubia, INAT) et la station rurale de Cherfech manifestent des fluctuations en phase. Les écarts augmentent d'une manière remarquable dès le début des années 1980 jusqu'à la moitié des années 1990 parallèlement à une croissance de la population urbaine allant de 1180877 habitants en 1984 à 1686498 habitants en 1994, soit un accroissement de 42 % . Pendant cette même période, le parc de logements a connu un boom avec des taux de croissance spectaculaire atteignant 5,2 % entre 1984 et 1994. La moitié des nouveaux logements sont construits dans le gouvernorat de Tunis, notamment au Nord, dans laquelle se situe la station de l'INAT. En plus, nous assistons à une expansion notable du nombre des automobiles dans le gouvernorat de Tunis atteignant 228000 en 1994. Cet accroissement s'accompagne vraisemblablement par la modification du bilan énergétique dans la ville et par l'augmentation du dégagement de l'énergie anthropique et des polluants. Ces facteurs expliquent en grande partie la hausse des écarts entre la ville et la campagne durant cette période. A partir des années 1990, les écarts se stabilisent. Durant cette même période, une tendance à l'apaisement apparaît notamment dans l'évolution du parc de logement ; Le taux de croissance annuelle moyen baisse à 3,2 % entre 1994 et 1998. Dans ce contexte, nous notons une saturation de la population se traduisant par le dépeuplement du centre de l'agglomération vers les banlieues lointaines.

Par ailleurs, l'évolution des écarts moyens entre la station de Tunis-Carthage et la station rurale de Cherfech est différente. La courbe manifeste une tendance positive moins marquée mais plus régulière vers la hausse. Cette régularité est significative prouvant une évolution de l'environnement de la station de Tunis-Carthage à un rythme soutenu.

Conclusion

L'analyse de longues séries de données thermométriques montre que le champ thermique de la ville de Tunis et ses environs est très hétérogène la nuit. Par contre, les degrés de températures sont très comparables le jour. L'analyse des écarts prouve que la ville de Tunis est plus chaude que sa campagne environnante durant toute l'année. L'analyse de la tendance des séries de température sur une longue période permet de mettre en évidence une croissance de la température plus significative dans les stations urbaines et la station périurbaine que dans les stations rurales confirmant l'existence de l'effet urbain. Les fluctuations des écarts ville-campagne permettent de dégager un rapport entre l'extension urbaine et la croissance des températures en ville par rapport à ses environs.

Bibliographie

- Charabi Y., 2001 : *L'îlot de chaleur urbain de la métropole lilloise : mesures et spatialisation*, Thèse, UFR de géographie et de d'aménagement, Université des Sciences et Technologies de Lille, 247 p.
- Charfi S., 2004 : *Contribution à la mise en évidence de l'îlot de chaleur urbain dans l'agglomération de Tunis*, Mémoire de DEA, Université de Tunis, 130 p.
- Carrega P., 1994 : *Topoclimatologie et Habitat*, Thèse, Revue de géographie du laboratoire d'analyse spatiale Raoul Blanchard n° 35 et 36, Université de Nice, France, 408 p.
- Jones P.D., 1994 : Global and hemispheric temperature anomalies-land and marine instrumental records, in BODEN T.A., KAISER D. P., SEPANSKI R.J., STOSS F.W. (eds), trend '93: A compendium of data on global change ORNL/CDIAC-65. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tennessee, U.S.A., 603-608.
- Landsberg H.E., 1981: *The Urban Climate*, Academic Press, New York 277p.
- Mestre O., 2000 : Méthodes statistiques pour l'homogénéisation de longues séries climatiques, Thèse, Université Paul Sabatier, Toulouse, 230p.
- Sala J.Q, Chiva E.M., 1996 : L'élévation de la température en Espagne méditerranéenne : Tendance Naturelle ou effet de l'urbanisation ? ; *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, Vol. 9, 487-495.

LA RELATION CLIMAT-HYDROGRAPHIE DES ACTIVITES TOURISTIQUES EN DOBROUDJA (ROUMANIE)

COMĂNESCU LAURA, FLORINA GRECU, MIHAI IELENICZ, GHEORGHE VIȘAN,
MIRCEA VIȘAN

Faculté de Géographie, Université de Bucarest, Bd. Nicolae Balcescu N°1, Secteur 1, 70111 Bucarest,

Roumanie, Tél : + 40-21-314 35 08/2136, lauracomanescu@yahoo.com

Résumé : Dobroudja est la province historique de la Roumanie, située entre le Danube et la Mer Noire. Elle dispose d'un riche potentiel touristique tant naturel (relief, hydrographie, végétation) qu'anthropique (traces de vie matérielle des plus anciennes périodes). Du point de vue climatique, Dobroudja connaît un climat tempéré-continental, ayant des influences est-européennes et pontiques. Dans ces conditions, il y apparaît des différences entre l'évolution des principaux éléments climatiques (températures, précipitations, vent) d'où résultent plusieurs types d'utilisation touristique de l'espace. Les ressources hydrographiques riches (la Mer Noire, les rivières, les sources thermales et de nombreux lacs ayant des origines différentes) favorisent à leur tour, des activités touristiques variées. Prenant en compte ces caractéristiques, on a différencié en Dobroudja, les unités touristiques suivantes : le Delta du Danube, le littoral roumain de la Mer Noire et secondairement, l'axe Carasu et l'axe danubien.

Mots – clés : climat, eaux, activités touristiques, Dobroudja, classification touristique.

Abstract : Dobroudja is one of Romania's historic Provinces being located between the Danube and the Black Sea. Both its natural potential (relief, hydrography, vegetation) and its historical-artistic heritage (traces of old civilizations) are varied and worthwhile. The climatic features of Dobroudja belong to the mild-continentals with eastern-European and Pontic influences. Therefore variations of the main climatic elements (temperatures, precipitations, wind) may appear, reflecting into the different options of touristic exploitation of the environment. The great hydrographic resource (the Black Sea, rivers, thermal springs and numerous lakes of different origins) also generate various touristic activities. Considering tourism as an indicator we identified the following touristic units: The Danube Delta, the Romanian seaside of the Black Sea and secondary the Carasu and the Danubian axes.

Key words: climate, hydrography, touristic activities, Dobroudja, touristic hierarchy

1. Caractéristiques générales

Dobroudja est la province située entre le Danube et la Mer Noire et comprend le Plateau de Dobroudja et le Delta du Danube. Elle se trouve dans le sud-est de la Roumanie et s'étend sur 2° de latitude entre Chilia Veche (45°12'N) et Limanu (43°46'N). En longitude, elle est comprise entre 27°12'E (Almalau) et 29°41'E (Sulina). Dobroudja est entourée de trois côtés par des eaux, le Danube au N et à l'W, la Mer Noire à l'E. Au sud, la limite est constituée par la frontière avec la Bulgarie (figure 1).

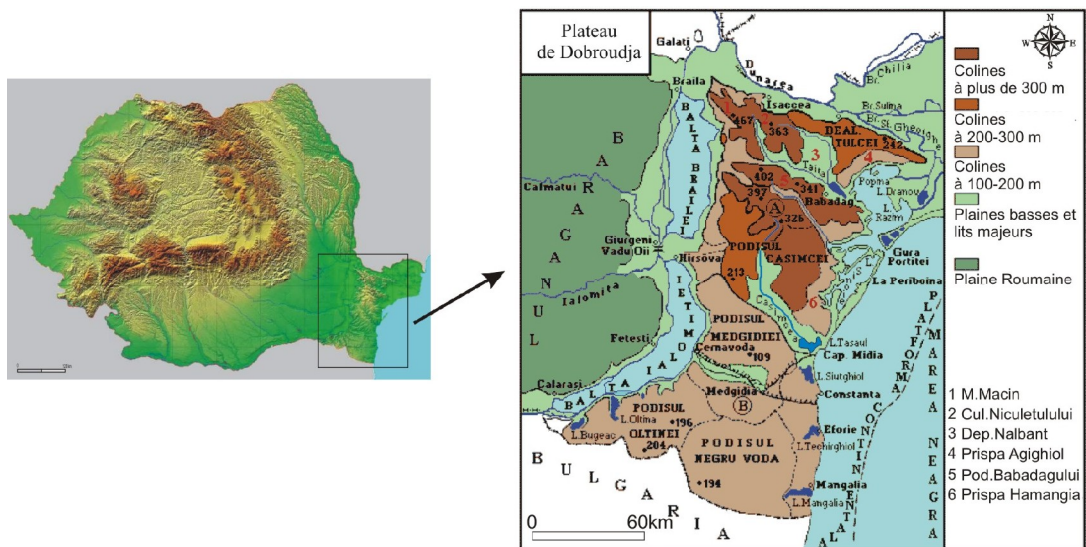


Figure 1. Position géographique du Plateau de Dobroudja

Le relief de Dobroudja est celui d'un ancien plateau, ayant une altitude moyenne de 125 m, et ses plus hautes sommets se trouvent dans le nord-ouest : le Cime Pricopan (sommet Tutuiatu, 467 m). Dans le nord de Dobroudja s'imposent soit des sommets crénelés avec des versants escarpés, soit des sommets et des cimes arrondis ou encore un merveilleux relief karstique (le Plateau Babadag, le Plateau Casimcea). Dans le sud de Dobroudja, les plateaux calcaires sont remarquables ; ils sont couverts par des lœss et ils sont de grandes dimensions et séparés par des vallées étroites (ayant le caractère de gorges ou de canyons). Dans le nord-est de Dobroudja, il y a une plaine fluvio-lacustre -le Delta du Danube- avec des surfaces aquatiques (des lacs, des ruisseaux, des mares) et des schorres ayant des altitudes de 0,5-3 m (les plus hautes : Letea 12,5 m et Caraorman 7m) (figure 1) (Popovici et al, 1984).

Les conditions naturelles, notamment celles liées au relief et à l'hydrographie, mais aussi les vestiges résultant d'une humanisation continue, ont imposé Dobroudja comme une province touristique de premier niveau de la Roumanie.

2. Rapport climat-activités touristiques

Le climat ne constitue que rarement un élément de potentiel touristique mais il a de l'importance dans les activités touristiques, en imposant leur type, leur forme, leur période de déroulement ainsi que leur attrait ou leur restriction pour le tourisme. Le potentiel touristique du climat est différent selon le moment et les espaces concernés et il est en liaison directe avec les principaux paramètres climatiques. En Dobroudja, *le climat* est favorable aux activités touristiques pendant toute l'année et plus particulièrement pendant les mois mai à octobre (Ielenicz, Comanescu, 2006).

La température moyenne annuelle est de 10-11°C, la température du mois de janvier est de -2 - 0,5 °C, et celle du mois de juillet est de 21-24°C. La mise en place des activités de tourisme dépend de températures favorables, notamment pour l'organisation de cures héliomarines mais aussi pour d'autres types d'activités touristiques comme la chasse, la pêche, les sports nautiques, ...) (figure 2).

Pour les activités touristiques aquatiques (sur les lacs et notamment en Mer Noire) il est important de tenir compte les valeurs thermiques diurnes de l'air et de l'eau. Pour Dobroudja on estime que les valeurs favorables pour l'eau sont entre 20-24°C. Celles-ci s'enregistrent sur le littoral les mois juillet-août ; elles sont possibles en mai -juin et septembre et pour les lacs (ayant une profondeur réduite et étant peu dynamiques) la période favorable est comprise entre le 15 juin et le 10 septembre (lors d'années exceptionnelles : possibilité de mai jusqu'à la fin du septembre) (Candea et al., 2003).

La cure hélio thérapeutique est pratiquée sur le littoral roumain de la Mer Noire pendant la période chaude (juillet-août). Pendant la journée, on peut différencier les heures où l'exposition est optimale et d'autres où elle devient nocive (entre 12h et 16h). Des températures extrêmes, fortement inférieures à 0°C ou très élevées ne sont toutefois pas favorables au tourisme, en provoquant un stress bioclimatique. Pendant ces moments, on ressent un inconfort climatique. Teodoreanu (1984) distingue en Dobroudja deux parties selon le nombre de jours d'inconfort thermique : sur le littoral- plus de 10 jours et ailleurs entre 0 et 10 jours. En Dobroudja, les jours d'inconfort thermique apparaissent en avril (mai)-septembre, période qui correspond au flux touristique maximum.

Les précipitations varient entre 400 mm (dans le sud) et 450-500 mm (dans le nord-ouest). Les quantités de précipitations sont réduites et elles apparaissent rarement pendant la période chaude (25mm en juillet, 34 mm en août à la station Constanta) mais elles n'influencent pas l'activité touristique en Dobroudja (figure2). *La nébulosité* diminue la durée d'insolation, en devenant dérangeante pour les touristes sur le littoral ou dans le delta du Danube.

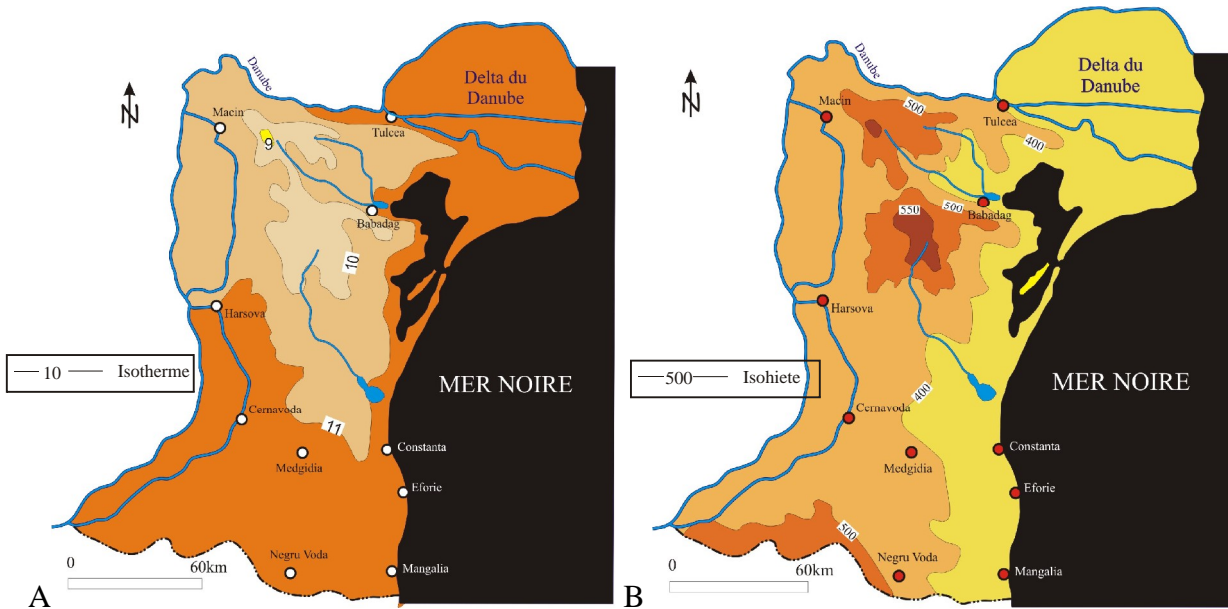


Figure 2 – Cartes de Plateau du Dobroudja. A. Potentiel thermique. B. précipitations

Le vent. On considère que la limite acceptable du vent pour un bon déroulement des activités touristiques n'en exigeant pas est de 3,5 m/s. Au-dessus de cette valeur le vent devient un facteur défavorable pour l'activité touristique, problème qui arrive en Dobroudja pendant la période d'octobre à mars. Au littoral, le vent a un résultat favorable en ayant un caractère modérateur en situation de températures très élevées et en étant un agent de dispersion des aérosols et qui favorise les sports nautiques.

Pour démontrer l'avantage particulier de cet endroit pour le tourisme, on a calculé quelques indices à la station de Constanta, qui est représentative du littoral (tableau 1).

Paramètre	Valeur	Appréciation de l'avantage
Indice climatique-touristique (annuel) (Fărcaș et les collab. 1970)	60	Les valeurs varient beaucoup pendant l'année, les plus favorables sont observées de mai à septembre
Indice climatique- touristique (juillet) (Fărcaș et les collab. 1970)	120	Les plus hautes valeurs sur le territoire de la Roumanie sont semblables à celles qui sont enregistrées sur le littoral de la Mer Méditerranée
Indice climatique-touristique (janvier) (Fărcaș et les collab. 1968)	-15	Les plus hautes sur le territoire de la Roumanie. Les activités touristiques n'existent pas pendant cette période
Indice climatique balnéaire (Burnet, 1963)	2	Haut potentiel climatique balnéaire (pour les valeurs inférieures à 3)
Indice saisonnier (Poulter, 1962)	360	Potentiel saisonnier favorable pendant les mois d'été
Indice climatique-marin (Sarramea, 1980)	25	Les valeurs de plus de 20 sont favorables aux activités touristiques

Tableau 1 : Les principaux indices climatiques-touristiques à la station de Constanta

Les caractéristiques climatiques sont aussi influencées par la présence de la Mer Noire, des mares du Danube qui déterminent des modifications locales face aux surfaces voisines sur le régime des principaux paramètres climatiques (température, humidité, brises) et aussi sur celui de quelques phénomènes météorologiques (sécheresses, gels, dégels) (Candea et al., 2003).

En fonction de toutes les caractéristiques présentées en bref ci-dessus, le territoire de Dobroudja est compris dans un bioclimat vivifiant. Ses conditions climatiques d'adaptation continue aux variations thermiques annuelles, à la chaleur et à la sécheresse provoquent le déclenchement du mécanisme de thermo régulation qui mène à la perte en eau dans l'organisme et qui détermine une très grande sollicitation du système nerveux et endocrine. Le stress bioclimatique annuel en Dobroudja (Teodoreanu El., 1984) a des valeurs comprises entre 30 et 40.

Le bioclimat vivifiant se caractérise par des étés chauds et secs, avec des températures caniculaires, et de nombreux jours tropicaux (plus de 40), des hivers rigoureux, une humidité réduite de l'air et une radiation solaire importante (125 kcal/cm²/an) et une durée d'insolation annuelle de 2200 à 2500 heures.

3. Rapport hydrographie- activités touristiques

Pour Dobroudja l'eau est un élément très important du point de vue touristique. Le réseau hydrographique est tributaire au Danube et à la Mer Noire, la plupart des rivières ont un cours intermittent. Les rivières les plus importantes sont : Telița, Taița, Slava, Hamangia, Nuntași, Casimcea, Carasu, Topolog et Vederoasa pouvant avoir des petits débits sous 0,5 m³/s et ayant de grandes variations d'une saison à l'autre.

Le Danube se trouve en bordure du Dobroudja sur une longueur de 370 km. La pente est réduite et le cours du fleuve est très doux, avec des méandres et des tressages. Le Danube est une artère importante pour la navigation européenne et aussi un axe de circulation touristique de premier ordre.

Les lacs sont nombreux et ils ont un très grand potentiel touristique. Ceux-ci appartiennent à des types génétiquement différents. Les limans fluviaux apparaissent fréquemment dans l'ouest et l'est (dans la moitié sud du plateau). Les plus importants sont : Oltina, Mârleanu, Baci, Tașaul, Siutghiol, Tăbăcărie, Agiea, Techirghiol, Tatlageac, Mangalia. Les limans maritimes sont séparés de la Mer par des cordons de sable et ils sont très variés et minéralisés. Dans cette catégorie se trouvent : Techirghiol (salinité 60 – 75 g/l, sur son fond il y a de la boue sapropèle utilisée pour des bains froids dans le lac ou des bains chauds dans les sanatorium). Dans la composition de l'eau, il y a des chlorures et des sulfates de sodium, potassium, bromure, sulfate et bicarbonate de magnésium, bioxyde de silicium, des oxydes de fer) : Costinesti (avec de l'eau salée et de la boue thérapeutique), Mangalia (avec de l'eau salée et des sources sulfureuses méso thermales) (Breier, 1976). Les lagunes issues de la fermeture des golfes par des cordons de sable, sont très rares mais elles ont des surfaces plus étendues. Ainsi, la lagune Razelm représente le plus grand complexe lacustre du pays en étant composée des lacs: Razelm, Babadag, Golovița, Smeica et Sinoe qui ont une surface totale de 73.000 ha. Dans cette lagune il y a quelques îles (Popina, Grădiștea, Bisericuța et Istria). Le lac Siutghiol (21,05 ha, profondeur 5-10m) est lié aux sports, à l'existence de quelques bases d'agrément et sur le sable qui le borde se trouve la station Mamaia.

Les lacs du Delta du Danube sont nombreux (plus de 450, 8 % de la surface du Delta). Ils sont différents en surface et en niveau et favorables à la pêche et à la chasse sportive et aux sports nautiques. Les lacs les plus importants qui sont inclus dans les circuits touristiques acceptés par RBDD sont : Fortuna, Matița, Dranova, Roșu, Gorgova, Lumina, Isac, Merhei.

La Mer Noire est une mer typiquement continentale qui communique par les détroits du Bosphore et des Dardanelles avec la Mer Méditerranée. Une des caractéristiques du bassin de la Mer Noire sur le territoire roumain est représentée par l'existence d'une plateforme continentale étendue (les profondeurs sont de plus de 200m). La salinité est < 18‰ (aux bouches du Danube, à cause de l'apport d'eau amené par le fleuve, on arrive à 12 ‰), avec de grandes quantités d'oxygène et une très riche faune aquatique. Aux profondeurs sous 200m

les eaux sont salées (26 ‰) et sans oxygène. Pour le littoral roumain, le courant nord-sud est très important et est produit par l'apport d'eaux douces et par l'action du vent dominant de NE.

4. Conclusions

En prenant en compte le rapport avec le climat et l'hydrographie, mais aussi avec les autres éléments potentiels sur le territoire de Dobroudja, on peut différencier les unités suivantes: le Delta du Danube, le littoral de la Mer Noire et secondairement l'axe danubien et l'axe Carasu (Ielenicz, Comanescu, 2005).

Le delta du Danube

Le delta du Danube est renommé pour ses paysages spécifiques, par ses surfaces étendues couvertes d'eaux et par des espèces variées de plantes et d'animaux. Leur protection a été réalisée pas à pas, à partir de 1940 par le décret des réservations Letea et Roșca-Buhaiova auxquelles ont été ajoutées encore trois réserves, en 1956, le territoire protégé a atteint 400 000 ha et finalement en 1990 lorsque le Delta a été inclus dans une grande réserve de la biosphère avec une superficie de 5912 km².

On y différencie quatre catégories de territoires : 16 surfaces (525,8 km²) de protection totale (Roșca-Buhaiova, Letea, Răducu, Nebunu, Vătafu-Lungulețu, Caraorman, Ereniciuc, Popina, Sacalin-Zăton, Lupilor, Periteasca-Bisericuța-Gura Portiței, Chituc, Istria-Sinoe, Murighiol, Jurilovca et Saon), entourées par des surfaces- tampon (3202 km²) à terre (la vallée du Danube entre Isaccea et Tulcea, au nord du bras Sulina et sur les îles entre les bras Sf. Gheorghe et Chituc) et sur eau (1030 km² du Golf Musura jusqu'à la Tête Midia) surfaces de reconstruction écologique (sur les îles Stipoc, Letea) et les surfaces d'intérêt économique (au voisinage des localités, prédominant dans le Danube navigable).

Les formes de relief du Delta sont représentées par des îles mais notamment par des micro-dépressions entre dunes sur terre, des dépressions ayant des dimensions et des formes variables et des canaux couverts de l'eau. Les bras du Danube sont : Chilia, Tulcea qui se ramifie en Sulina et St. Georges. Le fleuve, à la première bifurcation, a un débit moyen de 6453 m³/s (le maximum mesuré a été de 15 500 m³/s en 1970, et le minimum de 1350 m³/s en 1921). Les bras du Danube sont : *le Bras Chilia* qui se trouve dans le nord ; il a 117 km de longueur, il se ramifie en canaux et bras secondaires à Partina, Chilia Veche et en aval de Periprava . Sur ce bras, la profondeur atteint 9 m, ce qui permet la navigation. *Le Bras Tulcea*, se déroule à 17 km entre le premier et le deuxième "ceatal". De celui-ci se déroule le Bras Sulina (63 km de longueur dans le Delta et 8 km entre les digues dans l'espace marin). Une profondeur de plus de 10m permet la navigation aux bateaux à fort tirant d'eau et le Bras St. Georges (108,2 km de longueur en développement naturel et 63,7 km après le recouplement des six méandres les plus étendus.)

Les principales formes de tourisme qui se pratiquent sont: la pêche et la chasse, le tourisme d'agrément et divers sports nautiques.

Le littoral roumain de la Mer Noire

Il se compose de deux secteurs différents: le littoral situé au nord de Tête Midia ayant un caractère de plaine, des plages et des cuvettes lacustres; et le haut littoral avec une falaise de 2 à 15 m sculptée dans des dépôts de loess et dans la plaque de calcaire fragmenté par des vallées tributaires de la mer et transformées dans des limans (Techirghiol, Tatlageac, Mangalia) qui se trouvent au sud de cette tête.

Le secteur du nord se distingue par des côtes basses, des plages qui ne sont pas aménagées, ayant des sables fins et qui ne sont pas beaucoup utilisées pour le tourisme . Entre le bras St. Georges et la Tête Midia il y a de nombreux cordons littoraux parmi lesquels s'impose par dimension et importance pour le tourisme le complexe lagunaire Razim où

s'ajoute le liman Babadag . Là il y a des surfaces favorables pour la pêche sportive, l'agrément nautique et la chasse sportive.

Le secteur du sud entre Tête Midia et Vama Veche, a une haute côte , type falaise, avec des plages ouvertes protégées par le système des digues aménagées dans un but touristique. On y a construit une série de stations de repos, récréation, traitement de Navodari jusqu'à Vama Veche. Parmi les types spéciaux de traitement réalisés par l'apport des facteurs naturels (l'eau de mer, l'air, la plage) on mentionne l'héliothérapie, la psamothérapie, et la thalassothérapie (figure 3).



Figure 3 – A. Relation hydrographie-tourisme;

B. Infrastructure touristique

Le long du littoral la plage est protégée à la base de la falaise , soit sur des îles qui ferment des lacs (le secteur Constanța-Mangalia) soit ouverte comme dans le cas du nord de Constanta. La plage est située à l'est, ce qui fait qu'elle est exposée à la radiation solaire de 10h à 14h pendant la saison estivale. Cette situation existe encore sur les côtes de l'est d'Italie, l'est de Floride (Etats-Unis), ou sur de petits secteurs au Brésil (Copacabana) ou en Asie du sud-est. Généralement, les plages sont naturelles, le sable est fin. La largeur des plages varie entre 400-500 m (Mamaia, Ephorie) et 50-200 m dans les autres secteurs.

D'autres facteurs naturels qui influencent le déroulement des activités touristiques sont: les eaux minéralisées associées aux boues thérapeutiques. Les eaux de profondeur minéralisées et les eaux mésothermales sont valorisées à Mangalia, Venus; les eaux salées et la boue du lac Techirghiol sont utilisées à Ephorie, Techirghiol et Mangalia (figure 3).

Bibliographie

Breier Ariadna, (1976), *Lacurile de pe litoralul românesc al Mării Negre. Studiu hidrogeografic*, Edit. Academiei, București, 173 p.

Căndea Melinda, **Erdeli** G., **Simon** Tamara, **Peptenatu** D., (2003), *Potențialul turistic al României și amenajarea turistică a spațiului*, Edit. Universitară, București, 339 p.

Farcaș I., **Bențe**, D., **Trifa** P., (1970), *Harta climatică-turistică a României*, Studia Univ. Babeș-Bolyai, Cluj-Napoca, series Geologia-geographia, fasc. 2.

Ielenicz M., **Comănescu** Laura, (2005), *The relation climate- touristic activities in Romania*, Annals Hyperion University of Bucharest, *Geographical series, tome III*, p.15-21.

Ielenicz M., **Comănescu** Laura, (2006), *România-potențial turistic*, Edit. Universitară, București, 464 p.

Popovici I., **Grigore** M., **Marin** I., **Velcea** I., (1984), *Podișul Dobrogei și Delta Dunării. Natură, om, economie*, Edit. Științifică și Enciclopedică, București, 301 p.

Teodoreanu Elena, (1984), *Bioclima stațiunilor balneoclimaterice din România*, Edit. Sport-Turism, București, 242 p.

Collectif, 2005, *Geografia Romaniei, vol.V*, Ed Academiei, Bucuresti, 968 p.

LES BRISES NOCTURNES A SFAX DURANT LA SAISON ESTIVALE : REPARTITION SPATIO TEMPORELLE ET IMPACT SUR LA POLLUTION DE L'AIR

DAHECH S., BELTRANDO G.

Université Denis Diderot, Paris VII, UMR 8586 du CNRS (PRODIG), (c.c. 7001), F- 75205 PARIS Cedex 13
saalem.dahech@paris7.jussieu.fr beltrando@paris7.jussieu.fr

Résumé : L'étude de la phase nocturne de la brise littorale, en été à Sfax, est intéressante car c'est durant cet épisode que les taux de pollution les plus élevés sont enregistrés. Les caractéristiques de la brise de terre et de la renverse nocturne sont étudiées à partir des anémogrammes fournis par l'INM et des mesures itinérantes et à postes fixes du vent. La brise de terre est freinée près de la surface dans l'agglomération. Durant la renverse nocturne, le vent souffle souvent du SO, il ramène les polluants émis dans la zone industrielle El Maou vers les quartiers denses et le centre-ville. Les taux de pollution sont élevés car le vent est faible et la hauteur de la couche limite est réduite.

Mot clés : Brise de terre, renverse nocturne, Sfax, pollution atmosphérique

Abstract : The study of the night period of the littoral breeze, during summer in Sfax, is interesting, because during this episode the highest rates of pollution are recorded. The characteristics of the land breeze and the night shift are studied using the anemograms produced by the INM, itinerant measurements and wind data from automated meteorological stations. Land breeze is weak in the agglomeration. During the nocturnal shift, the wind often blows from the SW ; it conveys the pollutants emitted in the industrial zone El Maou towards the crowded districts and the downtown area. The rates of pollution are high because the wind is weak and the height of the boundary layer is reduced.

Key-words : Land breeze, nocturnal shift, Sfax, atmospheric pollution

Introduction

Sfax est une agglomération de 500 000 habitants, située au sud du centre-est tunisien, qui connaît une forte pollution atmosphérique. Cette pollution est causée en grande partie par les rejets issus d'une industrie implantée le long de la côte, notamment dans la partie méridionale, ainsi que par un trafic routier très congestionné aux heures de pointes. La forte fréquence des situations radiatives (ciel clair et vent faible) et le fort ensoleillement durant la saison estivale sont favorables au déclenchement des brises thermiques qui aggravent la détérioration de la qualité de l'air.

L'étude de la répartition spatio-temporelle des polluants nécessite un réseau relativement dense de points de mesures des polluants mais aussi une bonne connaissance de l'aérodynamique de la ville et particulièrement du mécanisme de la brise thermique. Durant les phases nocturnes, la brise est plus favorable aux fortes concentrations de polluants en raison de la stabilité de l'atmosphère durant cette période.

L'objectif de ce travail est de décrire le mécanisme de la renverse nocturne de la brise ainsi que les caractéristiques de la brise de terre en été afin de mieux cerner leur rôle dans la répartition spatio-temporelle de la pollution atmosphérique à Sfax.

Données et méthodes

Pour sélectionner les jours de brise thermique, nous nous sommes basés principalement sur les données tri-horaires de la vitesse et de la direction du vent ainsi que les anémogrammes fournis par l'INM. Dans un premier temps, les jours pluvieux et cycloniques ont été supprimés. Ensuite, la distinction des jours a été faite à partir de la direction du vent. Ainsi, nous avons retenu les jours où le vent souffle du secteur 45°-225° durant la journée et du secteur 226°-44° pendant la nuit : nous avons relevé les jours où la brise de mer et celle de terre alternent. Il est à noter que la brise de mer est plus facile à détecter que celle de terre car, durant certains jours, la vitesse de cette dernière est quasi-nulle. Dans un deuxième temps, nous avons retenu les jours où la vitesse du vent maximal instantané est inférieure à 12 m/s. Enfin, pour valider notre sélection, la pression atmosphérique et l'insolation au cours des

jours retenus sont examinées. Les jours de brise correspondent à des situations anticycloniques ou de marais barométrique caractérisées par une forte insolation. Les critères choisis sont structurés sous forme de filtres. Il s'agit d'une méthode utilisée par plusieurs chercheurs comme Neumann et Mahrer (1971). La consultation des anémogrammes permet de vérifier et de valider la sélection.

La brise de terre est analysée durant le trimestre estival car c'est la saison où elle est la plus facile à détecter puisqu'elle souffle fréquemment dans le sens contraire du vent dominant durant cette saison (vent d'est) et qu'elle est précédée d'une renverse (déviations de la direction du vent).

Pour étudier les caractéristiques de la renverse nocturne (durée, vitesse, direction), nous nous sommes basés, d'une part, sur les anémogrammes fournis par l'Institut National de la Météorologie (INM) ; d'autre part, sur les données issues de nos propres stations « Davis » capables d'enregistrer plusieurs paramètres météorologiques (vent à 10 m du sol, température, humidité et pression à 2 m du sol) à un pas de temps de 1 ou 5 minutes. Une station météorologique fixe de ce type a été installée à 1 km du centre-ville et de la mer de juin à septembre 2004 et de janvier à septembre 2005. En outre, un réseau de quatre autres stations météorologiques a été mis en place dans l'agglomération durant l'été 2006. Ce réseau a été utilisé particulièrement pour observer la répartition spatiale de la brise de terre à l'échelle de l'agglomération. Pour affiner l'étude de cette répartition, deux séries de campagnes de mesures itinérantes de la vitesse et de la direction du vent ont été réalisées instantanément par 3 équipes entre 1h et 2h du matin : le 9/08/04 et le 21/07/05. Durant ces deux nuits, les conditions étaient de type radiatif (ciel clair, vent synoptique quasi nul). Enfin, deux sondages aérologiques par ballons captifs ont été réalisés le 31 juillet et le 1er août 2006 (situation de brise), entre 21h et 6h, pour comprendre la structure verticale de la couche limite urbaine durant la renverse nocturne et pendant la brise de terre.

1. La brise de terre

1.1. *Fréquence et durée de la brise de terre*

La brise de terre est observée durant environ 80% des jours entre juin et août (Dahech, 2007). En été, la brise de terre se déclenche quand la température de la mer devient supérieure à celle de la terre, c'est-à-dire quelques dizaines de minutes à quelques heures après le coucher du soleil. Le lever de cette brise est plus tardif en été par rapport au reste de l'année et, tout comme la brise de mer, la brise nocturne est influencée par le vent synoptique (Planchon, 1997). Ce dernier souffle souvent du large vers le continent et cela retarde le déclenchement de la brise de terre. Un vent synoptique relativement fort, même s'il est orienté vers la mer, empêche la brise de terre de s'établir. En moyenne, la durée de la brise de terre avoisine les 9h et demie en été pour la période 1970-2002. Elle se lève à 23h en juin et août et une demi-heure plus tard en juillet. Elle se couche vers environ 8h30.

1.2. *La direction de la brise de terre et son évolution*

D'après le traitement des données des stations Davis, la circulation de la brise de terre est plus complexe que celle de la brise de mer. En fait, la vitesse de la brise nocturne est souvent faible et elle peut être, par conséquent, déviée ou interrompue plusieurs fois au cours de son évolution. Nous avons remarqué 4 types d'évolutions dissemblables :

- En situation de calme, quand la région est dominée par un marais barométrique, soit la situation la plus fréquente en été, la brise de terre se déclenche du SO et se couche du NE.
- En situation de vent synoptique du N ou du NE, la brise de terre commence à souffler du NE et finit de souffler de la même direction.

- En situation de vent synoptique de SO, la direction initiale et finale de la brise de terre est le SO.

- En situation de vent synoptique d'E ou bien de SE, l'évolution de la brise de terre ressemble à la situation précédente.

Juste quelques minutes après son lever, la brise nocturne est rapidement déviée. En situation de calme, c'est la force de Coriolis qui va commander l'évolution de la brise de terre. Ainsi, une rotation dans le sens anticyclonique est relevée : la direction passe du SO au NO. En présence d'un vent synoptique, la direction de la brise de terre est une combinaison entre ce dernier et la perpendiculaire à la ligne du rivage. La brise nocturne souffle du N en cas d'un vent synoptique de NE et de l'ONO en cas d'un vent de SO (fig. 1).

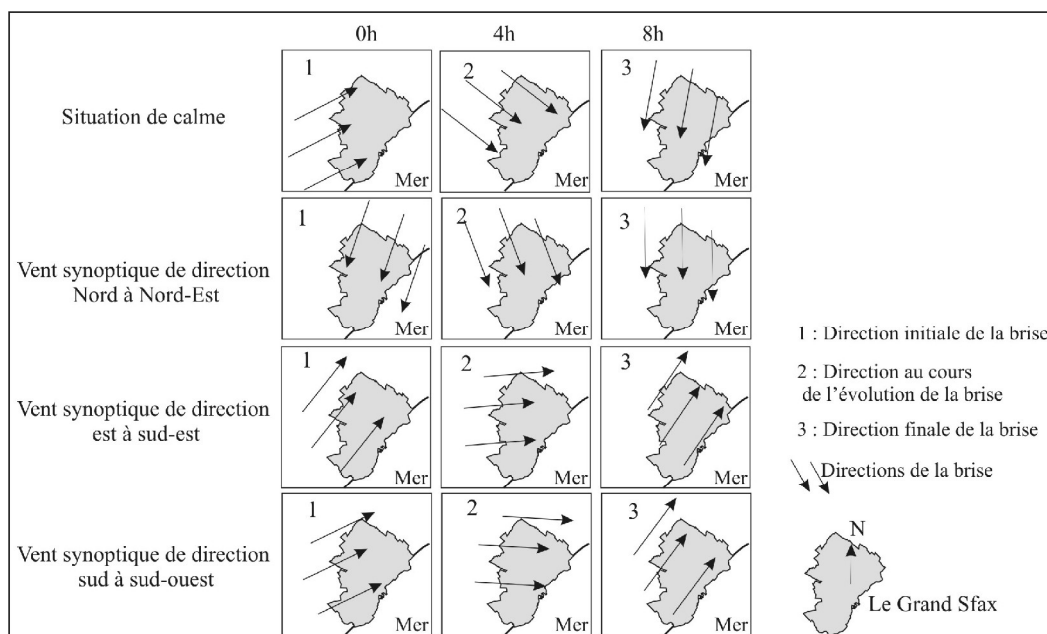


Figure 1 : Evolution de la direction de la brise de terre dans l'agglomération de Sfax en été (anémogrammes de la période 1970-2002).

1.3. Répartition spatiale de la brise de terre dans l'agglomération de Sfax

La brise de terre, moins rapide que la brise de mer, est difficile à détecter à 2 m de la surface dans les zones densément bâties. Dans la plupart des cas, au cœur de l'agglomération domine le calme en raison de l'augmentation de la rugosité. Par contre, en périphérie, un flux soufflant du continent vers la mer avec une vitesse inférieure à 2 m/s est observé (fig. 2). Au niveau de l'agglomération, la brise nocturne n'est franchement détectée que dans l'arrière-pays et au bord de la mer. Cependant, durant toutes les campagnes de mesure, dans l'agglomération, nous ressentons le souffle du vent, les feuilles de la partie supérieure des arbres frémissent et les drapeaux, placés au dessus des bâtiments publics, flottent légèrement. Ce fait suggère la présence de la brise de terre en altitude. En dehors de l'agglomération aussi bien qu'au bord de la mer, la vitesse de la brise de terre ne dépasse pas 1,5 m/s à l'exception de la mesure prise sur le pont implanté sur la route de Gabès au dessus d'oued El Mou car la force de frottement diminue à 15m du sol (fig. 2). Des mesures du vent à 10 m du sol semblent être plus adaptées pour étudier la brise de terre dans l'agglomération. Ces mesures ont été faites par quatre stations météorologiques automatiques qui offrent, en plus, des mesures continues et instantanées selon un pas de temps de 5 mn.

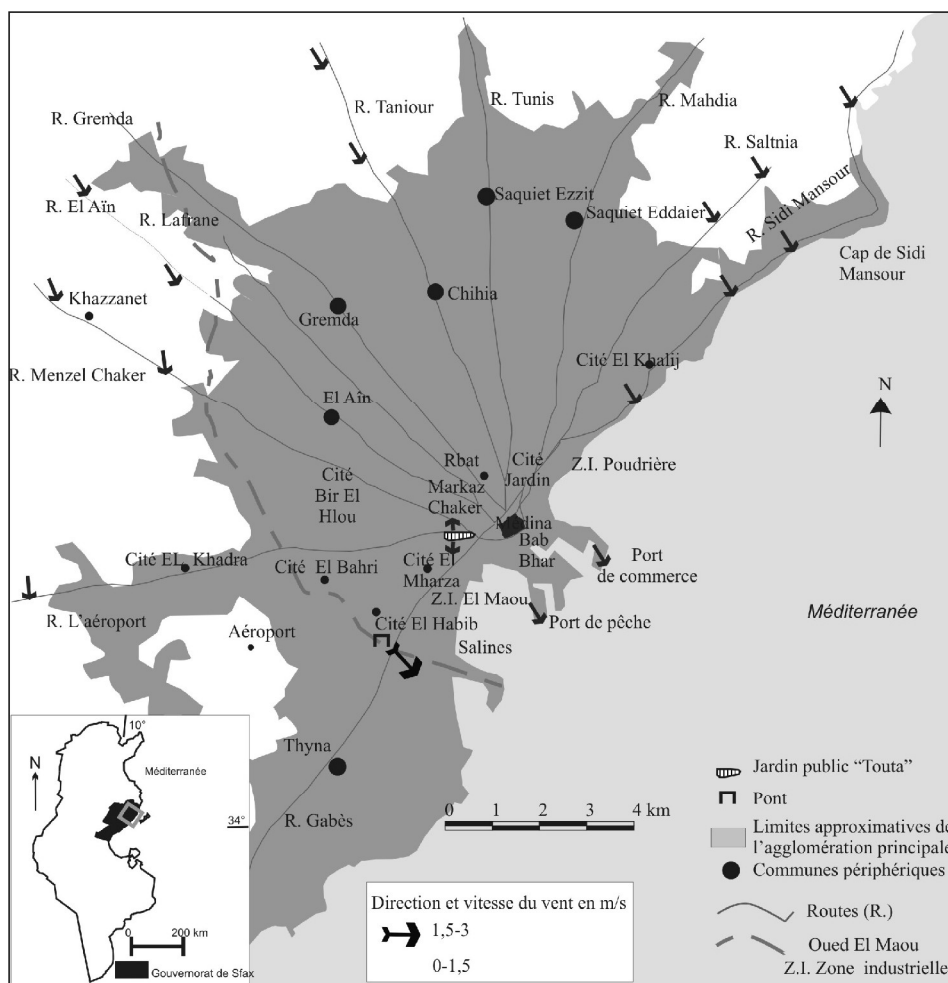


Figure 2 : Brise de terre dans l'agglomération de Sfax par temps radiatif (moyenne de deux campagnes de mesures itinérantes effectuées par trois équipes le 9/08/04 et le 21/07/05 entre 0h et 1h).

Les mesures à postes fixes montrent qu'en été, la brise de terre commence à souffler à partir de 23h des secteurs N au NO. Sa vitesse moyenne est plus élevée dans les milieux dégagés : elle est comprise entre 1 et 2 m/s dans la station 4 (campagne) aussi bien que dans l'aérodrome. La force de la brise nocturne baisse dans l'agglomération : elle ne dépasse que rarement et pour de courtes durées 1 m/s dans la première et la deuxième station (centre-ville et quartier dense, fig. 3).

A l'échelle locale, les brises thermiques, dont la vitesse est inférieure à 1 m/s, sont détectées autour des îlots de fraîcheur et particulièrement autour du parc urbain « Touta », l'espace vert urbain le plus étendu de l'agglomération. Ces brises ont une extension spatiale très réduite, leurs direction et vitesse ne sont perceptibles, à 2 m de la surface, que par une girouette en balsa et un anémomètre à hélice sensibles aux vents très faibles.

2. Renverse nocturne de la brise de mer et pollution de l'air

Le passage entre la brise de mer et celle de terre est appelé la renverse. Nous assistons à deux renverses par jour : celle matinale (qui suit la brise de terre et devance la brise de mer) et celle nocturne (qui prolonge la brise de mer et précède la brise de terre). La renverse nocturne s'observe quand la brise de mer cesse de souffler, en général une à deux heures après le coucher du soleil. La durée de la renverse est d'environ 3 h.

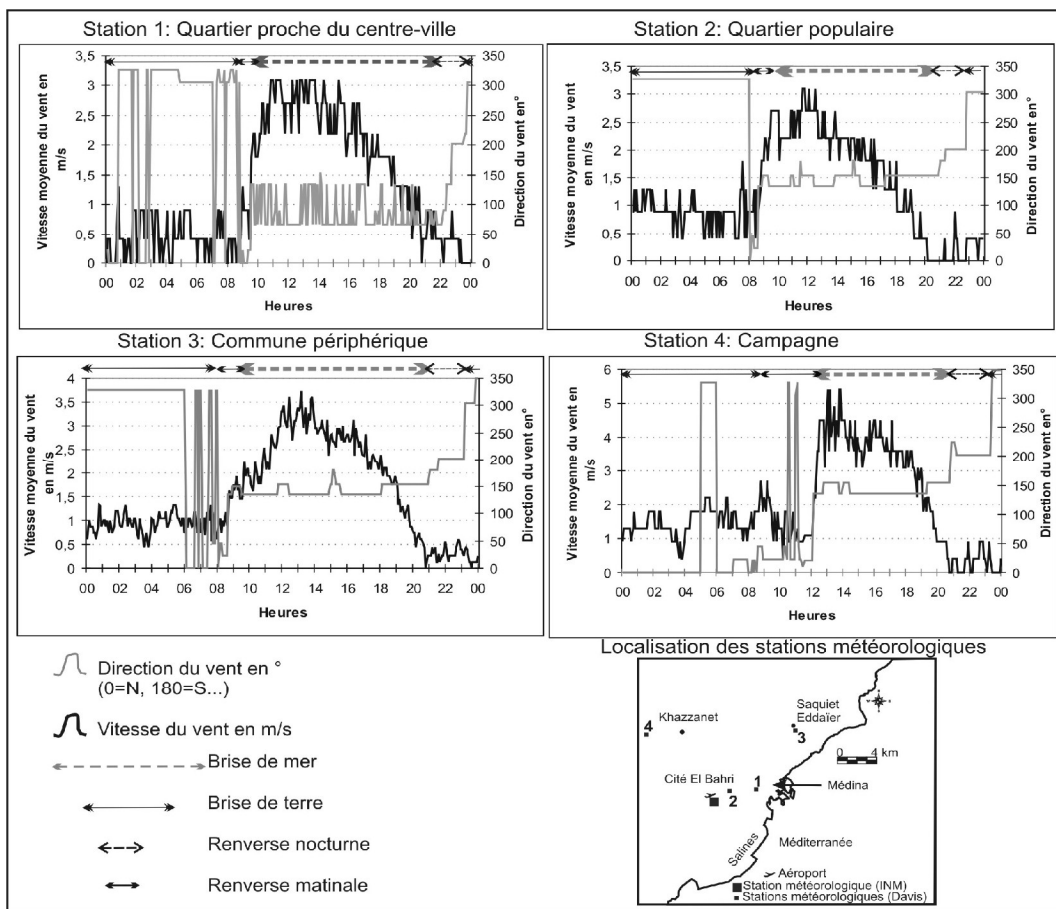


Figure 3 : Cycles quotidiens de la vitesse et la direction du vent moyen enregistrés par quatre stations météorologiques fixes (Davis) durant la situation radiative estivale du 23 juillet 2006 (données Davis au pas de temps de 5 mn, Dahech, 2007).

La vitesse et la direction du vent durant la renverse nocturne sont étudiées à partir des données issues des stations Davis et des anémogrammes (1970-2002). La vitesse du vent durant la renverse est très faible voire nulle, souvent le passage entre la brise de terre et celle de mer se caractérise par une période de calme absolu. Dans la plupart des cas, la vitesse du vent ne dépasse pas 1 m/s et la direction du vent est proche de celle de la ligne de rivage.

Durant la renverse nocturne de la brise littorale, l'état de l'atmosphère est stable : une inversion thermique s'observe dans les 100 premiers mètres de la troposphère (Dahech *et al.*, 2007). Ces conditions météorologiques engendrent de fortes concentrations de polluants atmosphériques près du sol. Durant les situations de calme, deux scénarios apparaissent. Dans le premier, la transition entre la brise de mer et celle de terre se fait dans le sens des aiguilles d'une montre. Un vent venant du SO ramène, dans ce cas, les polluants émis dans la zone industrielle El Maou vers les quartiers denses du sud (El Habib, El Mharza) et du centre-ville ; situation du 21/07/05 (fig. 4). Dans le deuxième scénario, le déclenchement de la brise de terre est précédé par une période de calme absolu. Dans ce cas les panaches de fumées s'élèvent verticalement avant de s'orienter vers la mer (cas du 29/06/06, fig. 4).

Les taux de CO, de NO_x et de SO₂ les plus élevés - enregistrés dans le centre-ville par la station de l'Agence Nationale de la Protection de l'Environnement (ANPE)- sont relevés durant la renverse nocturne de la brise littorale quand le vent souffle du SO (Dahech *et al.*, 2006).

Les conditions météorologiques observées durant l'épisode de la brise de terre sont plus favorables aux fortes concentrations de polluants puisque la hauteur de la couche limite est moins élevée. Cependant durant cette période de la journée, l'espace est moins vulnérable

puisque les émissions issues des principales zones industrielles, implantées le long de la côte, se dirigent vers la mer.



Figure 4 : Evolution du panache des fumées de l'usine SIAPE (Société Industrielle d'Acide Phosphorique et des Engrais) au cours du passage entre la brise de mer et la brise de terre (clichés Dahech)

Conclusion

Les données issues des mesures itinérantes et à postes fixes ont permis d'apporter quelques précisions sur la répartition spatiale de la brise de terre à l'échelle de l'agglomération. Ce vent thermique de faible vitesse (inférieure à 2 m/s) est observé près de la mer et dans l'arrière pays, alors qu'il est quasiment absent près de la surface, dans les zones densément bâties du centre-ville. En milieu urbain, les îlots de fraîcheur (espaces verts) créent un centre de divergence et une brise locale de faible extension.

Les conditions atmosphériques durant la période nocturne des journées de brise thermique (vent faible et inversion thermique) sont défavorables à la dispersion des polluants. Les taux de polluants les plus élevés dans le centre-ville (station de l'ANPE) sont causés par les émissions industrielles, principalement par la SIAPE et la décharge. Ils sont enregistrés en fin de soirée (trafic automobile fluide) durant la renverse nocturne de la brise de mer par un vent de SO.

De tels résultats sur le fonctionnement de la brise littorale pourraient servir à la prévision des épisodes de renverse afin de mettre en place une coopération avec les industriels pour améliorer la qualité de l'air durant les périodes critiques.

Bibliographie

- DAHECH S., BELTRANDO G. et QUENOL H., 2006 : Brise de mer et pollution atmosphérique à Sfax (Tunisie) : *Pollution atmosphérique*, 190, 211-223.
- DAHECH S., 2007 : *Le vent à Sfax (Tunisie), impacts sur le climat et la pollution atmosphérique*. Thèse de doctorat de l'Université Paris VII, 309 p + annexes.
- DAHECH S., BELTRANDO G., QUENOL H., DAOUD A., BOUZID J., KALLEL M : 2007 : La couche limite urbaine : un élément pour la compréhension de la pollution atmosphérique (Exemple de l'agglomération de Sfax, Tunisie). IX^{ème} colloque de Géographie Magrèbine, Sfax, avril 2007, 12 p.
- PLANCHON O., 1997 : *Les climats maritimes dans le monde*. Presses Universitaires du Septentrion, 233 p.
- NEUMANN J. et MAHRER Y 1971 : A theoretical study of the land and sea breeze circulation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, N° 28, 532-542.
- SIMPSON J.E., 1994 : *Sea breeze and local winds*. Cambridge University Press, 1994, 234 p.

DETECTION DE SIGNAUX D'ENSO ET DE ONA DANS LES SERIES DE TEMPERATURE DES SIX PRINCIPALES VILLES DE ROUMANIE

DAVID B. S.,* HAIDU* I. et PAUL P.**

*Université « Babes-Bolyai » de Cluj-Napoca, Roumanie

**Université Louis Pasteur Strasbourg, France

bogd_si@yahoo.com, ionel_haidu@yahoo.com, paul@equinoxe.u-strasbg.fr

Résumé : La détection d'oscillations dans une série chronologique de températures offre des informations importantes pour la compréhension du climat. Beaucoup d'études suggèrent la possibilité de liens indirects entre l'ENSO et l'ONA. Dans cette étude, les totaux annuels de six stations urbaines, localisées dans les plus importantes villes de Roumanie (Bistrita, Bucarest, Cluj-Napoca, Constanta, Iassy, Sibiu), ont été examinés par des méthodes d'analyse spectrale. Le but de cette étude est d'identifier des cycles significatifs dans les séries roumaines qui peuvent être liés aux oscillations majeures de l'ENSO et de l'ONA. Ces oscillations peuvent être vues comme une réponse du système climatique à des forçages externes. L'étude identifie les bandes de fréquences préférentielles des variations spectrales de température pour les stations urbaines de Roumanie. Les bandes spectrales des températures annuelles ont été analysées en utilisant plusieurs estimations indépendantes : la méthode d'autocorrélation spectrale, qui est aussi connue sous le nom de méthode ASA (Blackman et Tuckey, 1958), la méthode de l'entropie maximale MEM, et la méthode MTM multitapering. L'analyse spectrale a identifié des cycles importants et des modes de non-stationnarité significatifs au degré de confiance de 95% dans toutes les stations analysées : des signaux multi-décennaux associés à la variabilité connue du climat, des signaux relativement faibles de 11-13 années et de 20-22 années, associés à l'activité solaire et des signaux spectraux de 2-8 années associés à l'ENSO. Des oscillations séculaires apparaissent aussi. L'analyse de corrélation (coefficient de Pearson) entre les données résiduelles des stations roumaines et les indices de ONA et de SOI ont révélé une corrélation négative faible mais significative (95%) et cohérente avec d'autres études pour le Sud et le Sud-Est de l'Europe.

Mots-clés : ENSO, ONA, analyse spectrale, périodicité, température de l'air

Abstract : The detection of oscillations in a chronological series of temperatures gives important information for the understanding of climate. A lot of studies suggest the possibility of indirect links between ENSO and ONA. In this study, the annual temperatures of six urban stations, located in the most important cities of Romania (Bistrita, Bucharest, Cluj-Napoca, Constanta, Iasi, Sibiu), were examined by methods of spectrum analysis. The purpose of this study is to identify significant cycles in Romanian series which can be linked to the major oscillations of ENSO and NAO. These oscillations can be seen as an answer of the climatic system to external forcing. The study identifies the preferential wavebands of the spectral variations of temperature for the urban stations of Romania. The spectral bands of the annual temperatures were analyzed by using several independent estimates: the method of spectral autocorrelation, which is also known under the name of method ASA (Blackman and Tuckey), the method of maximum entropy MEM, and the MTM - multitapering method. The spectrum analysis identified important cycles and significant modes of non-stability to the degree of 95 % confidence in all analyzed stations: multi decadal signals linked to the known climate variability, comparatively weak signs of 11-13 years and 20-22 years, linked to solar activity and spectral signals of 2-8 years linked to ENSO. A secular oscillation also appears. The analysis of correlation (Pearson coefficient) between the residual data of the Romanian stations and the NAO and ENSO indexes revealed a significant but weak negative correlation (95 %level of confidence) which is consistent with what other studies have revealed for East and Eastern Europe.

Key Words : ENSO, NAO, spectral analysis, periodicity, air temperature

1. Introduction

Beaucoup d'auteurs ont analysé l'évolution de la température dans plusieurs régions de l'Europe. Le rapport entre la circulation atmosphérique de surface et la température en Europe des années 1770 à 1995 est étudié à l'aide d'analyse de corrélation (Slonosky et al. 2001). Des corrélations courantes calculées sur des fenêtres de 25 ans révèlent des non stationnarités significatives dans le rapport entre la circulation atmosphérique et la température de surface à l'échelle décennale. Tomozeiu R. et al (2002) ont recherché la variabilité temporelle et spatiale de la moyenne saisonnière de la température maximale dans 14 stations de Roumanie et ses liens avec la circulation atmosphérique générale. Des tendances à la hausse significatives ont été trouvées pendant l'hiver et l'été pour la température maximale en Roumanie, avec des changements respectivement vers 1947 et 1985. En automne, une tendance à la baisse a été découverte en 1969. Ces changements semblent être réels, puisqu'ils sont reliés à des changements semblables dans la circulation générale. Domokos P. et al (2003) ont étudié la variabilité de la température d'événements extrêmes froids en hiver et

d'événements extrêmes chauds en été en utilisant les séries quotidiennes de température (1901–98) de 11 sites dans l'Europe centrale et méridionale. Ils ont découvert qu'il y avait de grandes fluctuations à long terme dans les fréquences tant des événements froids extrêmes d'hiver que des événements chauds extrêmes d'été pendant le 20ème siècle.

A la suite des travaux cités ci-dessus, le but principal de cet article est la détection de cycles significatifs dans les séries annuelles de température et la reconnaissance éventuelle d'une influence de l'ONA et des phénomènes ENSO sur le territoire roumain. L'étude identifie des périodes de fréquence présentant des variations de température, surtout pour le territoire roumain, où des connaissances sur ce sujet manquent encore.

2. Méthodes d'analyse

L'analyse spectrale est utilisée pour analyser des cycles de température sur six séries roumaines: Sibiu (45°80'N, 24°15'E, 444m), Cluj-Napoca (46°78'N, 2°57'E, 363m), Bistrita (47°15'N, 24°52'E, 358m), Bucuresti – Filaret (44°40'N, 26°1'E, 82), Iassy (47°17'N, 24°52'E, 100 m) et Constanta (44°22'N, 28°63'E 32 m) pour une période commune longue de plus d'un siècle (1894-2004). Après une évaluation avec le test SNHT (Homogénéité Normale Standard), les données des séries roumaines sont considérées comme homogènes. Les spectres d'anomalies annuelles ont été analysés en utilisant la méthode de l'entropie maximale MEM (Burg, 1978), la méthode d'autocorrélation ASA et la méthode MTM multitapering. Le choix de ces trois méthodes a été motivé par le fait qu'il n'y a pas de meilleure estimation spectrale (Tosic et Unkasevic, 2005) et il est ainsi conseillé d'appliquer plusieurs procédures indépendantes. La méthode ASA (Blackmann et Tuckey 1958) ressemble au periodogramme. Etant donné une série de temps $\{X(t) : t = 1, N\}$, le spectre de puissance est :

$$\overline{S}_x(f) = \sum_{k=-(N-1)}^{N-1} \varphi_x(k) e^{-2\pi f k}$$

L'avantage de la méthode sur le periodogramme est la réduction du désaccord entre l'estimation, l'inclinaison et l'atténuation des effets de fuite (Ghill et al. 2002).

La méthode MEM s'identifie à l'algorithme de Burg, mais révèle plus exactement les fréquences (Padmanabhan 1991, cité par Tosic et Unkasevic 2005). Il y a toujours une subjectivité dans le choix d'un filtre. Dans la présente étude, nous avons décidé selon le critère suggéré par Ross (1975), cité par Tosic et Unkasevic (2005): $N/3$, où N est la longueur de la série. Dans une telle procédure spectrale AR, les pics se produisent exactement aux fréquences conformes aux racines dans le polynôme AR.

La formule générale de MEM peut être décrite comme suit (Ghil et al. 2002) : étant donné une série de temps $\{X(t) : t = 1, N\}$ qui est supposée être produite dans une grande mesure par un processus stationnaire avec le zéro moyen et la variance. Les $M-1$ coefficients d'autocorrélation estimés $\{Q_x(j) : j = 0, \dots, M-1\}$ en est calculé :

$$Q_x(j) = \frac{1}{N+1-j} \sum_{t=1}^{N-j} X(t)X(t+j).$$

Plusieurs méthodes sophistiquées, récemment développées, sont plus fiables dans leurs hypothèses concernant le comportement oscillatoire irrégulier. Parmi de telles méthodes, il y a l'approche de MTM, qui profite de «tapers» orthogonaux multiples pour décrire des structures dans la série de temps, qui est modulée dans la fréquence et l'amplitude.

Le but de MTM non-paramétrique est de calculer un set des estimations indépendantes et significatives de densité spectrale pour améliorer les résultats obtenus avec les méthodes de "taper" simple. Cette méthode fournit une estimation spectrale un échange optimal entre résolution spectrale et variance.

Selon Park et al (1987), seulement les premiers "tapers" $S = 2p - 1$ sont utilement résistants à la fuite spectrale, où p est le paramètre de longueur de bande de fréquence. Pour l'étude de climat, le choix $p = 2$ et donc $S = 3$ fournit un bon compromis entre la résolution optimale pour résoudre les signaux climatiques et la variance de l'estimation spectrale (Mann et le Park, 1994, 1996).

3. Résultats et discussion

Les tests ASA, MEM et MTM ont été utilisés sur les températures normalisées, la valeur moyenne pour l'intervalle entier ayant été soustraite de chaque valeur annuelle et ensuite le reste étant divisé par l'écart type.

La méthode MESA s'est avérée être clairement supérieure à la méthode ASA pour la découverte des cycles. La méthode ASA ne permet pas d'identifier certains cycles significatifs dans les séries. Ainsi, elle ne peut identifier des cycles pertinents dans les séries de Sibiu et de Bistrita. Le plus fort cycle, quasi biannuel (QBO = 2.1 -2.2) est identifié dans les séries de Bucarest, Cluj, et Constanta. Les cycles moyens (environ 9-11 ans) qui peuvent être corrélés avec les cycles solaires, apparaissent dans les séries d'Iassy et Constanta. Un cycle de 6 ans est identifié dans la série de Cluj. Le cycle de 4-6 années semble relié à l'Oscillation australe El Nino (ENSO) d'après Lamb (1972).

Les méthodes MESA et MTM sont plus efficaces. Le cycle quasi biannuel QBO (2.0 – 2.3) est mis en évidence dans toutes les stations, à l'exception de la série de Bistrita. La longueur des bandes spectrales complètes apparaît dans le Tableau 1.

Tableau 1. Longueur en années des bandes spectrales des stations roumaines (méthodes MESA et MTM)

Sibiu	2.2	4-5		9-11	22-25	29/35	44	58	88	176
Bucarest	2.1-2.2		6.-7	10-13						
Bistrita		4-5		9-11	22-25	29/35	44	58	88	176
Constanta	2.1-2	4-5		10-11						
Iassy	2.0-2.3		5-7	9-12						
Cluj	2.0-2.1		5-7		25	29/35				

Sauf pour QBO, nous pouvons remarquer la présence d'un cycle de 4-5 ans pour les stations de Sibiu, Bistrita et Constanta et des cycles de 5-7 ans pour Bucarest et Iassy. D'autres cycles significatifs peuvent aussi être remarqués (22-25, 29, 35, 44, 58, 88 et 176 ans) mais ils ne représentent qu'un petit pourcentage de variation. Les cycles de durée moyenne (environ 9-13 ans) peuvent être corrélés avec les cycles solaires, alors que les plus courts (5-7 ans) semblent être associés aux deuxièmes harmoniques solaires (Kane et Trivedi, 1985, cité par Tosic et Unkasevic, 2005).

Le QBO est une oscillation quasi bisannuelle de température et du vent zonal dans la stratosphère tropicale (Ross et al 1961). C'est l'une des composantes les plus importantes pour les fluctuations à court terme du climat. Le vent est maximum à une altitude d'environ 24 km et les directions peuvent changer de l'ouest à l'est, en couplage avec les régimes de vents stratosphériques des hémisphères boréal et austral. Le QBO est détectable en surface et agit sur les éléments météorologiques où leurs caractéristiques ressortent aux échelles locale, régionale ou globale dans les séries climatiques de Tosic et Unkasevic (2005). Lamb (1972), cite par Tosic I, Unkasevic M, (2005), a noté que le QBO est rattaché à l'oscillation australe, qui est associé à un renforcement de ceinture de hautes pressions subtropicale en altitude dans

les deux hémisphères. De nombreuses études ont montré qu'il peut y avoir deux périodes fondamentales dans la variabilité interannuelle des systèmes atmosphériques.

Pour évaluer l'hypothèse d'une influence de l'ENSO sur les stations roumaines, le coefficient de Pearson à intervalle centré a été utilisé. Les résultats obtenus sont présentés dans le Tableau 2.

Tableau 2. Coefficients de corrélation de Pearson, entre les stations roumaines et avec les phénomènes ONA et ENSO.

	SB	B	BS	CJ	CT	IS	SOI	NAO
SB	1	.661(**)	.639(**)	.289(**)	.400(**)	.672(**)	.149	.084
B	.661(**)	1	.418(**)	.250(**)	.376(**)	.735(**)	.140	.140
BS	.639(**)	.418(**)	1	.301(**)	.354(**)	.601(**)	.246(**)	-.002
CJ	.289(**)	.250(**)	.301(**)	1	.090	.254(**)	.075	.020
CT	.400(**)	.376(**)	.354(**)	.090	1	.418(**)	.044	.046
IS	.672(**)	.735(**)	.601(**)	.254(**)	.418(**)	1	.119	.301(**)
SOI	.149	.140	.246(**)	.075	.044	.119	1	-.042
NAO	.084	.140	-.002	.020	.046	.301(**)	-.042	1

** La corrélation est significative au niveau 0.01 (2-tailed).

Nous pouvons remarquer que les corrélations positives significatives entre NAO / ENSO se produisent seulement pour deux stations roumaines. Bien qu'ils soient faibles, ils sont significatifs au niveau 0.01.

4. Conclusions

Les conclusions suivantes peuvent être tirées :

✓ Un cycle prédominant QBO dans toutes les séries (2-2.22 ans) a été identifié au niveau annuel et en hiver. Il peut être lié à l'influence de l'ENSO sur les stations roumaines. Le cycle de 4-6 années peut aussi être associé à l'Oscillation australe.

✓ Les cycles moyens (environ 9-13 ans) pourraient être corrélés aux cycles solaires, tandis que les cycles plus courts (5-7 ans) semblent être associés aux deuxièmes harmoniques solaires.

✓ L'influence de grandes téléconnexions a été observée seulement pour deux stations roumaines. Il apparaît donc difficile d'émettre des hypothèses sur une influence réelle de l'ENSO et de NAO sur le climat roumain.

Remerciements

Les données pour le NAO et l'oscillation australe et SOI sont obtenues dans les serveurs suivants : www.cru.uea.ac.uk=cru=data=nao.htm et www.cru.uea.ac.uk=cru=data=nao.htm.

Les données roumaines proviennent des sources suivantes : Klein Tank, A.M.G. and Coauthors, 2002. Daily dataset of 20th-century surface air temperature and precipitation series for the European Climate Assessment. Int. J. of Climatol., 22, 1441-1453.

Bibliographie

- Blackman RB, JW Tuckey, 1958 : *The measurement of power spectra from the point of view of Communication Engineering*, Dover Mineola, NY *The measurement of power spectra from the point of view of Communication Engineering*, Dover Mineola, NY.
- Burg JP, 1978 : *Maximum entropy spectral analysis*, Modern Spectrum Analysis, 42-48 IEEE Press

4. Ghil M, Allen M.R., Dettinger M.D., Ide. K, Kondrashov D., Mann M.E., Robertson A. W , Saunders A., Tian Y., Varadi F., Yiou P., 2002 : *Advanced spectral methods for climatic time series* Reviews of Geophysics 40, 1
5. Lamb HH, 1972 : *Climate: Present, past and future fundamentals and climate now*, vol 1. London: Methuen, pp 240–250
6. Padmanabhan G, 1991 : *Non-harmonic spectral analysis to investigate periodicity in hydrologic and climatologic time series*. Theor Appl Climatol 13, 31–42
7. Reed Rj., Campell WJ, Rasmussen LA, Rogers DG, 1961 : *Evidence of a down propagating, annual wind reversal in the equatorial stratosphere*. J Geophys Res 66, 813-818
8. Ross Ch., 1975 : *Maximum entropy analysis*. Unpublished, Meteorological office, Brecknell, 47 pp.
9. Mann ME, Park J, 1994 : *Global-scale modes of surface temperature variability on interannual to century timescales*. J Geophys Res 99, 25819–25833
10. Slonovsky V.C. , Jones P.D., Davies T.D, 2001, *Atmospheric circulation and surface temperatures in Europe from 18th century to 1995*, International Journal of Climatology ,21, 63-75
11. Tomozeiu R, Busuioc A and Stefan S, 2002 : *Changes in seasonal mean maximum air temperature in Romania and their connection with large scale circulation* Int. J. Climatol. 22: 1181–1196
12. Totic I, Unkasevic M, 2005 : *Analysis of precipitation series for Belgrade* Theor.Appl. Climatol. **80**, 67-77

RECHAUFFEMENT CLIMATIQUE ET EVOLUTION DE L'ENVIRONNEMENT DES STATIONS EN REGION MEDITERRANEENNE FRANCAISE (1951-2000)

A. DOUGUEDROIT et S. BRIDIER

*Institut de géographie, UMR 6012 ESPACE,
29 Av. R. Schuman, 13621 Aix en Provence, France*

Tel : 0033(0)442953871

Email : annickd@up.univ-aix.fr, sbridier@up.univ-aix.fr

Résumé : *Il s'agit des premiers résultats d'une étude qui se propose de caractériser la hausse, entre 1951 et 2000, des températures de stations françaises situées dans la région de climat méditerranéen. Ce demi-siècle est divisé en deux périodes aux dates, en règle générale, identiques dans chaque station. Des différences dans l'évolution des températures ont pu être mises en rapport avec l'environnement des stations à la fois sur le plan local et dans un rayon de quelques kilomètres autour de la station surtout pendant la première période.*

Mots clés : *Réchauffement, France méditerranéenne, Environnement des stations météorologiques, SIG*

Abstract : *They are the first results of a study which proposes to characterize the rise, between 1951 and 2000, of the temperatures of French stations located in the Mediterranean climate area. This half-century is divided in general rule into two periods at the dates, identical in each station. Differences in the change of temperatures could be put in connection with the environment of the stations at the same time on the local level and in a ray of a few kilometers around the station especially for the first period.*

Key words : *Warming, Mediterranean France, Weather station vicinity, GIS*

Il s'agit des premiers résultats d'une étude qui se propose de caractériser la hausse des températures de stations françaises situées dans la région de climat méditerranéen ou en altitude avec une influence méditerranéenne entre 1951 et 2000 en discernant si le réchauffement dont on connaît de façon générale l'existence pendant cette période (Moisselin et al., 2002) se présente sous la forme d'une évolution identique dans toutes les stations ou bien différenciée. Nous avons fait une distinction entre températures minimales et maximales puisque l'effet de serre dont l'accroissement est à l'origine du réchauffement (IPCC, 2007) n'a pas le même effet de jour et de nuit (Oke, 1976, IPCC, 2001). Nous avons ensuite recherché si l'on pouvait établir une relation entre les différences constatées dans l'évolution du réchauffement des stations et leur type d'environnement, immédiat ou à une certaine distance, aussi bien à l'époque actuelle qu'au cours des dernières décennies.

1. Données et méthodes

1.1 Données

La nécessité de disposer de séries de données de température cinquantennaires continues nous a obligé à rechercher des stations réparties sur une assez vaste étendue. Nous avons retenu d'abord toutes les stations disponibles sans lacunes (Source: Météo-France) situées entre les frontières espagnole et italienne sur le littoral ou proche de la côte mais aussi dans l'intérieur, en particulier dans la basse vallée du Rhône, les Alpes du sud et les Pyrénées orientales. Les « inhomogénéités » repérées coïncidant avec des déplacements nous ont amené à en éliminer certaines ou à réduire la durée des séries. Ainsi avons-nous du utiliser les données de quelques stations ne commençant pas en 1951 mais quelques années plus tard, ce qui n'a pas eu d'inconvénient ici. Nous avons ainsi retenu les données mensuelles de températures minimales et maximales de 32 stations françaises (Fig. 1). L'inégale répartition spatiale des stations n'a pas non plus représenté un problème puisque la comparaison avec leur environnement ne concerne que des échelles d'espace de l'ordre de la dizaine de kilomètres au maximum autour de chacune d'entre elles.

L'environnement a été déterminé d'après plusieurs sources iconographiques compilées dans

un système d'information géographique : cartes topographiques de 1950 à 1975, images satellites Landsat de 1975 à 2003, photographies aériennes BD Ortho (IGN) pour 1998 et 2003. Les stations ont été localisées sur ces documents en tenant compte à la fois des coordonnées géographiques et des indications présentes à côté du nom de chaque station dans les documents de Météo-France.

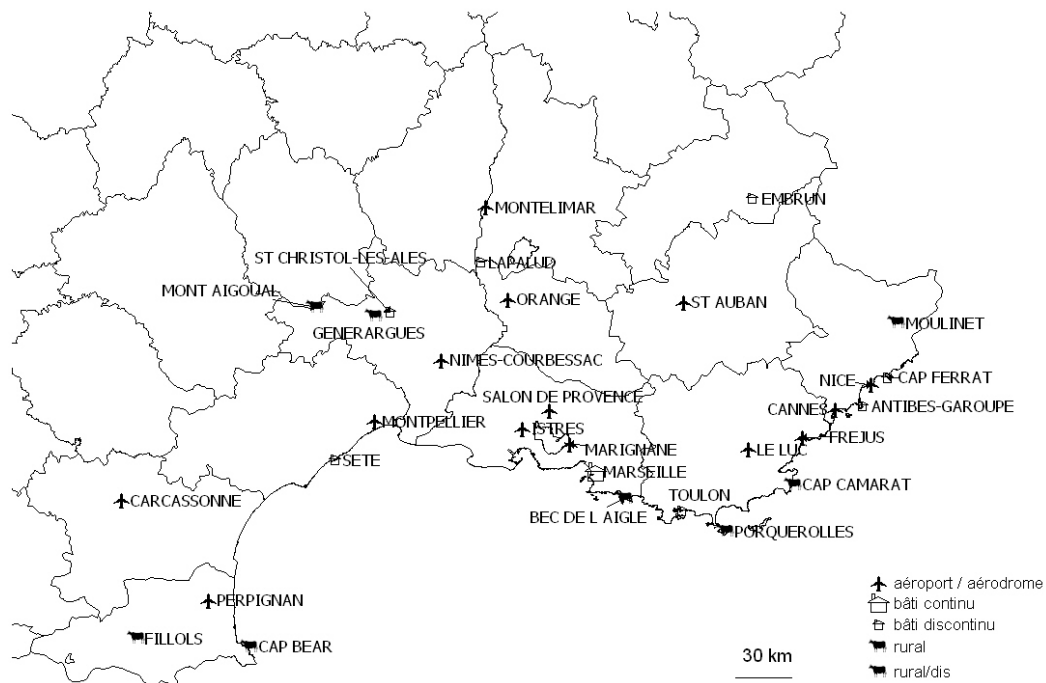


Figure 1 : Localisation des stations météorologiques (source : Météofrance)

Ensuite nous avons déterminé 4 types d'environnement spécifiques en tenant compte des facteurs connus pour leur influence sur la température (Oke, 1976) et de l'échelle des documents disponibles. Il s'agit des espaces couverts d'un bâti dense, d'un bâti discontinu, à caractère rural ou constitué d'un aéroport ou d'un aérodrome (Fig. 2). Et nous avons déterminé l'appartenance de l'environnement de chaque station à l'un des 4 types dans les années 1970 et 2000.

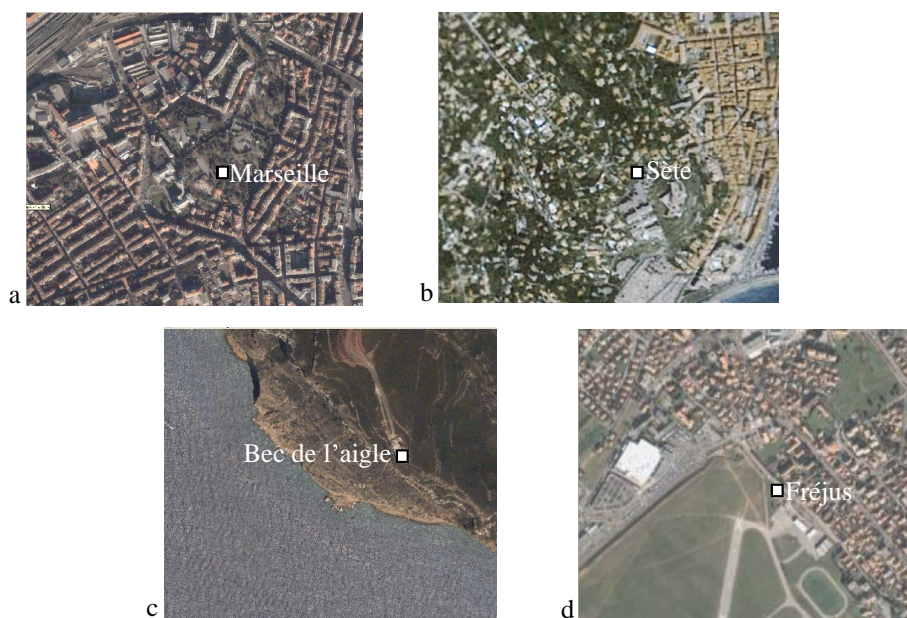


Figure 2 : Types d'environnement : a) bâti dense, b) bâti discontinu, c) rural, d) aéroport/aérodrome

1.2 Méthodes

Les séries des températures moyennes annuelles minimales et maximales sont à l'heure actuelle les seules étudiées. Leurs évolutions ont été définies comme une succession de périodes caractérisées de deux façons différentes, mais qui se sont chaque fois trouvées être au nombre de deux. Le test de Kendall (Sneyers, 1960) a permis de détecter des « inhomogénéités » représentant la limite entre deux périodes aux moyennes significativement différentes. Mais la perspective d'un réchauffement continu déjà constaté au niveau de la France pendant ces dernières décennies (Moisselin et al., 2002) nous a amenés à rechercher l'existence de tendances à partir d'un lissage des courbes au pas de temps de 5 ans. Nous avons ainsi d'abord pu composer des classes de stations aux évolutions similaires et qui ont été comparées avec les résultats d'Analyses en Composantes Principales avec Rotation (ACPR) de type Varimax faites auparavant sur les mêmes séries de températures (Giraud-Depetris, 2003).

2 Résultats

Toutes les analyses ont montré, dans les séries de températures étudiées, l'existence de deux périodes successives séparées par une rupture. Mais, pour une même série, la date de cette rupture diffère en fonction de la technique utilisée (Fig. 3). Le test de Kendall place une « inhomogénéité » interprétée comme une variation d'origine climatique en 1986 sur la série des températures minimales de La Ciotat- Bec de l'Aigle alors que la courbe lissée de la même série montre une inversion des tendances en 1977.

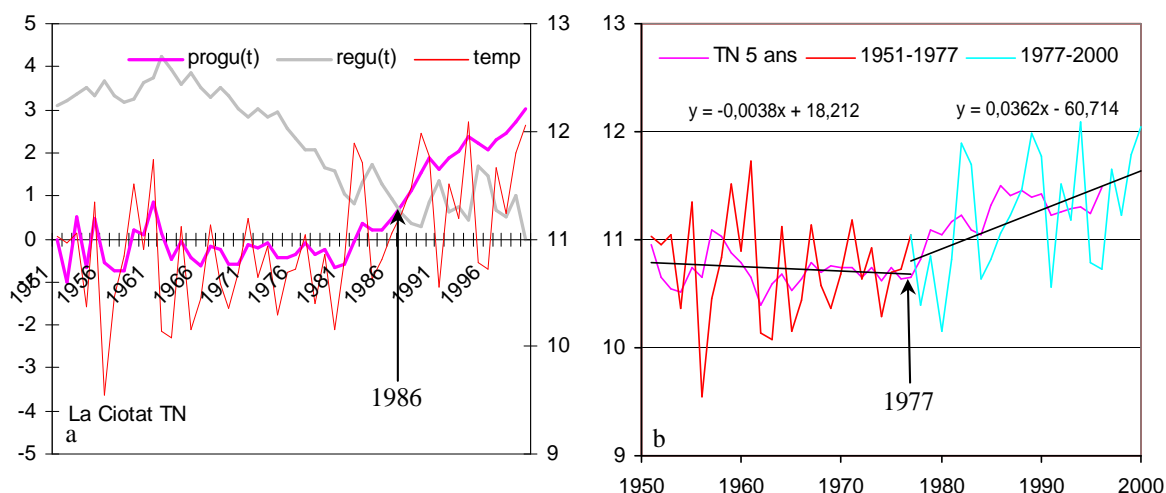


Figure 3 : a) Test de Mann Kendall et b) Ruptures de tendances

Le test place la limite dans l'année à partir de laquelle les valeurs des températures extrêmes représentant la variabilité interannuelle de la série sont systématiquement dépassées; on change alors de population statistique et les deux sous-ensembles ont une moyenne significativement différente. Dans l'analyse en tendances les premières valeurs de la seconde tendance sont proches de celles de la première, ce qui justifie qu'elles puissent également être considérées comme appartenant à la même population statistique.

2.1 L'évolution des températures minimales moyennes annuelles

La seconde période a toujours d'une part une moyenne supérieure à la première et d'autre part une tendance partout croissante. La première période qui peut être représentée par des évolutions différentes va alors constituer le principal critère de classification.

On trouve deux classes bien typées qui correspondent aux 7 à 8 stations très bien

représentées sur les deux premiers axes de l'ACPR. Lors de la première période qui présente une variabilité des températures oscillant autour de la moyenne regroupe les stations installées dans des espaces de bâti dense urbain, quelle que soit la taille de la ville (ex : Marseille-Observatoire)(Fig ; 4).

Une seconde classe est caractérisée par deux tendances successives, en général significatives, et de signe opposé, une première décroissante et une seconde croissante jusqu'à un niveau thermique supérieur en 2000 à celui de 1951. Elle comprend les stations installées sur des aéroports ou aérodromes à l'écart des espaces bâtis au milieu du siècle dernier comme Istres, Perpignan (Fig ; 4) ou dans un petit village des Corbières, Fillols.

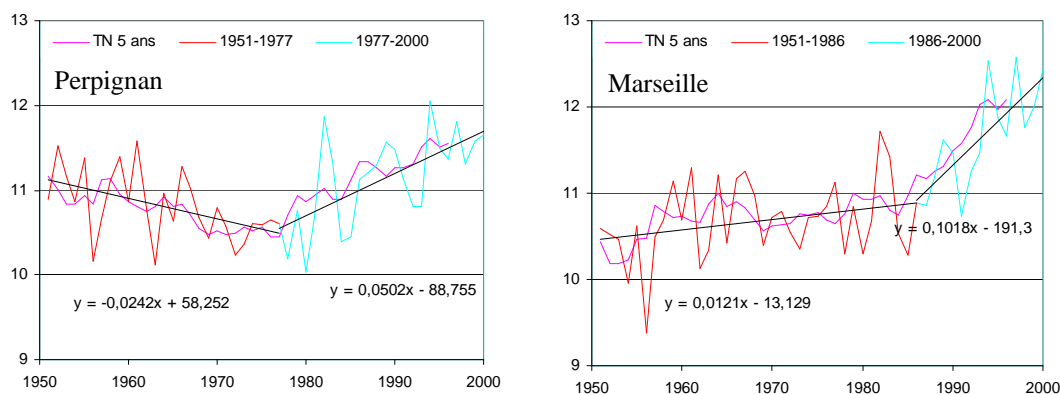


Figure 4 : Evolution des températures minimales suivant le type d'environnement

Le lot le plus nombreux a soit une première période oscillant autour de la moyenne- leur localisation est très variable, bord de mer ou intérieur mais au-delà de la limite des espaces bâtis au milieu du siècle dernier (Nîmes) ou dans la nature (Bec de l'Aigle), soit une faible tendance croissante non significative qu'on retrouve dans des parties urbaines en voie de densification (Nice-Aéroport)(Fig. 5)

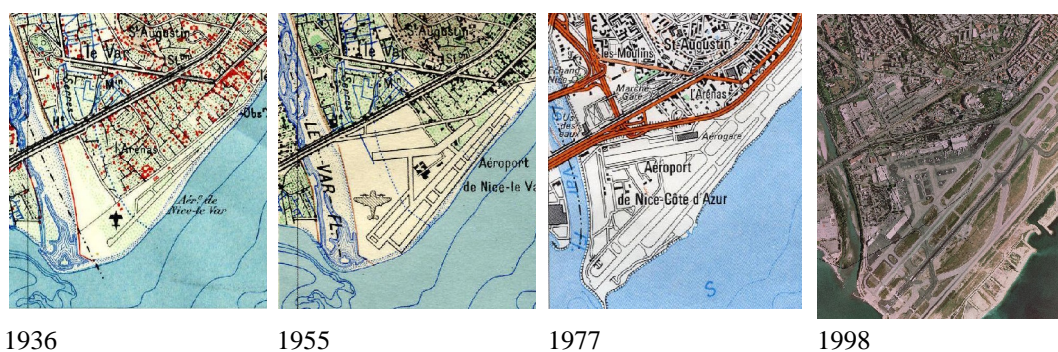


Figure 5: Densification urbaine aux abords de la station météorologique Nice Aéroport

2.2 L'évolution des températures maximales moyennes annuelles

Deux ensembles montrent, pendant la première période, des évolutions en sens opposé.

Certaines stations comme Bec de l'Aigle et Perpignan (Fig. 6) ont des températures significativement décroissantes pendant la première période. Toutes sont situées loin des villes, dans des espaces définis globalement comme ruraux.

En revanche d'autres stations présentent une tendance croissante significative au début de la période étudiée (Marseille, Marignane, Cannes...)(Fig. 6). Elles se trouvent quant à elles dans des espaces au bâti dense ou en cours de densification dans des villes de tailles variables.

En situation intermédiaire, avec une évolution non significative, prennent place certaines

stations, qui placées en lisière de ville ou sur un aéroport, sont entourées à cette époque d'un bâti discontinu plus ou moins proche (Nice, Istres...).

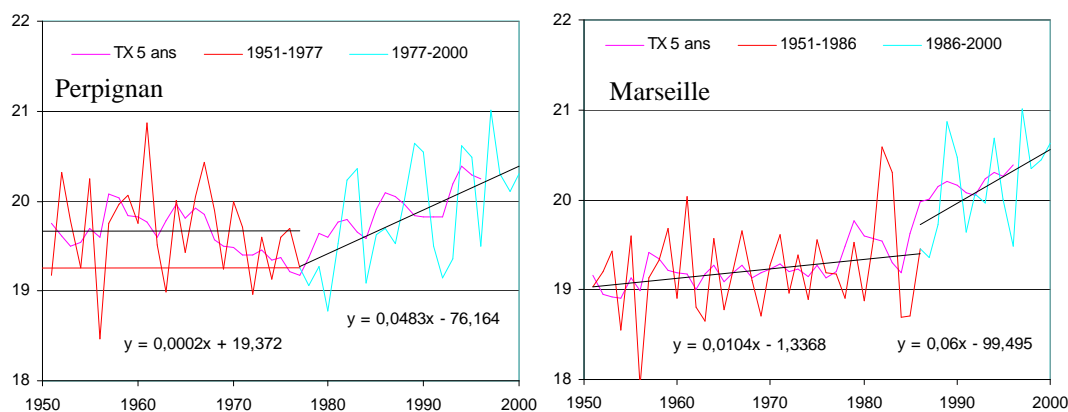


Figure 6 : Evolution des températures maximales suivant le type d'environnement

2.3 Caractéristiques des deux périodes

La seconde période est celle d'une hausse générale des températures. Le renversement de tendance se produit à la même date pour les températures minimales et maximales d'une même station, à de très rares exceptions. Mais ce renversement ne se produit pas partout au même moment : le cas le plus fréquent est celui des années 70 suivi dans les espaces au bâti dense d'une vitesse d'augmentation accrue dans les années 80. Les stations de la vallée du Rhône forment une exception (années 60). On retrouve ici une division des températures de la seconde moitié du 20^è siècle en deux périodes présentant une date commune avec la variation des températures moyennes mondiales et françaises durant le même demi-siècle (IPCC, 2001, 2007, Moisselin et al., 2002). La hausse moyenne des températures aussi bien minimales que maximales dépasse un degré depuis les années 1970 mais est inférieure à cette valeur par rapport aux températures du milieu du siècle.

Une comparaison entre les classes obtenues pour les deux groupes de séries renvoie pour partie à la typologie des environnements définie plus haut. Les stations représentatives des espaces de bâti dense ont des tendances croissantes sur tout le demi-siècle mais non significative pendant la première période. A l'opposé les espaces qualifiés de ruraux présentent une faible oscillation des minima et une diminution significative de leurs maxima pendant la première période suivies de fortes hausses. Les aéroports (ou aérodromes) lorsque du bâti dense ne les entourent pas sont, avant l'augmentation des dernières décennies, caractérisés par une baisse significative des minima et une stagnation ou une faible augmentation des maxima.

En conclusion, l'évolution des températures moyennes annuelles minimales et maximales dans la région méditerranéenne française entre 1951 et 2000 est caractérisée par d'importantes différences pendant une première période suivie d'une forte augmentation générale pendant la seconde suivant en cela le rythme thermique mondial. Les différences ont pu être mises en rapport avec l'environnement des stations à la fois sur le plan local et dans un rayon de quelques kilomètres.

Ces premiers résultats doivent être prolongés par une étude plus approfondie de l'évolution des environnements pendant tout le demi-siècle et des différences au niveau mensuel qui n'ont pas été abordées ici.

Bibliographie :

- Giraud-Depetris E. 2003 : *Les évolutions de températures dans la région méditerranéenne française au cours de la seconde moitié du vingtième siècle*, Mémoire de DEA, Université de Provence
- I.P.C.C., 2001: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group 1 to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)*, Cambridge University Press, Cambridge.
- I.P.C.C., 2007: *The Physical Basis. Summary for Policymakers*. www.ipcc.ch
- Moisselin J. M., Schneider M., Canellas C. et Mestre O., 2002: Les changements climatiques en France au XXe siècle. Etude des longues séries homogénéisées de données de températures et de précipitations, *La Météorologie*, 38, 45-56.
- Oke R. 1976, *Boundary layer climate*, Methuen, New-York.
- Sneyers R., 1990: On the statistical analysis of series of observation. *WMO, Technical Note n° 143*, Geneve.

POTENTIALITES DES DONNEES TRMM POUR LA SPATIALISATION DES PRECIPITATIONS AU MATO GROSSO, BRESIL

VINCENT DUBREUIL (1), JOSYANE RONCHAIL (2), DAMIEN ARVOR (1)

(1) COSTEL UMR 6554 CNRS – LETG

Université Rennes 2

Place du Recteur H. Le Moal

35043 RENNES CEDEX, France

Vincent.dubreuil@uhb.fr, damien.arvor@uhb.fr

(2) Université Paris 7 – Denis Diderot

IPSL/LODYC - LMTG

Case 100, 4 place Jussieu

75252 Paris Cedex 05, France

Josyane.Ronchail@locean-ipsl.upmc.fr

Résumé : Les données fournies par l'algorithme 3B43 combinant des synthèses d'images micro-ondes TRMM et des données sol est, à l'heure actuelle, un des meilleurs produits disponibles à cette résolution spatiale pour la cartographie des pluies. Pour cette étude, ces données ont d'abord été comparées aux mesures faites au sol pour 9 stations réparties sur tout le Mato Grosso : les corrélations entre les données TRMM et ces stations varient de 0,84 (Pontes e Lacerda) à 0,94 (Xavantina) et montrent que les données TRMM reproduisent correctement les régimes saisonniers. Les synthèses TRMM permettent également de produire des cartes moyennes annuelles, de fréquence des mois secs et une classification des régimes obtenue après une analyse en composantes principales sur l'ensemble de la série.

Mots clés : Précipitations, télédétection, Amazonie, ressource en eau

Abstract: The data provided by the algorithm 3B43 combining syntheses of microwave images TRMM and ground data are, at the present time, one of the best product available to this space resolution for the rainfall cartography. For this study, these data were initially compared with the measurements made for 9 stations distributed on all Mato Grosso: the correlations between data TRMM and these stations vary from 0,84 (Pontes E Lacerda) to 0,94 (Xavantina) and show that TRMM data reproduce correctly the seasonal modes. TRMM Synthesis also allow to produce annual average maps of frequency of the dry months and a classification of the seasonal modes obtained after an analysis in principal components on the whole of the series.

Key words: Rainfall, remote sensing, Amazonia, water resources

1. Introduction

La spatialisation des ressources en eau dans les régions tropicales se trouve très souvent confrontée au problème de l'insuffisance des données. Ainsi, les précipitations de la marge méridionale de l'Amazonie brésilienne sont encore très mal connues : le volume précipité comme la variabilité spatio-temporelle des régimes ont été peu étudiés du fait des lacunes des réseaux d'observations traditionnelles dans cette région. Pourtant la connaissance des précipitations se révèle un enjeu croissant pour la bonne conduite des cultures développées dans l'Etat du Mato Grosso : ces dernières années, les récoltes de soja (principale culture d'exportation et source de devises pour cet Etat) ont pu être compromises du fait des excès pluviométriques pendant les récoltes où, au contraire, l'insuffisance des pluies pendant le cycle cultural et la période de semis. Ce travail vise donc à améliorer la connaissance de la répartition spatio-temporelle des précipitations du Mato Grosso ainsi que leur variabilité interannuelle en analysant les données fournies par le satellite TRMM et en comparant ces données avec les relevés de stations au sol.

2. Données utilisées

Le réseau d'observation pluviométrique du Mato Grosso est constitué d'une douzaine de stations gérées par l'*Instituto Nacional de Meteorologia* (INMET) et d'une centaine de stations exploitées par l'*Agência Nacional de ?guas* (ANA). D'implantation récente, ces stations souffrent souvent d'un manque d'entretien d'où de nombreuses lacunes dans les

séries (Dubreuil et al., 2005). En outre la partie pionnière et forestière du nord de l'Etat est encore nettement moins bien connue que la partie méridionale. Seules 9 stations à la fois bien réparties sur l'ensemble du Mato Grosso et dont les séries ne présentent pas de lacunes entre 1998 et 2005 ont été utilisées ici : l'objectif est, dans un premier temps, de valider sur cet espace les données satellites TRMM dont la couverture spatiale est plus homogène que celle du réseau d'observation au sol.

Afin d'obtenir une cartographie plus précise des précipitations, de nombreux travaux ont été menés depuis vingt ans à partir des données des satellites géostationnaires (Meteosat, GOES) et défilants (NOAA, DMSP). Les techniques emploient le plus souvent des indices utilisant les mesures réalisées dans l'infrarouge ou les micro-ondes. Depuis novembre 1997, la mission américano-japonaise TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) permet d'obtenir des images radar des systèmes pluvio-gènes ainsi que des données micro-ondes (TRMM Microwave Imager) de meilleure résolution spatiale ($0,25^\circ$) que les données jusqu'ici disponibles (DMSP-SSM/I) du fait de l'altitude plus basse du satellite.

Pour cette étude nous avons utilisé les données fournies par l'algorithme 3B43 combinant des synthèses d'images TRMM, d'autres données satellitaires et des données sol (Huffman et al., 1995). L'algorithme 3B-43 est exécuté chaque mois civil en combinant les évaluations de haute qualité infrarouge et micro-ondes tri-horaires fusionnées (3B-42) avec les mesures climatiques mensuelles au sol CAMS (Climate Assessment and Monitoring System) ou du produit 3A-45 du réseau GPCC (Global Precipitation Climatology Centre, Huffman et al., 1997). Il s'agit, à l'heure actuelle, d'un des meilleurs produits disponibles à cette résolution spatiale pour la cartographie des pluies entre 50°N et 50°S et disponible en ligne sous forme de synthèses mensuelles depuis janvier 1998. Plus précisément, pour ce travail, la fenêtre d'étude s'étend de 5° à 20° Sud et de 50° à 65°W .

3. Résultats : une bonne correspondance entre données sol et TRMM

Les données TRMM ont d'abord été comparées aux mesures faites au sol pour 9 stations réparties sur tout le Mato Grosso afin de prendre en compte la diversité climatique de cette région : D.M. Sette (2000) oppose ainsi les régions de climat tropical à longue saison sèche au sud et celles au climat sub-équatorial du nord de l'Etat. Les corrélations entre les données TRMM et ces 9 stations varient de 0,84 (Pontes e Lacerda) à 0,94 (Xavantina) et montrent que les données TRMM reproduisent correctement les régimes saisonniers. Les précipitations annuelles moyennes sur 8 ans (une période cependant encore trop courte pour être complètement représentative de la variabilité interannuelle) montrent une légère sous estimation des pluies par TRMM pour 2 des 3 stations les plus septentrionales (Humboldt et Indeco) et une surestimation pour les 3 stations les plus méridionales.

Tableau 1 : Corrélations entre synthèses mensuelles TRMM et relevés pluviométriques (1998-2006) pour 9 stations matogrossenses :

	1- Humboldt	2- Indeco	3- Vila Rica	4- Brasnorte	5- Teles Pires	6- Xavantina	7- Pt e Lacerda	8- Acorizal	9- Alto Garcas
r^2 TRMM-Pmm	0.877	0.902	0.871	0.872	0.920	0.944	0.838	0.866	0.879
TRMM moy.an	1844	1997	2032	1858	1802	1587	1404	1622	1529
Pmm moy.an	2027	2097	1775	1624	1658	1435	1261	1296	1499

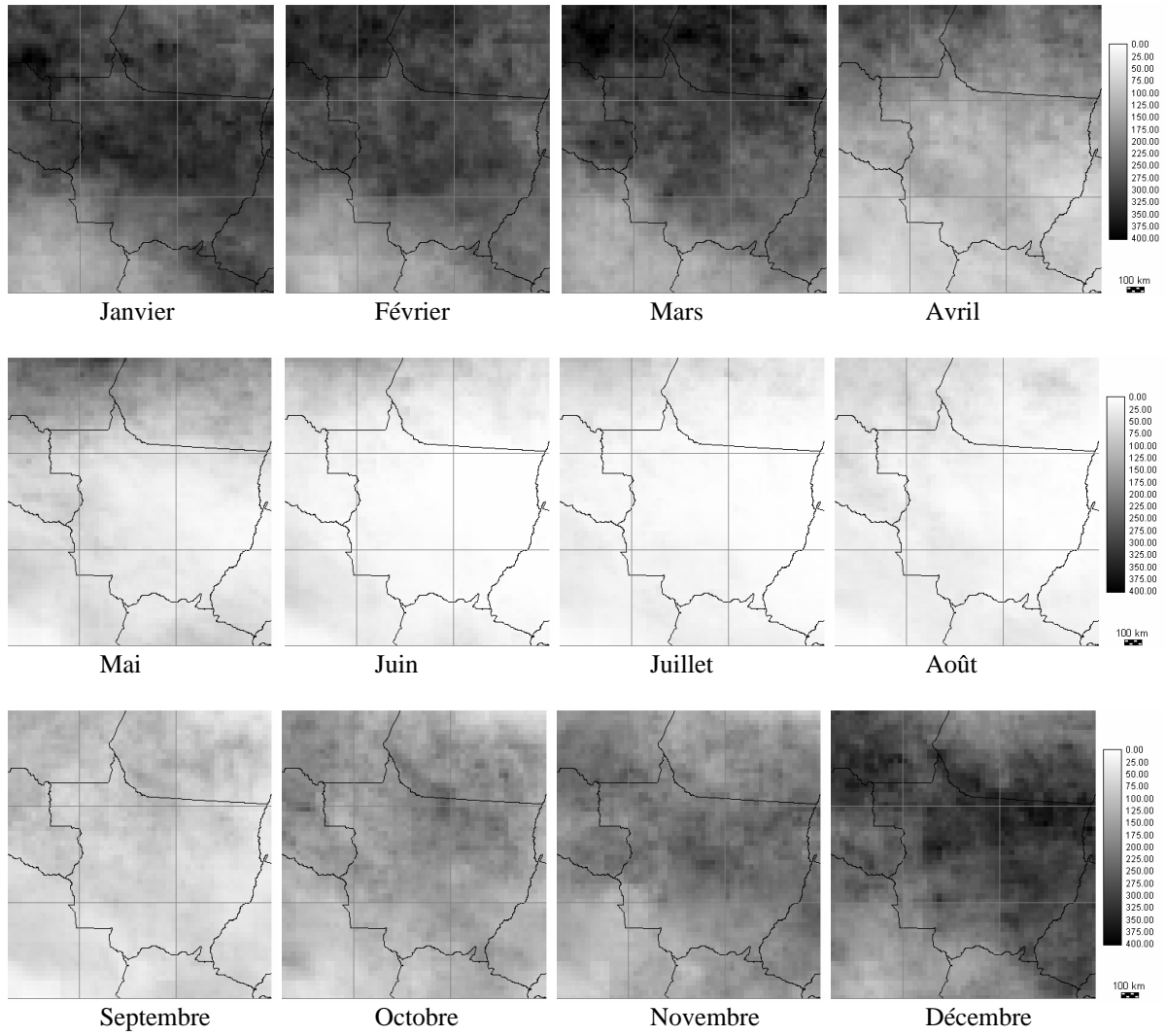


Figure 1 : Précipitations moyennes mensuelles (1998-2006) estimées par TRMM

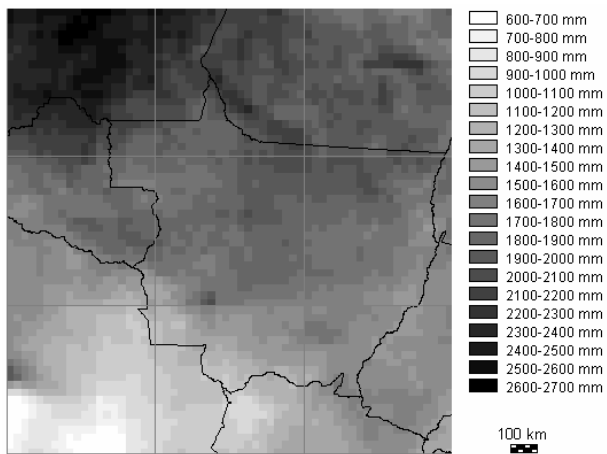


Figure 2 : Précipitations moyennes annuelles (1998-2006) estimées par TRMM

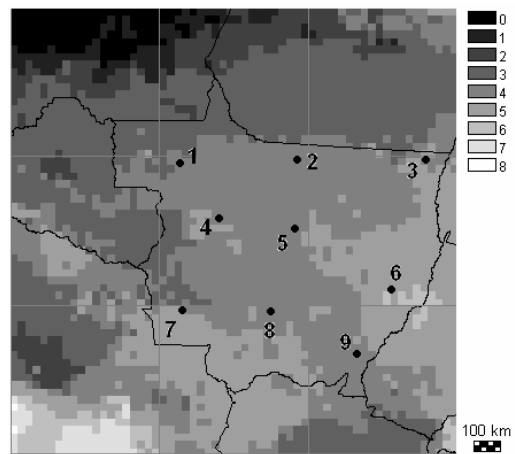


Figure 3 : Nombre de mois secs (moyenne 1998-2006 inférieure à 60mm) estimées par TRMM. Les numéros correspondent aux stations utilisées (tableau 1)

Les cartes des précipitations moyennes mensuelles (figure 1) permettent de bien mettre en évidence l'alternance saisonnière entre la saison des pluies (de novembre à mars) et la saison sèche (d'avril à septembre) et le fort gradient sud-nord : la saison sèche (figure 2) diminue ainsi du sud et de l'est (5 à 6 mois) vers le nord de l'Etat (2 à 3 mois). Les cartes montrent également l'impact du relief sur les totaux pluviométriques (figure 2) : la serra do Cachimbo, à la frontière entre le Mato Grosso et l'Etat du Para au nord-est, reçoit en moyenne 2 à 300 millimètres de plus que la plaine voisine.

4. Analyse de la variabilité des régimes pluviométriques matogrossenses

Les synthèses TRMM permettent non seulement de produire des cartes moyennes annuelles et de fréquence des mois secs mais aussi de servir de données d'entrée pour une analyse en composantes principales sur l'ensemble de la série 1998-2006. L'analyse, réalisée avec le logiciel Idrisi-Andes, permet d'obtenir les composantes spatiales et temporelles des modes de la variabilité interannuelle des précipitations mensuelles (figure 4). Les résultats montrent que les 2 premières composantes expliquent une part importante (plus de la moitié) de la variance totale : 37,7% pour le premier axe, 15,1% pour le second contre 6,2% et 3,5% pour les 3^e et 4^e axes (2,5% pour le 5^e). On notera cependant que les 4 premières composantes n'expliquent que moins de 63% de la variance totale.

Dans le détail, la figure 4 montre que la première composante oppose le nord du Mato Grosso où il pleut beaucoup au sud-ouest où il pleut peu : cette figure montre un effet de « masse » et ressemble donc beaucoup à la carte de la figure 2. L'opposition entre le nord et le sud est particulièrement marquée pendant les mois d'été austral, mais pas pour tous (par exemple décembre 2004 - janvier 2005). L'opposition est moins marquée pendant les mois d'hiver austral à cause des pluies frontales au sud. Il arrive même qu'il pleuve plus au sud qu'au nord (août 98) lorsque les systèmes frontaux de l'hémisphère sud remontent loin vers l'Equateur et/ou sont particulièrement actifs.

La deuxième composante (ACP2, figure 4) caractérise surtout l'est du Mato Grosso (très fortes coordonnées négatives), avec une saisonnalité très marquée (plus de pluie en été et moins de pluie en hiver), mais on repère des exceptions (janvier et février 2001 qui ont été plus secs). Cet axe rappelle que la saisonnalité des pluies est bien plus marquée au SE qu'au SW de l'Amazonie (Ronchail et al., 2002) du fait du passage des perturbations extratropicales qui pénètrent vers les basses latitudes entre les Andes et le *Planalto* et donnent des pluies d'hiver dans cette dernière région..

Les résultats de ACP3 permettent de caractériser surtout l'ouest du Mato Grosso et le Rondônia. On y remarque des périodes plus pluvieuses que d'habitude (de décembre 98 à juillet 99, par exemple) et d'autres plus sèches, comme de décembre 99 à juin 2001. On aborde ici véritablement la variabilité interannuelle qui semble opposée pour ces régions à celle que l'on a au nord-est de l'Amazonie : une telle analyse sur l'ensemble de l'Amazonie permettrait de mieux caractériser ce mode de variabilité, les résultats obtenus ici ne montrant, cependant pas de corrélations nettes avec les températures de surface Pacifique et Atlantique.

La dernière composante, enfin, permet d'opposer l'ouest du Mato Grosso et le sud du Rondônia (région 1) au nord Rondônia et le sud est du Mato Grosso (région 2). Il y a quelques mois en début de période (mars 98, octobre-novembre 98, février 99, septembre et novembre 99) et quelques mois en fin de période (décembre 2004, février-mars 2005, janvier-février 2006) où il pleut plus dans la région 1 que dans la région 2, alors que c'est plus souvent le contraire qui se produit. Le fait que la région 1 soit « coincée » entre les deux autres peut éventuellement faire penser à la « stagnation » pendant les mois cités ci-dessus de systèmes pluvio-gènes (instabilités de nord ouest des auteurs brésiliens).

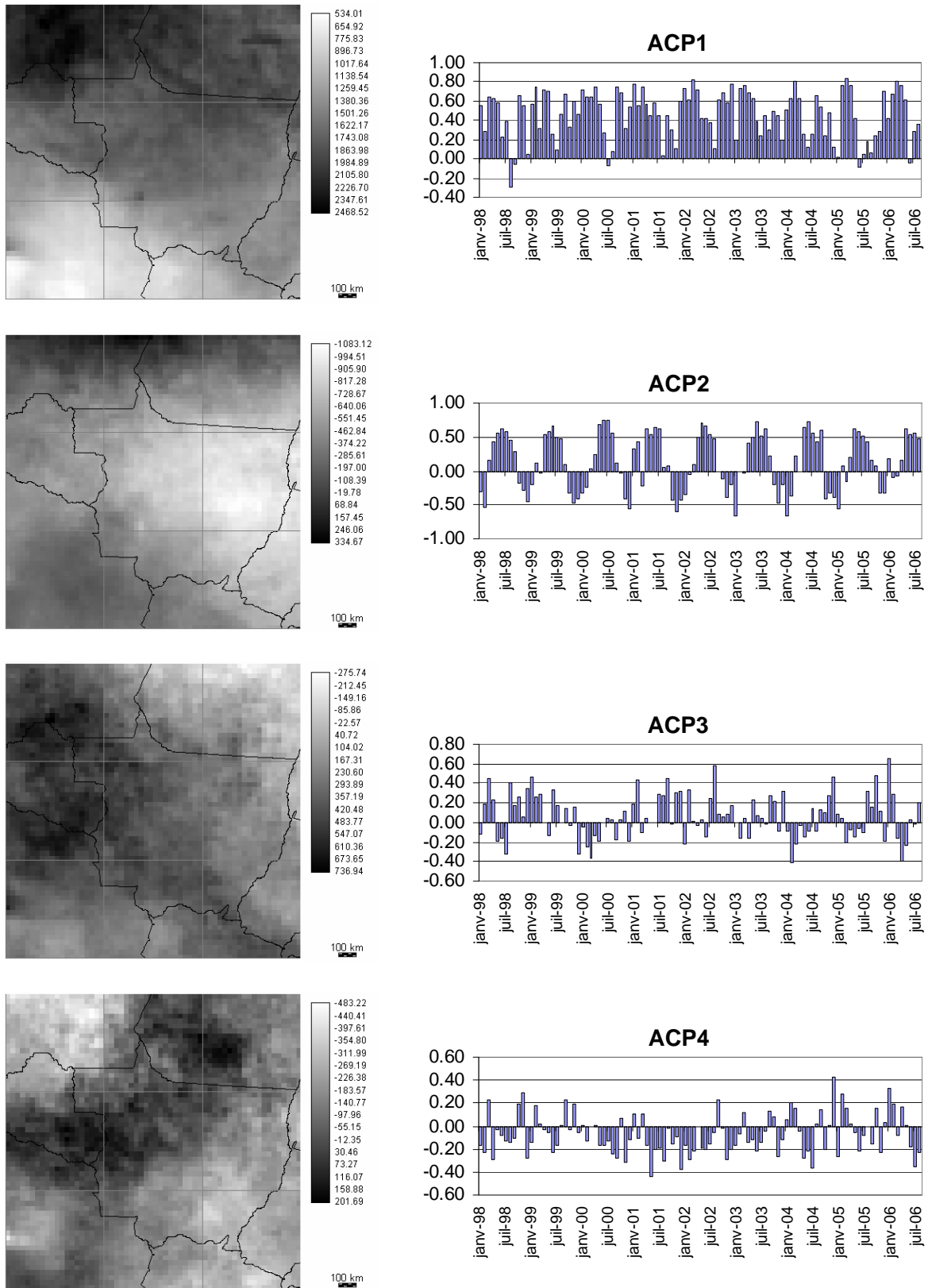


Figure 4 : Résultats de l'ACP sur les totaux pluviométriques mensuels TRMM (janvier 1998 à juillet 2006) : composantes spatiales à gauche et temporelles à droite des 4 premières composantes de l'ACP

5. Conclusion et perspectives

Les résultats présentés ici sont encore préliminaires car ils n'ont été obtenus que sur une période assez courte (8 années) mais déjà suffisamment longue pour entrevoir des modes de variabilité significatifs des précipitations ; en outre, la région d'étude retenue a été limitée à un espace jusqu'ici peu connu mais dont la connaissance des précipitations devient une préoccupation croissante au fur et à mesure de sa mise en valeur par l'agriculture. Les résultats de l'ACP permettent ainsi de proposer une nouvelle cartographie des types de régimes pluviométriques du Mato Grosso (figure 5). L'utilisation des données TRMM est également envisagée pour l'ensemble du bassin amazonien.

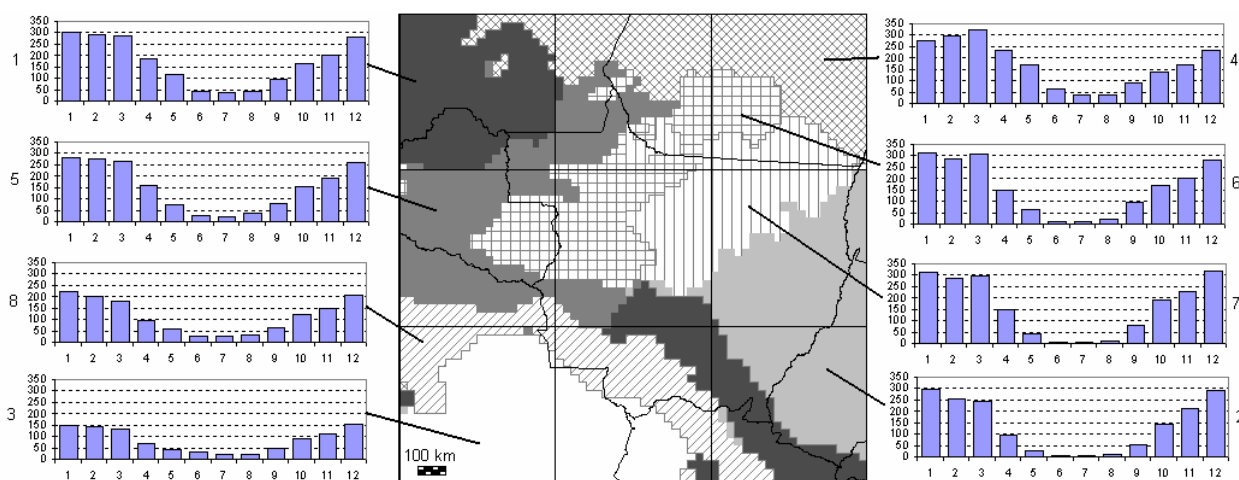


Figure 5 : Classification et régimes moyens obtenus à partir des résultats de l'ACP sur les précipitations mensuelles TRMM au Mato Grosso (janvier 1998 à juillet 2006)

Bibliographie

- 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.
- Huffman, G.J., R.F. Adler, B. Rudolph, U. Schneider, and P. Keehn, 1995: Global Precipitation Estimates Based on a Technique for Combining Satellite-Based Estimates, Rain Gauge Analysis, and NWP Model Precipitation Information, *J. Clim.*, **8**, 1284-1295.
- Huffman, G.J., R.F. Adler, P. Arkin, A. Chang, R. Ferraro, A. Gruber, J. Janowiak, A. McNab, B. Rudolph, and U. Schneider, 1997: The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Combined Precipitation Dataset, *Bul. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 5-20.
- Ronchail J., Cochonneau G., Molinier M., Guyot J.L., Goretti De Miranda Chaves A., Guimaraes 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.
- 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.
- 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.

Références des données internet :

- Tropical Rainfall Mapping Mission (TRMM): accédé en mai 2006 et février 2007 : http://disc.gsfc.nasa.gov/data/datapool/TRMM_DP/01_Data_Products/02_Gridded/07_Monthly_Other_Data_Source_3B_43/
- Données pluviométriques de l'ANA (*sistema de informações hidrológicas de l'Agencia Nacional de Aguas*, Brésil) <http://hidroweb.ana.gov.br/> accédé en mai 2006 et février 2007

PROJET D'ETUDE SUR LES RELATIONS ENTRE ILOT DE CHALEUR URBAIN ET VEGETATION DANS LE CADRE DE L'ÉCOLOGIE URBAINE : LE CAS DU GRAND LYON

DUGAND.J., COMBY.J., KERMADI.S

saida.kermadi@univ-lyon2.fr

Résumé : *Les études sur l'ICU sont fréquentes, cependant la plupart sont abordées sous un angle spécifique réservé à l'analyse du seul ICU et/ou de ses relations avec la pollution atmosphérique. Au coeur du débat sur la « naturalisation des villes » la relation ICU végétation urbaine est pourtant peu étudiée. Ce constat motive le développement d'une action de recherche qui aura le Grand Lyon comme observatoire de terrain. L'exposé qui suit dresse une ébauche de ce projet en cours de montage, qui sera fondé sur un double objectif : scientifique et opérationnel.*

Mots clefs : *Développement durable, Naturalisation des villes, Ilot de chaleur urbain, Végétation urbaine, relation.*

Abstract :

Studies on the UHI are frequent, however the majority are approached under an specific angle reserved to the analysis of the only UHI and/or its relationships to the air pollution. Among essence questions of the debate on the way to help bring back nature into cities, the relation between UHI and urban vegetation however is little studied. This report motivates the development of a research project which will have Grand Lyon as field observatory. The account which follows draws up an outline of this project in construction, which will be founded on a double objective: scientific and operational.

Key Words : *Sustainable development, Nature back into cities, Urban heat island, Urban Vegetation, Relation.*

Introduction

Bien qu'encore récent, le fort développement, des études de climatologie urbaine n'est pas étranger aux inquiétudes nées de l'accroissement intense de l'urbanisation et de ses impacts sur les écosystèmes urbains. Cet intérêt croise la redéfinition de concepts tels que celui d'environnement et l'apparition de nouveaux termes comme celui d'« écologie urbaine » associé au souci du développement durable.

Dans ce contexte, « l'avenir » de la végétation en ville, fortement dépendante des conditions climatiques, constitue un sujet sensible. Il renvoie au débat sur la « naturalisation » des villes et s'exprime souvent par une forte demande sociale de végétalisation des cités, au sein desquelles l'arbre occupe une place particulière « La nature est importante aussi bien pour l'équilibre de la ville (pour son climat, ses capacités d'auto-épuration) que pour celui des citoyens, qui ont besoin de sentir les saisons, de faire vivre leurs perceptions et leurs sensibilités. » (Emelianoff, 2003).

Les arbres semblent devenus des éléments incontournables du paysage urbain au point d'être espérés parties intégrantes de l'environnement des citoyens et d'être même inscrits dans un « patrimoine urbain ». Cette demande sociale impose une pression sur les décideurs politiques dont les projets d'aménagement n'évitent plus la question de « l'arbre en ville » voire plus généralement de la végétation urbaine. Les gestionnaires, sensibles à l'aspiration de leurs concitoyens s'investissent de plus en plus concrètement dans cette problématique « Depuis l'invention du mot, toute politique s'est définie par son rapport à la nature dont chaque trait, chaque propriété, chaque fonction dépend de la volonté polémique de limiter » (Latour, 1999). Ainsi voit-on se développer de toute part des projets diligentés par les politiques locales, avec l'aménagement de trame verte, de végétalisation, ..., ou sous d'autres formes la mise en pratique d'un « retour au fleuve » comme à Lyon, des mesures de protection de la « biodiversité urbaine », etc ... « C'est même ce dont ils se réclament tous ; mener enfin une politique de la nature ; modifier enfin la vie publique pour qu'elle prenne en compte la nature. » (Id).

L'intérêt de l'analyse des relations entre le climat urbain et plus précisément l'îlot de Chaleur Urbain (ICU) et la végétation semble donc justifié par ce simple constat. Cet intérêt est encore renforcé par le faible nombre de travaux consacrés à l'ICU sous cet angle d'approche, la plupart se focalisant sur les questions de pollution.

1 - Les relations ICU/végétation urbaine : une question encore peu traitée

À l'évidence le climat urbain, notamment par le comportement thermique des villes a un impact réel sur les équilibres végétaux (les travaux de Mimet et Alli, 2005, sur l'agglomération de Rennes, parmi les rares études pour pas dire la seule sur ce thème, l'on clairement mis en évidence). En corolaire l'effet de la végétation sur les conditions climatiques de la ville et en particulier sur « l'îlot de chaleur urbain » constitue un champ riche de questionnements encore très partiellement exploré. Si des études, à buts plus ou moins opérationnels, se sont beaucoup développées sur les effets très localisés de la végétalisation sur le rayonnement thermique (toits végétalisés, etc..., notamment en Europe du nord et en Amérique du nord), peu (voir pas en terme de programme de recherche) de recherches se sont intéressées à l'impact de la végétation sur les ambiances climatiques à l'échelle plus large des agglomérations, des villes, voire des quartiers.

En outre, dans un contexte annoncé de changement climatique, l'analyse des effets thermiques des villes et leurs rôles dans cette évolution pressentie est aussi une réelle préoccupation. Elle renvoie à plusieurs questions : Quelles sont et seront les conséquences locales d'un réchauffement climatique associé à un accroissement du réchauffement des villes ? Quels impacts, et plus généralement quelles relations peut-on établir entre l'effet thermique des cités et le réchauffement climatique dit « global » ?

Une question difficile qui recoupe celle de la relativité des indicateurs du réchauffement climatique et surtout des questions d'échelles à considérer, de leurs emboîtements et de l'influence réciproque des facteurs qu'ils conditionnent.

Ainsi l'idée du réchauffement climatique n'aurait-elle pas été pour partie biaisée par l'évolution thermique des villes durant les quarante dernières années ? Si oui, est-on en mesure de l'observer ? Si tel n'est pas le cas peut-on considérer l'îlot de chaleur urbain comme un laboratoire à échelle locale de ce que pourrait engendrer le « *global warming* » ?

Ainsi, les impacts de l'ICU sur son environnement et ses relations avec la végétation, peuvent constituer le support d'une analyse multiscalaire utile fondée sur une problématique encore peu étudiée. Toutes proportions gardées, sur le plan opérationnel cette analyse peut contribuer à une meilleure gestion de l'environnement à une échelle locale, répondant aux impératifs souhaités du développement durable. Cette échelle territoriale, localisée et singulière (au sens des caractéristiques spécifiques des territoires à analyser), semble à ce titre plus mobilisatrice pour les populations locales « un effort très territorialisé est le seul à pouvoir sensibiliser les acteurs et les populations locales souvent loin des considérations générales nationales et qui plus est internationales. Cet effort peut les conduire à s'investir dans des actions qui, à leur échelle, participeront au développement durable » (M. Reppelin, Vice président du Grand Lyon en charge de l'environnement, 2007).

2 - Principales orientations méthodologiques :

Objectifs essentiels

Pour répondre à ce questionnement trois objectifs prioritaires ont été fixés et seront

concentrés sur le territoire représentatif de l'agglomération lyonnaise³.

- Caractériser l'îlot de chaleur urbain à toutes les échelles et par tout type de temps,
- Evaluer et définir la relation (son évolution) entre l'ICU et les végétaux et plus spécifiquement les arbres.
- Intégrer un questionnement sur les rapports ICU/changement climatique mais aussi s'interroger sur les inquiétudes que l'ICU, essentiellement perçu de façon négative, suscite en règle générale.

A terme et sur le plan opérationnel, l'étude pourrait s'inscrire dans un processus d'aide à la décision en matière d'aménagement urbain. L'intégration et le traitement des données recueillies dans un SIG à des fins de représentations factuelles et de mise en perspective, pourraient permettre le développement d'un outil fonctionnel, utile aux gestionnaires.

Pratiques d'analyse

Couplage mesures au sol/ télédétection

Les analyses seront fondées, dans une large mesure, sur le couplage des mesures par télédétection et des mesures au sol à plusieurs fins :

- calage des données au sol et des mesures par télédétection
- rationalisation de la mesure (détermination de la localisation des installations nouvelles au sol).
- couplage des échelles d'observations et d'analyse, censées caractériser les phénomènes sur le plan physiologique et dynamique,
- calage des données numériques à fin de stockage et de manipulation sous modèle (à définir au cours de l'étude). Les modèles sont nombreux qui ont été créés dans la perspective d'appréhender de manière fine l'ICU (LUMPS, HPDM, schéma de surface TEB, SOLENE, etc...). A ce titre, s'il est difficile de considérer l'ICU comme un phénomène mal connu, « il reste un long chemin à parcourir dans la validation des divers modèles..., l'étude d'impact et une efficace application à l'aménagement, entre autres (Oke, 2005). En outre, la singularité du territoire de l'agglomération lyonnaise, très contrastée en terme d'urbanisation (avec un centre ville dense et une périphérie aux multiples facettes), mais aussi par la distribution des espaces verts ou encore la topographie, etc..., suppose le développement d'outils spécifiques.

Une étude à deux niveaux

L'analyse croisée des relations climat urbain/végétation urbaine reposera sur une étude à deux niveaux :

- l'évaluation des effets de la végétation sur l'îlot de chaleur urbain tiendra compte de l'ensemble de la végétation (Figure 3). La télédétection, sera, là encore un outil précieux, l'analyse par canaux NDVI à haute résolution permettant de suivre l'évolution des stades phénologiques de la végétation tout au long de l'année. Il conviendra de réaliser une cartographie précise de la localisation de la végétation et en particulier des arbres retenus pour la seconde partie de l'étude.

l'évaluation des effets de l'ICU sur les végétaux se réduira aux arbres en raison de la diversité des espèces végétales du Grand Lyon. Une à deux espèces sont actuellement en cours de sélection en fonction d'un critère essentiel de représentativité : celui des espèces

³ Ce choix résulte de convenances pratiques de proximité, de la taille de l'agglomération (la deuxième agglomération française en terme de taille et population), de l'implication forte du Grand Lyon sur les problématiques environnementales et celle du développement durable, qui laissent espérer le développement d'un partenariat actif.

dominantes dans l'agglomération. Cependant le choix définitif reste conditionné par les caractéristiques de chaque espèce, susceptible ou non d'être sensible à l'ICU.

Le Grand Lyon possède 66 000 arbres d'alignements dont les espèces dominantes sont réparties comme suit :

- Platanes : 51.4 %
- Erables : 7 %
- Tilleuls : 6.4%
- Micocouliers : 3.8%
- Marronniers : 2.8 %
- Sophoras du Japon : 2.7%
- Frênes : 2.6%
- Cerisiers à fleurs : 2.3%
- Chênes : 1.5%
- Divers : 19.5 % représentant 45 familles d'arbres différentes

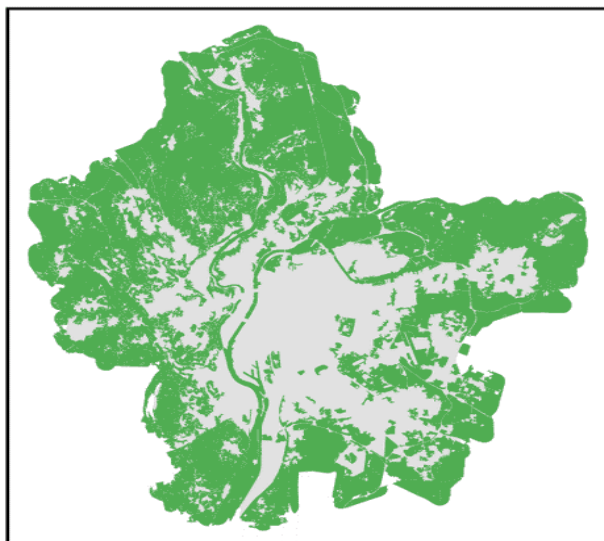


Figure 3: *La trame verte du Grand Lyon (Grand Lyon)*

La sélection de l'une ou deux de ces espèces est en cours. La détermination de l'impact ou des impacts de l'ICU potentiels sur la végétation et donc principalement sur les arbres sera conduit sous deux types de formes :

- phénologique
- dendrologique

3 - Stratégie d'acquisition de données

Mesures au sol

L'étude bénéficiera des observations du réseau de mesure au sol de Méto-France. Ce réseau reste cependant relativement faible pour les mesures de température. Il sera complété par les installations du Laboratoire de Climatologie Risque Environnement (LCRE) qui travaille depuis plusieurs années sur la spatialisation de la pluie fine sur Lyon et qui développe dans ce cadre un réseau d'appareils de mesure multi paramètres (10 stations exploitables).

Le réseau existant sera rationalisé par de nouvelles installations en fonction des besoins mis en évidence par l'avancée (couplage avec la télédétection) et les objectifs de l'étude (installation au sein et à proximité des parcs de l'agglomération, en ceinture verte, etc...). Des campagnes de mesures itinérantes seront également effectuées (5 stations sont actuellement disponibles au LCRE).

Il conviendra encore de définir les conditions de mesure de l'ICU dans la dimension verticale de l'atmosphère (si la question de l'utilisation des données acquises est déjà résolue (sondages), celle d'observations en temps réel est à l'étude, notamment financière).

Télédétection

La télédétection constituera évidemment un outil essentiel d'observation et d'analyse afin de mieux comprendre et de visualiser les termes du bilan d'énergie de l'agglomération et de contribuer par la modélisation à l'estimation de l'impact de l'ICU sur la végétation. Plusieurs travaux de télédétection ont déjà été réalisés à des fins de caractérisation (dont ceux de S. Bridier., H. Quenol., Kermadi S., 2005, figure 2), sur le Grand Lyon. Ils doivent être encore affinés pour mieux répondre à l'ensemble des questions posées. Le recours à des images NOAA-AVHRR, dont la résolution spatiale est faible mais qui permettent une forte répétitivité temporelle, sera privilégié dans un premier temps. L'utilisation des images SPOT ou SAR/ERS, de fine résolution, sera consacrée à des actions plus spécifiques et ponctuelles en raison de leur coût élevé (leur nombre reste conditionné par les financements qui seront obtenus et qui sont en cours de montage).

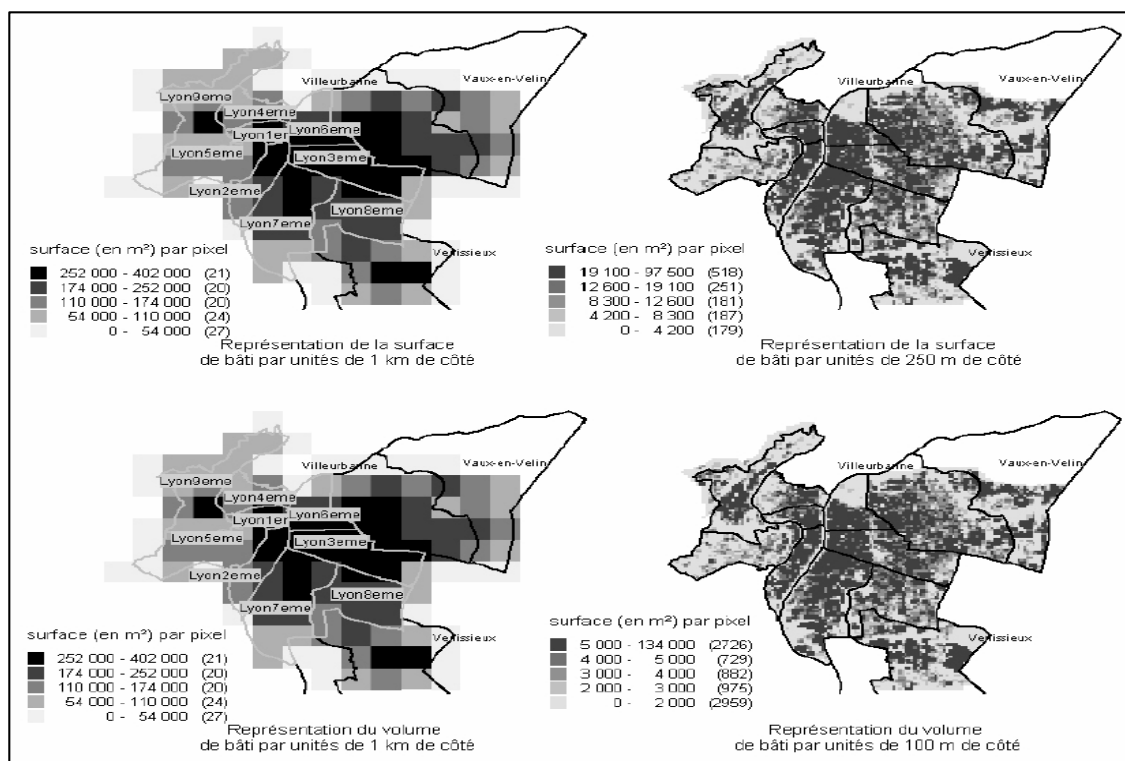


Figure 2 : Indicateurs de la répartition du bâti (Bridier S., Quénol H, Kermadi S., 2005)

Conclusion

En conclusion, le faible nombre de travaux sur des problématiques liées à l'ICU sous l'angle proposé (avec notamment l'absence d'étude sur ce thème à Lyon) et le lien entre cette problématique et les enjeux importants soulevés par des questionnements sociaux récents, constituent un ensemble de facteurs motivants pour la construction d'un projet de recherche sur ce thème. Ce projet en cours de montage au Grand Lyon et qui a déjà fait l'objet d'un premier travail de recherche (J. Dugand, 2006), sera fondé sur la collaboration des Universités Lyon II et Lyon III, de Méto France, de la COPARLY et du Grand Lyon. Si l'intérêt de l'étude est démontré et la motivation des partenaires assurée, les points de blocage scientifique à ce stade de l'analyse, restent nombreux. En cours d'évaluation ils conditionneront la forme définitive du projet « annoncé » dans cet exposé, tant sur le plan méthodologique que sur la finalité précise des objectifs scientifiques et opérationnels.

Bibliographie

- BRIDIER S., QUENOL H. & KERMADI S., 2005, Méthode d'analyse de la répartition des températures et de l'îlot de chaleur urbain à Lyon, in *Actes du XX^e colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, Gènes, pp.85-88
- COMBY J., 2003, In rapports d'activité OTHU 2003.
- CONAN M., 1994, L'arcadie, toujours recommencée, in Berque A., *La maîtrise de la ville*, Edition de l'école des hautes études en science sociales, Paris, pp.21-44.
- DUGAND J., 2006, *Ebauche* d'étude sur les relations entre îlot de chaleur urbain et végétation dans le cadre de l'écologie urbaine : le cas du Grand Lyon, mémoire de Master 2, Université Jean Moulin, 93p.
- ELIASSON I., 2000, The use of climate knowledge in urban planning, in *Landscape and urban planning*, Vol.48, pp.31-44
- EMELIANOFF C., 2003, Les relation ville – nature : zones d'ombre ou cécité ?, in Lévêque C., Van Der Leeuw S., *Quelles natures voulons-nous ? Pour une approche socio-écologique du champ de l'environnement*, Elsevier, Paris, pp.47-54.
- LATOUR B., 1999, *Politiques de la nature. Comment faire entrer les sciences en démocratie*, édition La découverte, Paris, 383p.
- OKE T.R., 1984, Towards a prescription for the greater use of climatic principles in settlement planning, in *Energy and Buildings*, Vol. 7, pp.1-10.
- Quenol, H., Dubreuil, V., Minet, A., Van Gelder, C. 2006. Climat urbain et phénologie : cas du platane et du cerisier à Rennes. 3. Journées de l'Association Française d'Ecologie du Paysage - Journées de IALE France 2006. Rennes (FR) 2006/11/07;2006/11/10.

LES CONDITIONS CLIMATIQUES FAVORABLES A LA CULTURE DE TOURNESOL EN TUNISIE.

J. ELHAJRI

*Département de géographie, faculté des Lettres, des Arts et des Humanités
2010 Manouba, Tunisie.*

E_mail:jamil_hajri@yahoo.fr

Tel : + 97.159.186

Fax : + 71.600.910

Résumé : *Dans cet article, nous étudions les conditions thermiques et hydriques favorables à la culture de tournesol dans la région de nord ouest tunisien et principalement dans la région de Béja. L'objectif de cette étude est :*

-de déterminer le positionnement optimal du cycle végétatif de cette plante oléagineuse, récente dans le système agricole de la région.

-d'expliquer climatiquement la concentration de cette culture dans cette région.

-de déterminer le degré de la tolérance et la capacité d'adaptation à la sécheresse, surtout que le tournesol est cultivé sans irrigation.

Mots-clés : *Tunisie, tournesol, stades phénologiques, évapotranspiration maximale optimale.*

Abstract: *In this article, we study the favourable thermal and hydric conditions for the cultivation of sunflowers in the Tunisian North West and more specifically in the region of Beja.*

The present study aims at:

-determining the optimal conditions for the vegetative cycle of this oleaginous plant which is recent in the agricultural system of the region.

-explaining the integration of this product in the region.

-determining the degree of tolerance and the capacity of adaptation to drought environment, especially as sunflowers are cultivated without irrigation.

Key words: *Tunisia, sunflowers, vegetative stage, the optimal maximal evapo-perspiration.*

Introduction :

La culture de tournesol en Tunisie est pratiquée dans la région du nord-ouest (figure1) et spécialement dans la région de Béja (74,2% de la surface emblavée en 2005). Certes, parmi les facteurs favorisant cette culture, l'influence des paramètres climatiques est déterminante.

C'est dans ce contexte, que nous essayons d'étudier les conditions climatiques favorables à cette culture. Les données utilisées dans cette étude proviennent de l'Institut National de la Météorologie (I.N.M.). Il s'agit des données climatologiques quotidiennes depuis 1990 sur la base des paramètres suivants : pluies journalières, évapotranspiration potentielle calculée par la formule Penman-INM ($E.T.P. I.N.M.en\ mm = T_n + T_x + 36 / 3218 \times DJ (DJ - 5) \sqrt{3} EP.$ avec EP= évaporation Piche en mm ; DJ= durée du jour en heures et dixièmes) (Espinar ; 1975), température maximale et minimale de l'aire et du sol, somme de température en base de 6°C. La station de référence choisie est celle de Beja. Ce choix est justifié par l'importance des superficies occupées par cette culture dans cette région. En outre, des échantillons représentatifs du sol ont été analysés au laboratoire d'Analyses des Sols Eaux Plantes du CEDRAT (Centre d'Etude du Diagnostic, de Recommandation Agro- Technique de Tunisie à Nabeul) dans le but de déterminer les caractéristiques granulométriques et hygrométriques du sol (surtout la capacité maximale de rétention en eau) pour déterminer la réserve utile (R.U.) et la réserve facilement utilisable (R.F.U.). Pour calculer l'ETM nous avons utilisé les valeurs Kc (coefficient cultural) décennales utilisées par le CETIOM (Centre Technique Interprofessionnel des Oléagineux Métropolitains) français, dans les régions méditerranéennes de la France (Merrien 2007, communication orale).

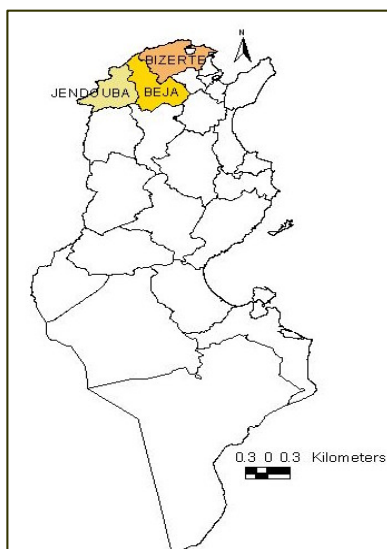


Figure 1 – Localisation de la culture du tournesol

En se basant sur ces données, nous avons tout d'abord essayé de montrer l'importance de la culture de tournesol aussi bien dans l'économie tunisienne, que dans le système agricole de la région. Dans une deuxième partie nous avons déterminé le positionnement thermiquement optimal des stades phénologiques de tournesol, leurs dates d'apparition et leurs fréquences. A une échelle fine (échelle décadaire), l'étude a déterminé les besoins climatiques par stade phénologique de cette culture.

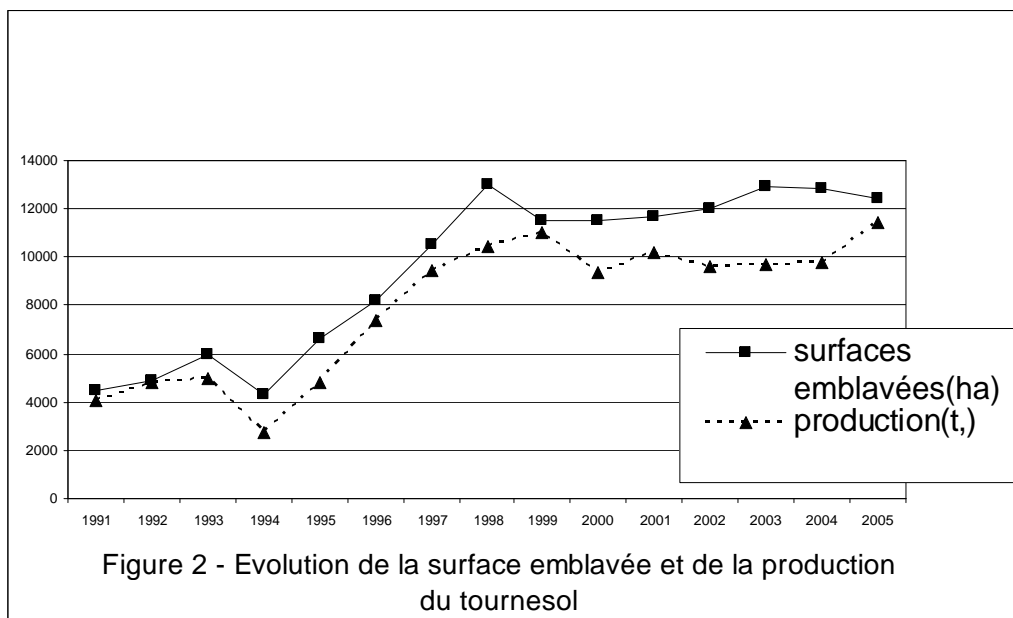
Il est certain, que ces paramètres climatiques ont une influence capitale sur la fluctuation des espaces cultivés et sur les rendements du tournesol.

1) Importance du tournesol en Tunisie :

Dans le but d'atténuer le volume sans cesse croissant des importations d'huile de graines des tentatives d'introduction de culture de plantes oléagineuses ont été entreprises depuis les années soixante dix. Parmi les espèces introduites, le tournesol commence depuis les années quatre vingt dix à revêtir de l'importance. Ceci se manifeste surtout à deux niveaux :

1.1. Importance économique ; qui peut être résumé en quelques chiffres : tout d'abord, plus de 10.000 ha sont cultivés en moyenne par an, assurant plus de 10.000 tonnes de graines (figure 2). Dans le même contexte, plus de 5 millions de dinars sont gagnés par les agriculteurs et plus de 25 millions sont gagnés par les grossistes et les revendeurs. En contre parti, le rendement n'est que de 10q/ha en moyenne. Il est à noter, qu'on cultive un mélange variétal (semences auto produites).

1.2. Importance du tournesol dans le système agricole : il est important de signaler tout d'abord que la région de Beja est connue principalement par la culture du blé. D'ailleurs depuis l'antiquité cette région connue sous le nom d'Afrique Romaine est nommée grenier de Rome. Or, cette culture bénéficie largement de l'introduction d'une espèce comme le tournesol. En effet, cette plante oléagineuse constitue une excellente tête d'assolement. Les études ont montré que le rendement d'une culture de blé postérieure à une culture de tournesol est généralement supérieur à celui d'un blé sur blé. Certes, plusieurs facteurs interviennent dans cette augmentation, mais l'intervention du tournesol est certaine. En restructurant le sol, en brisant le cycle de développement de certaines maladies spécifiques des céréales (fusariose, piétin échaudage ...), en limitant le développement des adventices du blé, en facilitant le désherbage des graminées qui reste délicat sur une parcelle de céréales, la culture de tournesol optimise ainsi la rentabilité des céréales.



2) Les conditions thermiques favorables à la culture du tournesol dans la région de Béja.

2.1. Paramètres et critères de base : pour déterminer les conditions thermiques optimales nous avons retenu les paramètres et les critères suivants :
-durée des stades phénologiques de tournesol (figure 3).

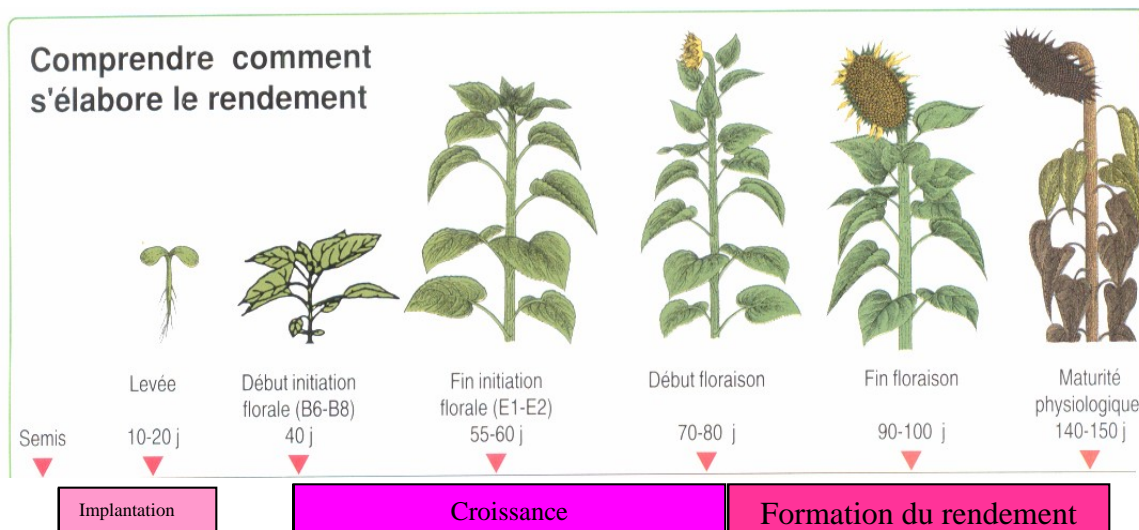


Figure 3 – durée des stades végétatifs du tournesol (le tournesol en 99).

La durée optimale d'un cycle végétatif du tournesol est de l'ordre de 140-150 jours. Cette durée est répartie sur trois étapes fondamentales qui déterminent fortement le rendement : l'implantation variant entre 10 et 20j, la croissance entre 30 et 40 j et l'étape de la formation du rendement variant entre 60 et 80j.

- critères et besoins thermiques optimaux :

Il est important de signaler que dans notre région d'étude la variété pratiquée est celle du semi-précoce dont la somme de température s'élève à 1670°C (tableau 1).

Un autre élément à prendre en considération aussi est celui de la température du sol. En effet, la germination de la semence est rapide si la température du sol est comprise entre 8 et 10°C.

Les basses températures hivernales pourraient affecter gravement la croissance et le développement de la culture.

Tableau 1-Valeurs des sommes de températures par stades phénologiques et variétés (I.DONET et al. 1997)

Variété de tournesol	semis à début floraison	semis à fin floraison	semis à maturité
Précoce	730° c	930°c	1570
Semi-précoce	810°c	1010°c	1670°c
Semi-tardive	840°c	1040°c	1770°c

2.2. Positionnement du cycle végétatif thermiquement optimal :

Dans notre région d'étude, le semis est pratiqué généralement durant le mois de mars. Cependant, et en se basant sur les critères et les paramètres de base retenus, nous avons testé trois dates différentes de semis pour chercher une date thermiquement optimale : le 1^{er} et le 15 février ; et le 1^{er} mars. Pour chaque date nous avons calculé la somme des températures pour chaque stade phénologique de variété semi précoce. Puis, nous avons compté la durée de tout le cycle végétatif. Il s'avère que la date de 15 février s'accommode le mieux avec la durée optimale (140-150j) du cycle végétatif (figure 4). Il est recommandé donc, de commencer la saison des semis dès la 2^{ème} semaine du février, surtout que la date de semis détermine la période de floraison-maturité du tournesol, phase sensible à la sécheresse.

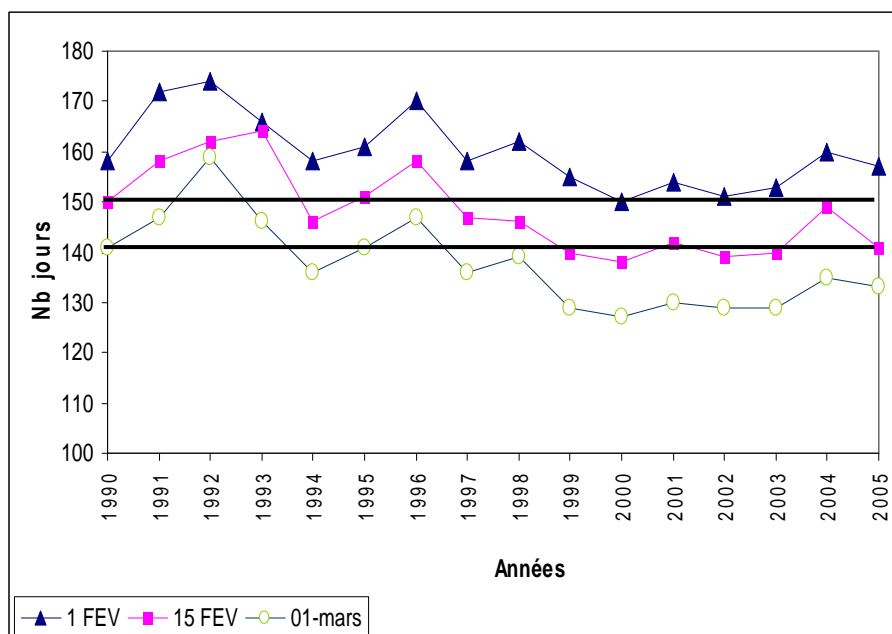


Figure 4- Variation interannuelle de la durée du cycle végétatif pour trois dates différentes de semis

3) les conditions hydriques favorables à la culture de tournesol dans la région de Beja.

3.1. *Le tournesol une culture capable de diète hydrique :*

Le tournesol est une culture tolérante aux conditions sèches grâce à son système racinaire qui lui permet d'extraire les réserves en eau du sol jusqu'à une profondeur dépassant 1 m. Il est capable de s'adapter à la sécheresse tout en restant productif. Son rendement en grains maximum est atteint lorsque seulement 70% de ses besoins en eau sont couverts (Merrien, 1990). D'ailleurs des conditions de sécheresse modérée au cours de la phase végétative peuvent même se révéler bénéfiques. Elles provoquent en effet chez la plante un mécanisme d'endurcissement lui permettant de mieux tolérer d'éventuels stress hydriques ultérieurs. En conditions de cultures optimales, le tournesol a besoin en moyenne de 420mm d'eau lors d'une croissance idéale (F. BOCHE 2005) : 160mm au moment de la phase végétative (70j.), 70mm lors de la floraison (30j.) et 160mm en fin de cycle (40-50j.). Dans ce qui suit nous allons étudier les besoins optimales et réelles en eau de la culture de tournesol.

3.2. *Réponse de l'eau climatique aux besoins hydriques optimums (E.T.P.) :*

Durant la période d'étude nous avons calculé la réponse de l'eau disponible (pluie + la réserve facilement utilisable transférée sur la base de 120mm recherchés au laboratoire pour un sol de type ; vertisol) à l'E.T.P. à l'échelle décadaire. Les résultats ont montré qu'en moyenne, dès la première décade du mois de mai, l'eau disponible ne satisfait pas la demande climatique. Dans 53% des cas le stress hydrique débute d'ailleurs pendant ce mois. Il peut commencer dans 13% des cas en février, ou en avril ou en juin ; et dans 6% seulement des cas en mars.

3.3. *La consommation en eau optimale de tournesol : l'évapotranspiration maximale : E.T.M.*

L'E.T.M. est calculée en se référant au K.opt. qui correspond en fait à l'E.T.M. optimale pour les besoins en eau de la culture ($E.T.M. = E.T.P * K.opt.$ avec $K.opt = 0,7 Kc$) (Merrien 2007). Les résultats montrent qu'en moyenne la quantité l'E.T.M. s'élève à 588 mm durant le cycle végétatif. Durant la période d'étude cette quantité a varié de 775mm (1994) à 460mm (1998). A l'échelle interannuelle la variabilité absolue est faible. La valeur de l'écart-type est de 88 mm avec une variabilité relative de 0,14.

3.4. *La consommation réelle en eau du tournesol : l'évapotranspiration réelle : E.T.R.*

L'E.T.R. est calculée en se basant sur les paramètres P. ; E.T.M. optimale et W. R.F.U. (variation de réserve facilement utilisable), toujours à l'échelle décadaire (HAJRI 1998). Les résultats montrent qu'en moyenne la quantité de l'ETR s'élève à 191mm. Durant la période d'étude les valeurs de l'E.T.R. ont varié de 56,9mm (1994) à 333,9mm (1996). A l'échelle interannuelle la variabilité absolue est même très faible. La valeur de l'écart type est de 4,11 mm avec une variabilité relative de 0,021.

Au total, le taux moyen de déficience augmente rapidement dès la première décade du mois de mai. Cependant, le coefficient de variation est très fort, très variable surtout de la 3ème décade de mars à la 1ère décade du mois de mai. Seules les deux premières décades de mars sont en moyennes excédentaires.

Conclusion :

Les conditions thermiques sont fortement favorables à la culture de tournesol. Quant aux conditions hydriques, elles sont très variables. Malgré leur coïncidence avec les pluies hivernales, les semi - précoces n'échappent pas aux stress hydriques, surtout en fin du cycle végétatif. La variabilité des pluies hivernales contribue fortement à celle du déficit hydrique printanier et certes détermine fortement le rendement de cette culture.

Remerciement : je remercie *Mr MERRIEN du CETIOM* (France) pour son aide.

Bibliographie

- ABOUDRARE A., A. BOUAZIZ, P. DEBACKE, 2000 : *Recherches de stratégies de conduite du tournesol dans les conditions pluviales de la région de Mekhnès* (Maroc). Exploitations à l'aide du modèle Epic-Phase. *Sècheresse* 11, numéro 1, 19-27.
- BOCHE F., 2005 : *Tournesol, Agronomie et Environnement*. Dossier élaboré par L'AMSOL et PROLEA 12-Paris.
- DONET I., V. PERARNAUT, et A. MERRIEN, 1997 : *Influence des paramètres climatiques sur le rendement du tournesol*. Publications de l'A.I.C., vol.10, 22-28.
- ESPINAR et PERLAT : *Recherche d'une formule simplifiée pour le calcul de l'évapotranspiration*. Note de travail, I.N.M. Tunis 1975, 16 p.
- HAJRI J., 1998 : *Bilans hydriques agro climatiques dans le Cap Bon (Tunisie) : cas de vignoble*. Publications de l'A.I.C., vol.11, 158-165.
- LE TOURNESOL en 99, 1999 : Edition CETIOM.
- MERRIEN A., 1990 : *Comportement hydrique du tournesol. Synthèse des essais « irrigation » 1983-1988*. In le tournesol et l'eau. Paris. CETIOM. (Coll. Points science). 75-90.

VAGUES DE CHALEUR ET MORTALITE ESTIVALE EN 1994 ET EN 2003 A BERLIN (ALLEMAGNE)

Wilfried ENDLICHER, Katharina GABRIEL

Institut de Géographie, Humboldt-Universität de Berlin

Unter den Linden 6, 10099 Berlin, Allemagne

wilfried endlicher@ geo.hu-berlin.de ; katharina.gabriel@geo.hu-berlin.de

Résumé : *Les données météorologiques journalières de Berlin, sur une période de 13 ans, ont été mises en relation avec la mortalité journalière classée selon le sexe, l'âge et la cause du décès (selon ICD-09 resp.-10) et à une résolution spatiale du niveau du quartier administratif. Des données statistiques concernant la population et l'utilisation du sol étaient également disponibles. La comparaison de deux saisons estivales spécialement chaudes (1994 et 2003) montre que le stress thermique est majoré quand la vague de chaleur dure sans interruption pendant un certain temps. S'il y a des interruptions, même de courte durée, les effets sont moins graves. Les personnes âgées risquent plus que les jeunes de mourir du fait de la chaleur. Le risque est en outre plus élevé pour les femmes que pour les hommes. L'effet démographique l'emporte finalement sur l'influence de la structure du quartier ou de la densité de la population.*

Mots clés : *vague de chaleur, Berlin, mortalité estivale, impact sanitaire*

Abstract: *Over a period of 13 years (1991-2003), the daily meteorological data of Berlin are in relation with the daily mortality, which is classified according to sex, age and cause of death (after ICD-09 resp.-10) with a territorial resolution to administrative district scale. In addition, data of population and land use are on hand. A comparison of two extremely hot seasons (1994 and 2003) shows that the heat stress is most serious if it lasts for a certain period continuously (1994). If there were even short interruptions (2003) the effects are mitigated. Senior people are more endangered by heat mortality than younger ones. Within this group the risk of women is enhanced. The effect of senior age is more important than site or population density.*

Key words: *heat wave, Berlin, summer mortality, health effect*

Introduction

Le confort thermique de l'homme dépend des conditions climatiques environnantes. Au-dessus d'un certain seuil, des températures élevées causent un stress thermique qui peut provoquer des maladies, surtout cardio-vasculaires ou respiratoires, et peut même entraîner la mort (Besancenot, 2002 ; Koppe *et al.*, 2004). Dans des grandes villes d'Europe centrale comme Berlin, située à une latitude de 52°N et à une altitude d'environ 50 m, le climat urbain et son îlot de chaleur peuvent aggraver le problème. Etant donné que la régulation thermique est moins efficace chez les personnes d'un certain âge, ce groupe de population, qui d'ailleurs ne cesse de s'agrandir, pourrait être concerné plus spécialement par un tel impact du climat. La combinaison de facteurs comme les vagues de chaleur, la structure urbaine et l'âge des personnes concernées devrait donner des répartitions spécifiques du stress thermique et de la vulnérabilité pour certains groupes de la population urbaine. La question est alors de définir le risque de mortalité et de morbidité pendant des vagues de chaleur estivales dans différents quartiers de Berlin, la plus grande ville allemande.

1. Données et méthodes

Pour la période de 1991 à 2003 nous avons eu à notre disposition des données climatiques et des données sur la mortalité, au pas de temps quotidien. Les données de mortalité étaient détaillées selon le sexe, la cause du décès (selon ICD-09 resp. ICD-10)⁴, l'âge et le quartier urbain. Quand on met les températures en relation avec la mortalité, on se rend compte qu'il y a des périodes à mortalité particulièrement élevée. Nous avons donc analysé les conditions météorologiques de ces périodes, ainsi que la distribution spatiale de la mortalité dans les différents quartiers de Berlin.

⁴ Classification internationale des maladies et des problèmes de santé connexes, version 09 (ICD-09) resp. version 10 (ICD-10).

2. Résultats

2.1. Résultats de l'analyse chronologique

Deux séries de données journalières des années 1991 à 2003 de Berlin sont représentées sur la figure 1. Celle-ci montre l'évolution de la température maximale, de la mortalité totale et de la mortalité causée soit par les maladies circulatoires, soit par les maladies respiratoires. Le nombre total des morts pendant ces 13 années a diminué, de même que l'effectif de la population de Berlin. Il y a davantage de morts en hiver qu'en été. Mais pour l'été 1994, la courbe de la mortalité se révèle inhabituellement élevée. Des phénomènes semblables, quoique de moindre importance, peuvent être observés pendant les étés 1992, 1998 et 2000. Par contre, en 2003, pendant la grande vague de chaleur qui a sévi sur l'Europe de l'ouest, aucun impact sanitaire n'est décelable à Berlin (Sch?r et Jendritzky, 2004 ; Stott *et al.*, 2004).

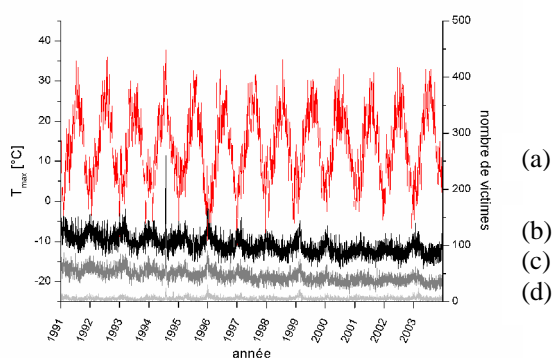


Figure 1 – Température maximale journalière (a) et mortalité totale (b), ainsi que mortalité causée par les maladies circulatoires (c) et les maladies respiratoires (d), entre 1991 et 2003 à Berlin.

Données: Service Météorologique Allemand et Bureau Statistique de la ville de Berlin.

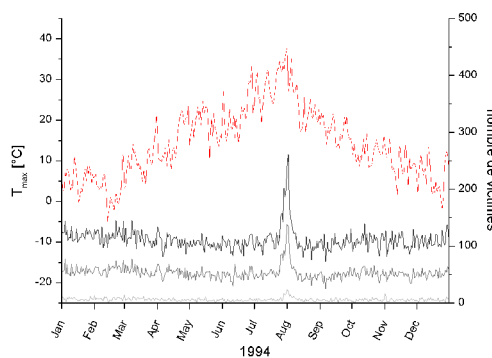


Figure 2 – Température maximale journalière (a) et mortalité totale (b), ainsi que mortalité causée par les maladies circulatoires (c) et les maladies respiratoires (d) en 1994 à Berlin.

Données: Service Météorologique Allemand et Bureau Statistique de la ville de Berlin

Sur la figure 2, l'évolution de la température et celle de la mortalité en 1994 sont étudiées plus en détail. Dans la quinzaine de jours séparant le 22 juillet et le 5 août, les maxima journaliers ont dépassé 30°C tous les jours, sauf le 2 et le 3 août, ce qui était dû à des conditions anticycloniques sur l'Europe centrale. La température la plus élevée (37,7°C) a été relevée le 1^{er} août. Le lendemain, le nombre de morts à Berlin a atteint 261, record absolu de la période considérée. Néanmoins, un « effet de moisson » (*harvesting effect*), observé dans d'autres études (Sch?r et Jendritzky, 2004), ne se retrouve pas ici : la courbe de la mortalité n'est pas descendue en dessous de la moyenne après cet événement.

Une étude détaillée de cette vague de chaleur révèle que la mortalité a augmenté de 167% par rapport à la moyenne des années 1991-2003. Les causes de décès les plus surreprésentées étaient les maladies circulatoires (ICD-09: 390-459 resp. ICD-10: I00-I99 = 50%), suivies par les maladies respiratoires (ICD-09: 460-519 resp. ICD-10: J00-J99 = 7%). Presque tous les décès en surnombre concernaient des personnes âgées de plus de 50 ans, et dans 61% des cas des femmes (tableau 1).

La vague de chaleur de l'été 2003, qui a fait plus de 35 000 victimes en Europe occidentale, a été également sévi à Berlin. Elle y simplement commencé une semaine plus tard, et a duré une quinzaine de jours (du 30 juillet au 13 août). Mais si on la compare à celle de 1994, on peut relever des différences non négligeables. Pendant la canicule de 2003, le nombre de décès est resté inférieur à la moyenne 1991-2003. Par ailleurs, le taux de mortalité est resté dans tous les groupes de la population inférieur à celui de 1994.

Berlin	Moyenne 1991-2003	Nombre total de décès	Sexe masculin		Sexe féminin	
			≤ 49 ans	≥ 50 ans	≤ 49 ans	≥ 50 ans
Du 22 juillet au 5 août 1994	1 473	2 458	117	791	46	1 504
Comparaison	100%	167%				
Décès pour 100 000 habitants		70,79	10,28	162,99	4,07	223,58
Du 30 juillet au 13 août 2003	1 468	1 288	54	533	29	672
Comparaison	100%	88%				
Décès pour 100 000 habitants		38,01	4,84	99,37	2,72	100,15

Tableau 1 – Mortalité pendant les vagues de chaleur à Berlin. Données: Bureau Statistique de la ville de Berlin.

L'explication de cette situation favorable doit être recherchée dans la situation météorologique. Pendant la vague de chaleur de 1994, Berlin se trouvait au centre des hautes pressions qui s'épandaient de la Scandinavie jusqu'à l'Italie. En 2003, par contre, la capitale allemande se trouvait en marge des hautes pressions, centrées cette fois sur l'Europe occidentale. Cela ressort clairement sur le tableau 2. Les températures maximales ont dépassé dans les deux cas les 25°C, mais en 1994 les maxima journaliers ont franchi 13 fois le seuil des 30°C, et cela sans interruption pendant 11 jours consécutifs. Le maximum absolu de 37,7°C a été relevé le 1^{er} août. De plus, Berlin a été confrontée à deux nuits dites « tropicales », où la température n'est pas descendue au-dessous de 20°C. En 2003, par contre, la limite de 30°C n'a été dépassée que 9 fois, dont 4 fois à la suite. Le maximum absolu n'a pas excédé 32,2°C (le 8 août) et il n'y a pas eu de nuits tropicales.

	Été (juin-juillet-août)		Vague de chaleur	
	1994	2003	1994	2003
Journées estivales $T_{\max} > 25^{\circ}\text{C}$	43	50	15	15
Journées de chaleur $T_{\max} > 30^{\circ}\text{C}$	19	19	13	9
Nuits tropicales $T_{\min} > 20^{\circ}\text{C}$	2	0	2	0

Tableau 2 – Comparaison des données thermiques des deux vagues de chaleur de 1994 et 2003. Données : Service Météorologique Allemand (DWD).

D'autres données importantes comme la pression de vapeur et le rayonnement global – tous les deux plus élevés en 1994 qu'en 2003 – et la vitesse du vent – quant à elle moins forte – ont aggravé l'impact sanitaire de la chaleur en 1994, en comparaison avec 2003 (tableau 3).

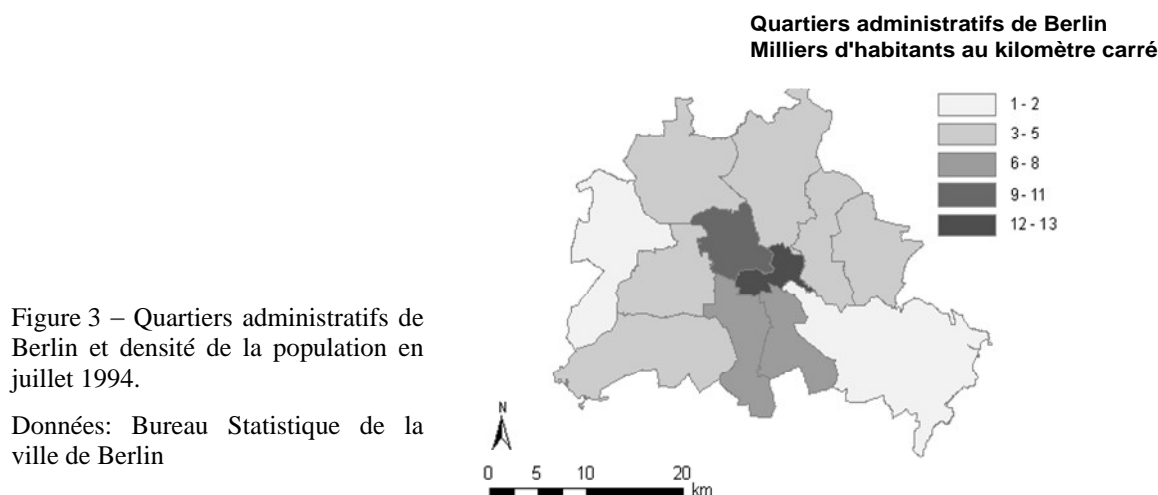
	1994		2003	
	Moyenne	Maximum	Moyenne	Maximum
T _{max} [°C]	32,9	37,7 (le 1 ^{er} août)	30,6	32,2 (le 8 août)
T _{moy} [°C]	27,8	28,6 (le 1 ^{er} août)	23,4	26,2 (le 13 août)
T _{min} [°C]	18,4	21,0 (le 30 juillet)	16,1	19,2 (le 4 août)
Pression de vapeur [hPa]	15,9	20,2 (le 27 juillet)	15,2	19,9 (le 3 août)
Rayonnement global [J/cm ²]	2361,3	2733,0 (les 22 et 23 juillet)	2130,6	2425,1 (le 11 août)
Durée d'insolation [heures]	12,5	14,8 (le 22 juillet)	11,7	14,5 (le 11 août)
Vitesse de vent [m/s]	1,4	2,3 (le 28 juillet)	1,7	4 (le 13 août)

Tableau 3 – Comparaison des valeurs moyennes et maximales des différents éléments météorologiques importants pour le confort thermique pendant les vagues de chaleur de 1994 et 2003.

Données : Service Météorologique Allemand (DWD).

2.2. Résultats de l'analyse spatiale

Berlin compte environ 3,5 millions d'habitants sur une superficie de 891 kilomètres carrés (en comparaison, l'agglomération parisienne rassemble 11 millions d'habitants, dans la région Ile-de-France, qui couvre 12 012 km²). La plus forte densité de population se trouve au centre-ville (figure 3). La densité est moindre dans les faubourgs, où les habitations sont moins hautes et les structures urbaines plus espacées. On y trouve aussi des lacs et de nombreuses forêts.



La figure 4 montre la répartition de la mortalité dans les quartiers berlinois pendant la vague de chaleur de juillet-août 1994. Les quartiers du centre, qui ont la densité de population la plus élevée, ne se distinguent pas par une mortalité plus forte. Celle-ci frappe plutôt les faubourgs situés au sud-ouest de la ville, bien qu'ils aient la même densité de population que deux quartiers situés à l'est de la ville et qui, eux, montrent la mortalité la plus basse.

**Quartiers administratifs de Berlin
taux de mortalité**

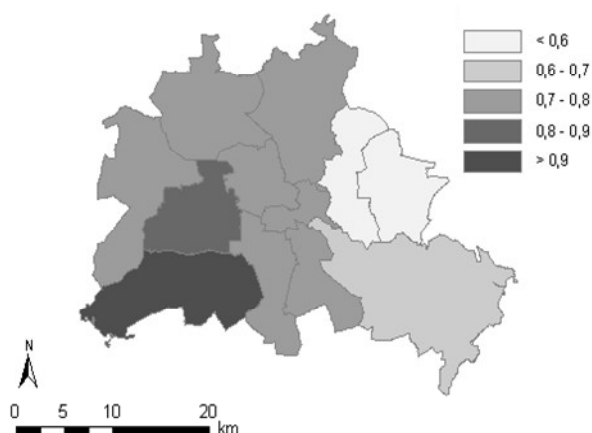


Figure 4 – Taux de mortalité (décès pour 1 000 habitants) pendant la vague de chaleur (22 juillet-5 août 1994) dans les quartiers administratifs de Berlin.

Données : Bureau Statistique de la ville de Berlin.

La densité de population due à des structures urbaines plus compactes – et, de ce fait, avec un îlot de chaleur urbain plus intense – ne paraît pas constituer le facteur décisif pour rendre compte d'une mortalité plus élevée dans certains quartiers. C'est plutôt la démographie qui fournit le meilleur prédicteur, comme le montre la figure 5. Le pourcentage de la population âgée de plus de 65 ans est beaucoup plus faible (moins de 10%) dans les quartiers de l'est que dans ceux du sud-ouest (où il dépasse 16%). Le centre-ville, avec des valeurs de 10 à 12%, se place en position intermédiaire. L'âge joue donc un rôle plus discriminant que la densité de population.

**Quartiers administratifs de Berlin
Pourcentage d'habitants âgés de 65 ans
et plus**

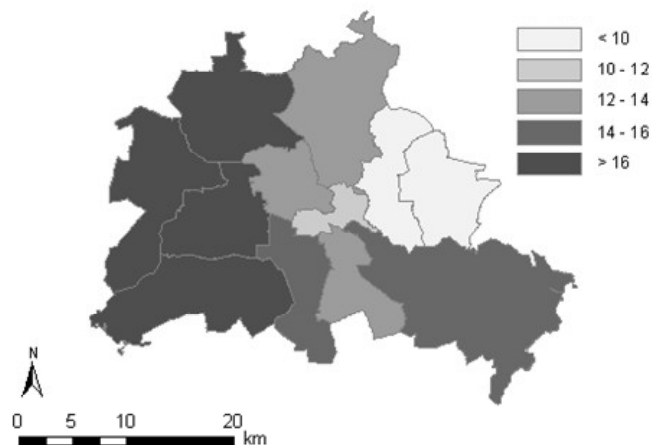


Figure 5 – Pourcentage d'habitants âgés de 65 ans et plus dans les quartiers administratifs de Berlin.

Données: Bureau Statistique de la ville de Berlin

3. Discussion

L'augmentation de la mortalité pendant la période de températures élevées en juillet et août 1994 correspond bien aux résultats des études effectuées dans d'autres villes européennes (Diaz *et al.*, 2002 ; C. Koppe et G. Jendritzky, 2004 ; F. Sartor *et al.*, 1997) ou non européennes (Smoyer, 1998). La plus forte sensibilité des femmes est également bien documentée (Huynen *et al.*, 2001 ; Kysel?, 2004). En ce qui concerne la distribution spatiale, l'impact sanitaire semble dépendre plus de l'âge que de la densité de l'habitat.

Bibliographie

- BESANCENOT J.P., 2002 : Vagues de chaleur et mortalité dans les grandes agglomérations urbaines. *Environnement, Risques et Santé*, **4**, 229-240.
- DÍAZ J., GARCÍA R., VELÁZQUEZ DE CASTRO F., HERNÁNDEZ E., LÓPEZ C., OTERO A., 2002 : Effects of extremely hot days on people older than 65 years in Seville (Spain) from 1986 to 1997. *International Journal of Biometeorology*, **46**, 145-149.
- HUYNEN M.M.T.E., MARTENS P., SCHRAM D., WEIJENBERG M.P., KUNST A.E., 2001 : The impact of heat waves and cold spells on mortality rates in the Dutch population. *Environmental Health Perspectives*, **109**, 463-470.
- KOPPE C., JENDRITZKY G., PFAFF G., 2004 : Die Auswirkungen der Hitzewelle 2003 auf die Gesundheit. *Klimastatusbericht 2003 des Deutschen Wetterdienstes*, 152-162.
- KOPPE C., JENDRITZKY G., KOVATS S., MENNE B., 2004 : *Heat waves: risks and responses*. World Health Organization, 123 p.
- KYSEL J., 2004 : Mortality and displaced mortality during heatwaves in the Czech Republic. *International Journal of Biometeorology*, **49**, 91-97.
- SARTOR F., DEMUTH C., SNACKEN R., WALCKIERS D., 1997 : Mortality in the elderly and ambient ozone concentration during the hot summer, 1994, in Belgium. *Environmental Research*, **72**, 109-117.
- SCHÖR C., JENDRITZKY G., 2004 : Hot news from summer 2003. *Nature*, **432**, 559-560.
- SMOYER K.E., 1998 : A comparative analysis of heat waves and associated mortality in St. Louis, Missouri – 1980 and 1995. *International Journal of Biometeorology*, **42**, 44-50.
- STOTT P.A., STONE D.A., ALLEN M.R., 2004 : Human contribution to the European heat wave of 2003. *Nature*, **432**, 610-614.

EROSION PLUVIALE ET DEGRADATION DU RESEAU VIAIRE DANS LE QUARTIER BOY-RABE A BANGUI (CENTRAFRIQUE)

CYR GERVAIS ETENE¹, EXPEDIT W. VISSIN¹ ET MICHEL BOKO¹

Laboratoire d'Etude des Climats, des Ressources en Eau et de la Dynamique des Ecosystèmes, Université d'Abomey-Calavi, 03- BP 1122, Cotonou, Bénin

cyr_gervais_etene@hotmail.com, exlaure@yahoo.fr, mboko47@yahoo.fr

***Résumé :** La présente étude évalue les impacts de l'érosion pluviale sur le réseau viaire de la ville de Bangui. La quantité de terre perdue lors du creusement des ravines a été estimée par la méthode d'évaluation de volume de terre perdue. Les rues les plus érodées sont dans le secteur de Boy-rabe, Mandaba et Kaïmba et la quantité de terre emportée par les eaux de ruissellement est estimée à environ 21, 294 m³ en moyen par an. Pour atténuer les effets de l'érosion du sol dans la ville, les populations utilisent les caillasses pour remblayer les ravines sur les voies. Le gouvernement met l'accent sur le développement du réseau de canalisation et la sensibilisation.*

***Mots-clés :** Bangui, érosion pluviale, réseau viaire, dégradation*

***Abstract :** This study evaluates the impacts of rain erosion on the road network in the town of Bangui. Estimation of lost ground during gullies digging was estimated by the evaluation method of lost ground volume. The most eroded streets are in the sector of Servant boy-rabe, Mandaba and Kaïmba and the quantity of ground carried by surface waters is estimated at approximately 21, 294 m³ in average per year. Alleviate the erosion ground effects in the city, the populations use road-metals to embank the gullies on the ways. The government focuses on drainage network as well as on the development sensitizing.*

***Key words:** Bangui, rain erosion, network viaire, degradation*

1- Introduction et justification

Le ruissellement et l'érosion sont deux phénomènes intimement liés à l'échelle du bassin versant. Ils expliquent les pertes en eau et en sol d'un milieu donné. Ils sont particulièrement actifs en milieu urbain, notamment de par les précipitations et l'écoulement qui les engendre (Nguimalet, 2004).

La ville de Bangui comme les autres villes des pays d'Afrique tropicale est confrontée ces deux dernières décennies au problème de gestion des eaux pluviales (CIEH, 1984 ; Villien F. et al 1990 ; Kokamy-Yambere 1994 et Nguimalet 2004).

Localisée entre 4° 18' 30 et 4° 30' 00 de latitude Nord, et entre 18° 28' 13 et 18° 38' 00 de longitude est (figure 1), la ville de Bangui, capitale politique de la République Centrafricaine est caractérisée par un climat équatorial dont la moyenne pluviométrique annuelle est de 1600 mm

De par son site et sa situation par rapport à la colline de Gbazoubangui et le fleuve Oubangui, la ville de Bangui est menacée par les effets du ruissellement qui ne cesse de s'amplifier. Les conséquences immédiates sont le ravinement des voies et rues de quartiers, la dégradation de la voirie etc., souvent accentuées par les différents aménagements.

Le présent travail a pour but d'évaluer l'impact du phénomène de l'érosion pluviale sur le réseau viaire de la ville de Bangui et proposer une stratégie de lutte efficace dans une perspective de protection de l'environnement urbain durable.

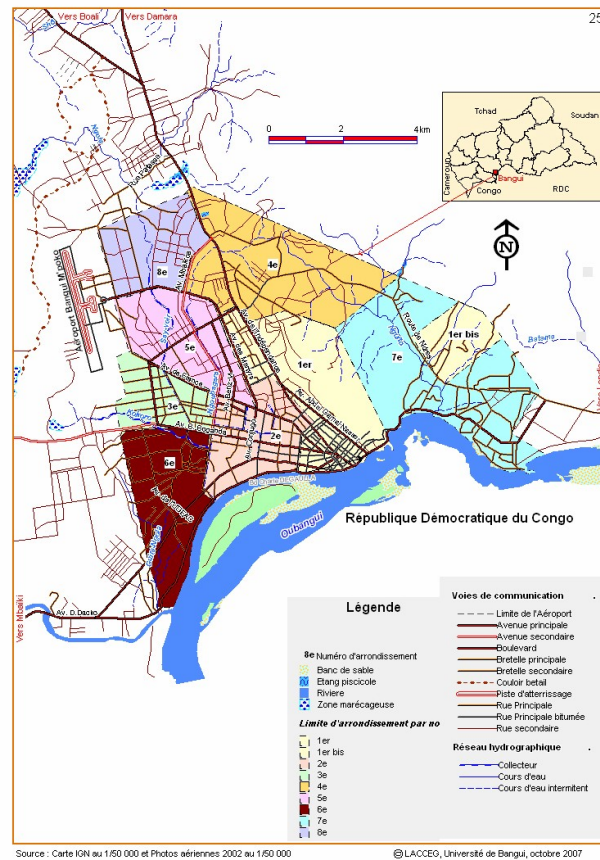


Figure 1 : Situation géographique de la ville de Bangui en RCA

2- Données et méthodes

Cette étude est basée d'une part sur les travaux de recherche en cours et publiés sur les impacts de l'érosion pluviale en milieu urbain et d'autre part sur les méthodes d'analyse en climatologie et en hydrologie.

Les données pluviométriques analysées couvrent la période 1994 -2006 et sont extraites du fichier de l'Agence pour la Sécurité de la Navigation Aérienne en Afrique et Madagascar (ASECNA) de Bangui et complétées par celle de l'Institut Centrafricain de la Recherche Agronomique (ICRA). Les données morpho-topographiques ont été obtenues au niveau de la Direction du Service Technique (DST) de la mairie de Bangui et la Direction de l'Urbanisme.

Les observations directes sur le terrain ont porté sur les zones où les infrastructures sont vulnérables. Les critères de choix du site d'enquêtes de terrain sont : la forte concentration humaine, les aménagements faits par les hommes et le nombre des rues ou voies tracés, etc.

Les populations ciblées pour l'entretien sont les personnes ressources ayant une connaissance parfaite de leur localité (sages, chefs de quartiers, techniciens de l'assainissement, etc.). Les enquêtes menées sont relatives à la gestion des eaux pluviales, au phénomène de l'érosion hydrique et leurs impacts sur le réseau viaire de la ville.

Les données mensuelles pluviométriques manquants ont été reconstituées et homogénéisées à l'aide de la méthode d'analyse de corrélation de type linéaire.

Dans une série statistique à 4 caractères, soit y la variable dépendante pour laquelle une des valeurs y de l'année i (y_i) représente les totaux annuels ou mensuels.

X1, X2 et X3 désignent les variables explicatives des séries pluviométriques non lacunaires, appelées régresseurs.

X1i, X2i et X3i représentent respectivement les totaux mensuels et annuels des stations 1, 2, 3 de l'année i.

L'équation de régression peut s'écrire ainsi :

$$Y_i = a_1 X_{1i} + a_2 X_{2i} + a_3 X_{3i} + c$$

Avec c : constante

Le calcul de la régression pour la période 1972-2006, a permis de combler environ 1,05 % de lacunes, ce qui est très peu par rapport au nombre total d'observations.

La quantité de terre perdue est déterminée par la méthode de volume des terres perdues. Elle s'exprime par :

$$V = L \times l \times h$$

Avec V est le volume de terre perdue, L la longueur de la rigole, l la largeur de la ravine et h la profondeur moyenne de la ravine.

Ces méthodes d'investigation sur les impacts de l'érosion pluviale sur le réseau viaire du quartier Boy-rabe ont conduit aux résultats suivants.

3. Résultats et discussions

3.1. Facteurs déterminants de l'érosion pluviale dans la ville de Bangui

Les précipitations, la topographie, la nature du sol et les aménagements humains sont les facteurs de l'érosion du sol dans la ville de Bangui.

Selon Morel (1996), la pluie est l'élément de départ du phénomène de ruissellement et la première étape de cycle urbain de l'eau. A Bangui, elle est la cause principale de l'érosion hydrique (CIEH, 1984 ; Villien F. et al 1990 et Kokamy-Yambere 1994).

La figure 2 montre la variation du régime pluviométrique moyenne mensuelle calculée sur la période 1994 - 2006 à la station de Bangui-Mpoko.

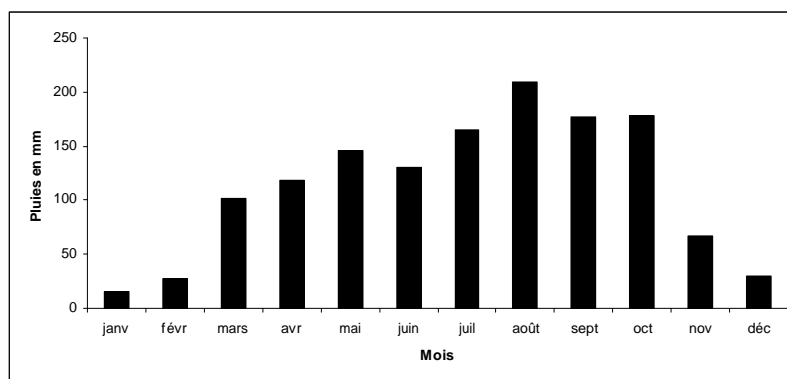


Figure 2 : Variation inter mensuelle des précipitations à Bangui de 1994 à 2006

L'analyse de la figure 2 permet de constater que sur les douze mois (12) de l'année, il y a huit mois pluvieux (mars, avril, mai, juin, juillet, août, septembre et octobre). Ce qui permet de dire qu'il pleut environ 200 jours par an (Villien F. *et al*, 1990). Les mois de mai, de juillet, d'août, de septembre et d'octobre sont considérés comme les mois de fortes érosivités et érodibilité au regard de la moyenne mensuelle pluviométrique (208 mm). Il faut signaler qu'une simple rigole formée lors d'un orage de 2 cm de profondeur, 5 cm de large correspond

à une perte de 120 kg/100 m de rigole. Ainsi les mois de juillet, d'août, de septembre et d'octobre sont très vulnérables du point de la dégradation (figure 3) surtout du fait de l'effet accumulateur de pluie. Outre, les précipitations, la morphologie du terrain et les différents types d'aménagement entrepris par les populations contribuent à la dégradation du site urbain.

La ville de Bangui présente un site très accidenté. Les pentes varient entre 10 % et 35 % (figure 4). Ce qui empêche l'infiltration de l'eau dans le sol et par conséquent favorise le ruissellement pluvial qui est à la base de l'érosion du sol. Mais la fragilisation du site est accentuée par les différents aménagements humains : construction des habitations ce (qui induit l'imperméabilisation du sol), destruction du couvert végétal, l'occupation incontrôlé des terres.



Photo 1 : Erosion du sol à Bangui
Cliché Eténé, août 2006

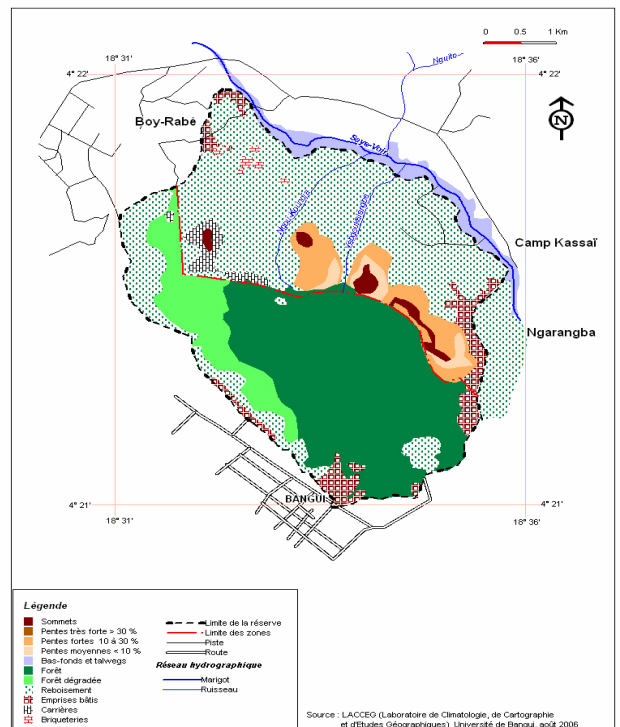


Figure 3 : Système de pentes dans la ville de Bangui

3.2-Impacts de l'érosion pluviale sur le réseau viaire dans le quartier Boy-rabé à Bangui

La dégradation du réseau viaire est illustrative de l'intensité de l'érosion qui affecte les différentes infrastructures urbaines dans la ville de Bangui. Le tableau I montre le nombre des rues selon leur niveau de dégradation dans le quartier Boy-rabé.

Tableau I : Etat des rues dans le quartier Boy-rabé

Localités	Rues en bon état	Rues en mauvais état	Total
Boy-rabé	2	10	12
Gbafio	3	5	8
Kaïmba	4	8	12
Mandaba	2	6	8
Nguito	1	5	6
Total	12	34	46

Source : Enquête de terrain, août et novembre, 2006

La lecture du tableau I montre que sur les 46 rues explorées, 34 sont en mauvais états soit 65 % contre 35 % en bon état. Les 3/4 des rues environ portent au moins une ravine de 2 à 15 cm de long ; de 10 à 150 cm de large et de 5 à 80 cm de profondeur (photos 2, 3 et 4). Les plus importantes sont dans le secteur de Boy-rabe, de Kaïmba et de Mandaba. Pour estimée la quantité de terre perdue au niveau des différentes rues, c'est la ravine sur la photo 3 qui a été prise en compte, ce qui permet de dire cette ravine a perdu, lors de son creusement par le ruissellement pluvial, environ 21, 294 m³ de terres décapées et transportées.



Photo 2 : Ravinement des abords d'une voie à Boy-rabe
Cliché Eténé, septembre 2006
Source : Enquête de terrain, 2006



Photo 3 : Rue détruite par l'érosion pluviale à Kaïmba
Cliché Eténé, septembre 2006
Source : Enquête de terrain, 2006



Photo 4 : Etat de dégradation d'une rue de Mandamba
Cliché Eténé, septembre 2006
Source : Enquête de terrain, 2006

L'observation de ces photos permet de dire que, les rues non couvertes (non bitumées) sont très vulnérables à l'érosion pluviale, surtout par la nature des incisions ou des empreintes. Par contre au niveau des voies bitumées, l'érodibilité du sol est amoindrie.

3.3. Stratégie de lutte contre l'érosion à Bangui

Dans beaucoup de pays africains, la gestion des eaux et des sols est devenu une priorité nationale et fait beaucoup l'objet d'effort (Roose, 1990). Mais en Centrafrique, cette priorité n'est pas tellement prise en compte et pourtant, l'érosion s'accroît en milieu urbain.

A Bangui, la population riveraine, étant conscient de leur situation est obligées de se mobiliser pour l'entretien des rues. Les riverains se transforment en cantonniers pour assumer le terrassement de leurs rues. Ils se chargent du remblayage des ravines et du nivellement des sections de rue. Ils utilisent le plus souvent de la caillasse et de branchage comme première couche, qui sera ensuite recouverte de terre.

Au niveau de l'Etat, la stratégie consiste d'abord à développer un réseau de canalisation, pour évacuer les eaux pluviales. Ensuite, l'Etat met un accent sur les actions de sensibilisation par le biais des affiches, de média, etc. pour lutter efficacement contre le phénomène de dégradation des sites urbains dans le pays.

Conclusion

Au terme de ce travail, il est avéré que l'érosion pluviale est à la base de la dégradation du réseau viaire dans la ville de Bangui notamment dans le quartier Boy-rabe. La quantité de terre emportée par l'eau de ruissellement sous forme de ravine est estimée à 21, 294 m³/an. L'érosion du sol est accentuée dans la ville de Bangui surtout du fait de l'abondance et l'intensité des pluies (200 averses par an), de la topographie et enfin les différents types d'aménagement mise en place par la population.

Pour atténuer les effets de l'érosion du sol sur le réseau viaire, la population et le gouvernement procèdent au remblai des ravines sur les voies, au développement du réseau de canalisation pour évacuer les eaux de ruissellement et à la sensibilisation.

Références Bibliographiques

AALDERS. H., 1977 : *Mesures d'érosion sur << Terre de Barre >> dans le sud du Bénin*, 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.

BOURVIER C., 1990 : *Analyse et Modélisation des écoulements du milieu urbain Africain*, Edition de ORSTOM, Collection Etudes et Thèses, Paris, 343 p.

CIEH., 1984 : *Conception générale des systèmes d'assainissement urbain dans le contexte africain. Aspect technique*, Fonds d'Aide et de Coopération, 338 p.

ETENE. C. G., 2005 : *Hydrologie urbaine d'Allada : Impacts sur les infrastructures Socioéconomiques*. Mémoire de DEA, EDP-FLASH/UAC, 77 p.

KOKAMY-YAMBERE S., 1994 : *Erosion et dégradation de la colline de Bangui : impacts sur le milieu urbain. Bilan des trois années d'étude (1991, 1992, 1993)*. Centre ORSTOM, Laboratoire de Géologie et d'Hydrologie, Bangui (RCA) 76 p.

MOREL H. A., 1996 : *L'assainissement des eaux pluviales en milieu urbain tropical subsaharien*. Luxembourg : Lux-Développement, 167 p.

NGUIMALET C. R., 2004 : *Le cycle et la gestion de l'eau à Bangui (République Centrafricaine). Approche hydro géomorphologique du site d'une capitale africaine*. Doctorat Thèse unique, Université Lumière Lyon 2, 442 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.

VILLIEN F., SOUMILLE P., VIDAL P., PIROVANO J.-P., 1990 : *Bangui, capitale d'un pays enclavé d'Afrique centrale. Etude historique et géographique*. CRET, collection « Pays enclavés », 4, 202 p.

DETERMINATION DES VENTS EXTREMES DANS UNE TOPOGRAPHIE ACCIDENTEE EN SUISSE

Jean-Michel FALLOT*, Jacques-André HERTIG**, Alexandre AUDOUARD**, Pauline BART**

* Institut de Géographie, Université de Lausanne, CH-1015 Lausanne, E-mail : Jean-Michel.Fallot@unil.ch

** EFLUM-ISTE-ENAC, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne (EPFL), CH – 1015 Lausanne

Résumé : *Les analyses de Gumbel effectuées sur des séries de mesures d'une vingtaine d'années et les modélisations numériques tridimensionnelles des écoulements ont permis de déterminer les secteurs et les intensités des vents extrêmes dans les différentes régions de Suisse avec un temps de retour de 50 ans. Toutefois, les modélisations sous-estiment l'intensité des vents extrêmes sur les reliefs jurassiens et alpins, comparativement aux vallées alpines et au Plateau Suisse.*

Mots-clés : *vents extrêmes, topographie accidentée, modélisation tridimensionnelle des écoulements, analyse de Gumbel.*

Abstract : *Gumbel analyses carried out on a series of measures over a twenty years period of time and numerical tridimensional airflows modelling have allowed to determine the wind direction and extreme speed for a period of 50 years in different regions of Switzerland. However, extreme wind speed over Jura and Alps mountains are underestimated on the model in comparison to alpine valleys and Swiss Plateau.*

Key Words : *extreme wind, complex topography, tridimensional airflow modelling, Gumbel analysis.*

1. Introduction

Les vents forts constituent un facteur météorologique important pour le dimensionnement des constructions (bâtiments, ponts,...). Les charges exercées par le vent sur ces dernières sont définies dans la norme SIA 261 (SIA, 2003) en Suisse et dans l'Eurocode EC2 en Europe. Des cartes de vents extrêmes ou de pression dynamique extrêmes pour les rafales ont été établies depuis longtemps dans la plupart des pays sur la base de mesures météorologiques effectuées en quelques endroits représentatifs. Mais la topographie accidentée de la Suisse rend plus difficile l'établissement de telles cartes à partir de mesures in situ. Les crêtes du Jura et des Alpes sont exposées à des vents violents, alors que les régions habitées du Plateau Suisse et les vallées alpines sont relativement abritées grâce à ces chaînes de montagne. Cela se traduit par des charges exercées par le vent bien différentes d'une région à l'autre du pays. La topographie locale influence également fortement la vitesse des vents extrêmes et le réseau de mesures in situ n'est pas assez dense pour prendre en compte toutes ces influences.

D'où la nécessité de développer d'autres méthodes à partir de modèles numériques tridimensionnels pour déterminer avec le plus précision possible les vents forts dans une topographie aussi accidentée que la Suisse. Les normes de constructions se basent depuis une trentaine d'années sur la rafale associée à une période de retour de 30 ou 50 ans. Ceci est défini par la rugosité des normes (Hertig, 2003). Le réchauffement global du climat devrait s'accompagner d'une hausse de la fréquence des événements extrêmes comme les intempéries ou les vents forts dans certaines régions de la Terre (GIEC, 2007), ce qui tendrait à augmenter les charges de dimensionnement.

2. Méthodes

Dans un premier temps, l'intensité des vents extrêmes a été déterminée à 68 endroits de la Suisse pour un temps de retour de 50 ans à partir d'analyses statistiques de Gumbel effectuées sur des séries de mesures disponibles de 20 à 25 ans pour les rafales et pour les vitesses du vent moyennées sur des périodes de 10 minutes (réseau automatique ANETZ). Cette méthode permet d'ajuster une courbe de régression en fonction de la fréquence d'apparition des événements dans le passé et de prévoir la probabilité d'apparition d'un événement de plus

grande ampleur avec un temps de retour plus long (par exemple 50 ans) que la série de mesures disponibles. Ces analyses ont été entreprises pour tous les secteurs de vent confondus, puis pour des intervalles de direction de 30° , de manière à identifier les secteurs et les flux régionaux (vent d'Ouest, foehn, bise,...) les plus critiques au niveau des vents extrêmes. La figure 1 présente à titre d'exemple la courbe de régression de Gumbel obtenue pour les rafales les plus intenses pour tous les secteurs de vent confondus à La Dôle, un sommet du Jura au-dessus de Genève, avec les vitesses extrapolées pour un temps de retour de 30 ans et 50 ans (= valeur cinquantennale).

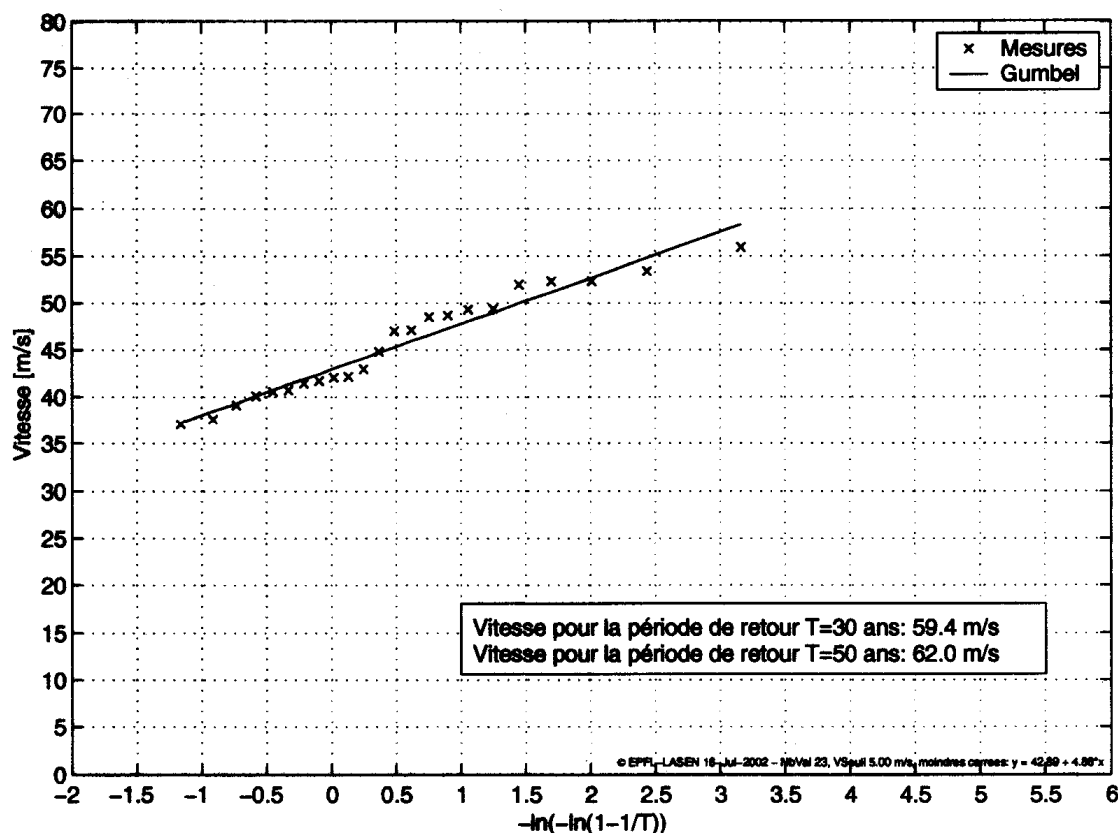


Figure 1 : Analyse statistique de Gumbel effectuée pour les rafales de vent annuelles les plus intenses mesurées à La Dôle (sommet jurassien) de 1979 à 2001.

Des erreurs ont entaché les séries de mesures du vent en plusieurs endroits avec la présence de vitesses manifestement trop élevées. Les données avec de telles vitesses ont pu être corrigées dans les séries de mesures lorsqu'elles ont coïncidé avec des situations météorologiques peu ventilées et sans orage. Pour d'autres stations, les séries de mesures n'ont pas pu être corrigées, car les vitesses du vent très élevées ont coïncidé avec des situations météorologiques bien ventilées (tempêtes) ou avec des orages. Les valeurs cinquantennales extrapolées à partir des analyses de Gumbel peuvent être plus ou moins fortement influencées par ces vitesses très élevées pour ces stations-là.

Mais ces analyses statistiques ne permettent de connaître l'intensité maximale des vents extrêmes qu'en 68 endroits isolés du pays. Cette intensité varie sensiblement à l'échelle locale et régionale dans une topographie tourmentée comme celle de la Suisse, si bien qu'il n'est guère possible de l'extrapoler empiriquement en d'autres endroits comme dans les pays peu accidentés. Des modélisations tridimensionnelles des écoulements ont donc été réalisées à l'aide du modèle non hydrostatique LASSEN-CFX (Montavon, 1998a et 1998b) à une échelle horizontale de 5 km, puis de 2 km, de manière à déterminer les vitesses de vent extrêmes pour l'ensemble du territoire national à une échelle aussi fine que possible. Les modèles météorologiques numériques basés sur l'hypothèse hydrostatique ne permettent pas de tenir

compte de manière satisfaisante des effets hydrodynamiques dans une topographie accidentée. Les performances du modèle LASEN-CFX ont été contrôlées à l'échelle régionale dans le cadre de recherches menées sur l'évaluation du potentiel éolien dans le Jura suisse (Montavon, 1998a et 1998b ; Fallot et al., 2003).

Pour déterminer les paramètres de base (conditions initiales et aux limites) à introduire dans ce modèle, quelques épisodes tempétueux ont été analysés pour les courants les plus typiques en Suisse, à savoir le vent d'Ouest à Sud-Ouest (sudois), le foehn (du Sud et du Nord) et la bise (= vent du Nord-Est). Ces analyses ont notamment permis de déterminer la vitesse des vents en altitude, les gradients verticaux de température moyens et la stabilité de l'air dans la troposphère au-dessus de la Suisse à introduire dans le modèle LASEN-CFX pour calculer les champs de vent pour différents secteurs. Puis, nous avons recherché les secteurs et les vitesses les plus critiques susceptibles de générer les rafales de vent extrêmes en Suisse avec une durée de retour d'au moins 50 ans. Les résultats des modélisations sont ensuite confrontés aux vitesses extrêmes du vent extrapolées pour un temps de retour de 50 ans à partir des mesures in situ à quelques endroits du pays.

3. Résultats

La figure 2 présente les valeurs les plus élevées des vents extrapolées à partir des mesures in situ pour un temps de retour de 50 ans pour les rafales et les vitesses moyennées sur 10 minutes. Les valeurs suivies d'un point d'interrogation sont sujettes à caution à cause d'erreurs probables dans les mesures de la vitesse du vent qui n'ont pas pu être corrigées. Les rafales de vent cinquantenales déterminées à partir des analyses de Gumbel atteignent :

- 60 à 90 m/s sur les reliefs (sommets et cols) alpins et jurassiens les plus exposés,
- 40 à 60 m/s dans les grandes vallées alpines exposées aux tempêtes de foehn (et 25 à 40 m/s dans les autres vallées alpines),
- 35 à 50 m/s sur la moitié Est du Plateau Suisse et dans le Jura (sauf sur les sommets),
- 30 à 40 m/s sur la moitié Ouest du Plateau Suisse, davantage protégée des vents d'Ouest forts par la chaîne du Jura plus élevée.

Les vitesses cinquantenales moyennées sur 10 minutes sont de 1.5 à 3 fois plus faibles que les rafales extrêmes correspondantes. Les analyses de Gumbel réalisées par secteur de 30° révèlent que les vents d'Ouest sont à l'origine des rafales les plus fortes sur le Plateau, dans plusieurs vallées alpines et sur la plupart des reliefs jurassiens et alpins. Par contre, les rafales les plus violentes sont observées lors des tempêtes de foehn du Sud dans la plupart des vallées du Nord des Alpes, sur certains cols (Gothard) et sommets alpins. Cette tendance apparaît encore plus clairement pour les vitesses moyennées sur 10 minutes. De même, le foehn du Nord génère les rafales les plus violentes dans la majorité des vallées du Sud des Alpes.

Les champs de vent calculés par le modèle LASEN-CFX montrent également que les tempêtes d'Ouest sont à l'origine des vents les plus intenses sur le Plateau Suisse, le Jura et une partie des reliefs alpins. De même, les vents les plus intenses se rencontrent pour les tempêtes de foehn (du Sud ou du Nord) dans la majorité des vallées alpines. La figure 3 présente les vitesses des flux les plus élevées calculées par le modèle LASEN-CFX à environ 50 m/sol, tous secteurs de vent confondus, avec une valeur tous les 2 km à l'échelle horizontale. Ces vitesses varient le plus souvent entre 30 et 40 m/s sur le Jura, le Plateau et sur certains reliefs alpins, alors qu'elles tombent entre 20 et 30 m/s dans la plupart des régions alpines, en particulier au Sud des Alpes.

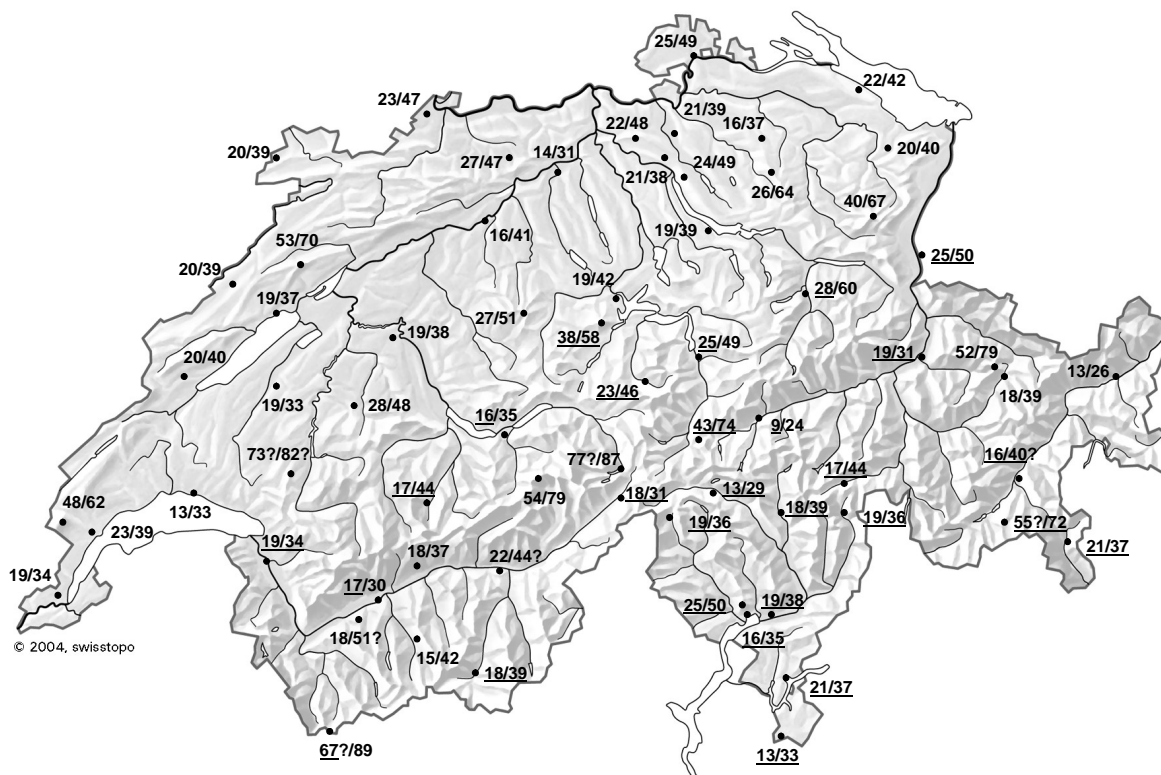


Figure 2 : Vitesses moyennées sur 10 minutes (1^{er} nombre) et rafales maximales du vent en m/s extrapolées pour un temps de retour de 50 ans à partir des séries de mesures in situ.

Nombres non soulignés : vitesses maximales générées par les vents d'Ouest

Nombres soulignés : vitesses maximales provoquées par le foehn du Sud ou du Nord dans les Alpes.

La figure 4 compare les vitesses maximales calculées par le modèle LASEN-CFX pour le secteur de vent le plus critique avec les valeurs cinquantenales extrapolées pour les rafales (rafale mes 50 ans) et les vitesses moyennées sur 10 minutes (Vit 10 min mes 50 ans) à partir des mesures in situ à 68 endroits du pays, tous secteurs de vent confondus. Les conditions initiales déterminées à partir d'analyses météorologiques de quelques situations tempétueuses et introduites dans le modèle se réfèrent plutôt à des vitesses du vent moyennées sur 10 minutes qu'à des rafales instantanées. D'une manière générale, les vitesses du vent maximales sur le modèle LASEN-CFX sont :

- supérieures aux vitesses moyennées sur 10 minutes et légèrement inférieures aux rafales cinquantenales sur le Plateau Suisse,
- légèrement supérieures aux vitesses moyennées sur 10 minutes et inférieures aux rafales cinquantenales dans les vallées alpines,
- le plus souvent inférieures aux vitesses moyennées sur 10 minutes (et largement nettement inférieures aux rafales cinquantenales) sur les reliefs alpins et jurassiens.

Le modèle LASEN-CFX tend à sous-estimer la force des vents extrêmes sur les reliefs jurassiens et alpins, comparativement au Plateau Suisse et dans les vallées alpines. Les approximations du modèle peuvent avoir plusieurs origines. Une résolution horizontale de 2 km est probablement encore trop faible pour reproduire efficacement tous les effets d'une topographie accidentée sur les vents forts à l'échelle locale, en particulier sur les sommets et les cols alpins. Des calculs effectués pour la région de Zermatt (Alpes valaisannes) montrent qu'il est indispensable de disposer d'une résolution horizontale de 250 m pour bien prendre en compte ces effets de la topographie. Mais une résolution plus fine pour une surface aussi grande que la Suisse demande une grande puissance de calculs.

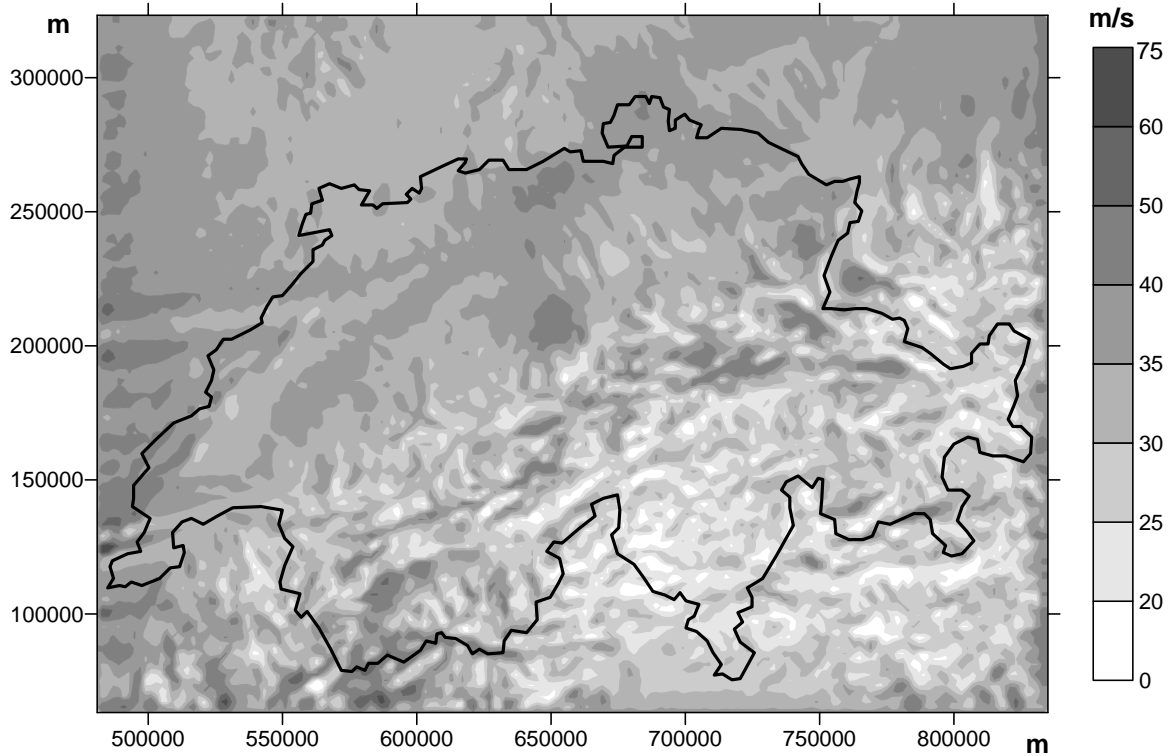


Figure 3 : Vitesses maximales des vents calculées par le modèle LASEN-CFX en Suisse avec une résolution horizontale de 2 km, tous secteurs confondus.

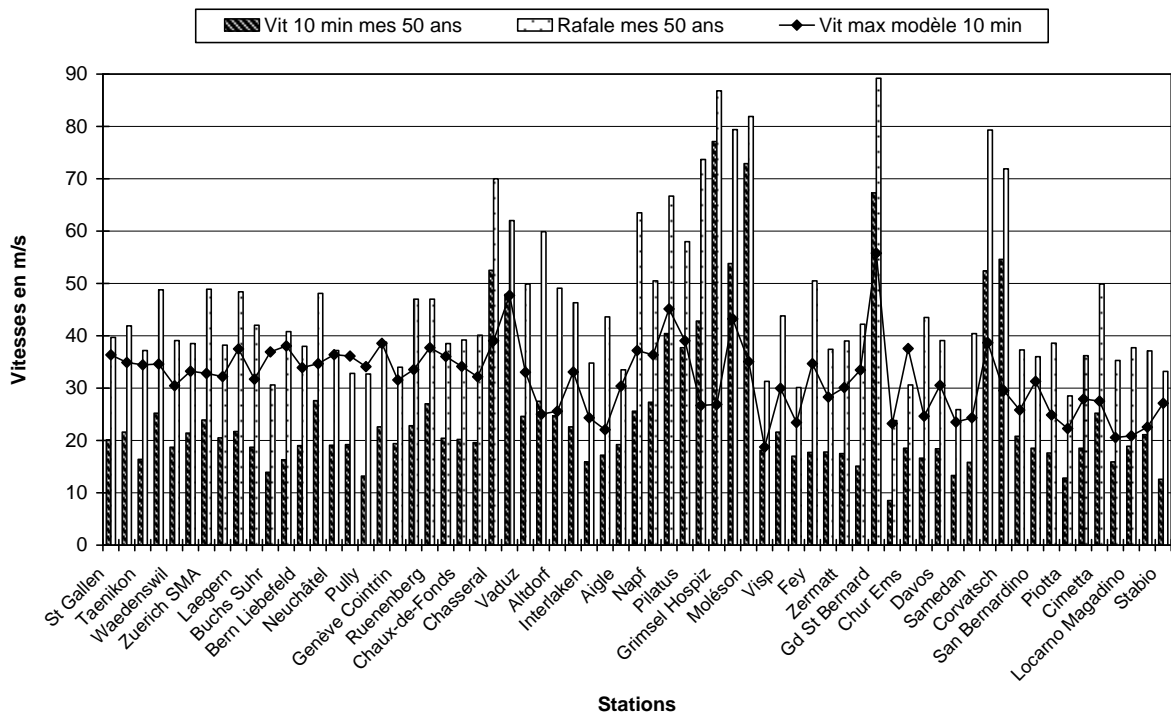


Figure 4 : Vitesses maximales calculées par le modèle LASEN-CFX (Vit max modèle 10 min), vitesses moyennées sur 10 minutes (Vit 10 min mes 50 ans) et rafales (Rafale mes 50 ans) maximales extrapolées pour un temps de retour de 50 ans à partir des mesures in situ à 68 endroits de la Suisse.

Le modèle LASEN-CFX semble favoriser des accélérations d'air sur certains versants sous le vent et le développement d'ondes de reliefs manifestement trop importantes pour certaines situations météorologiques, en particulier celles du Sud-Est à Sud et du Nord-Ouest à Nord avec du foehn du Sud ou du Nord dans les Alpes. Il en résulte des vitesses du vent très élevées

en certains endroits du modèle (Sud-Ouest et centre de la Suisse) qu'on ne retrouve en principe pas dans la nature pour ces situations-là. Mais ces endroits sont souvent dépourvus de mesures sur le terrain. De tels effets résultent de la stabilité de l'air qui est un paramètre souvent difficile à reproduire sur les modèles. La carte finale (fig. 3) contient donc quelques zones avec des vitesses trop élevées au pied de certains reliefs et dans les bords du modèle.

Malgré ces approximations, une carte des pressions dynamiques extrêmes a pu être établie à partir des vents extrêmes ainsi calculés pour l'ensemble de la Suisse et elle sert de référence pour le dimensionnement des constructions dans le cadre de la norme SIA 261 (SIA, 2003).

4. Conclusions

Les analyses statistiques de Gumbel effectuées sur des séries de mesures de 20 à 25 ans ont permis de déterminer les vents extrêmes avec un temps de retour de 50 ans à 68 endroits de la Suisse. Puis, une carte des vents extrêmes pour l'ensemble du territoire national a été élaborée à une échelle horizontale de 2 km à partir de modélisations tridimensionnelles des écoulements effectuées pour quelques secteurs. Mais ces modélisations tendent à sous-estimer l'intensité des vents extrêmes sur les reliefs jurassiens et alpins où on mesure habituellement les rafales les plus violentes. Plusieurs hypothèses ont été avancées pour expliquer certaines approximations de ces modélisations.

D'autre part, la structure des écoulements dans une topographie accidentée est très complexe, ce qui ne facilite pas la recherche des secteurs et des vitesses les plus critiques pour les vents au sol par les modèles. Une augmentation de la vitesse des flux en altitude ne se traduit pas toujours par un renforcement des courants près du sol. Un changement dans la vitesse des vents en altitude ou dans la stabilité de l'air peut renforcer la turbulence et affaiblir les écoulements dans les basses couches de l'atmosphère. Des calculs et des réglages devront encore être entrepris pour remédier aux imprécisions des modélisations et pour rechercher les secteurs et les vitesses du vent les plus critiques en altitude au niveau des courants près du sol, aussi bien sur les sommets qu'au fond des vallées et des dépressions (Plateau Suisse).

Références

- Fallot J.-M., Hertig J.-A., Hug C., Goulpié P. 2003 : Evaluation du potentiel éolien dans le Jura Suisse. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, Volume **14**, p. 311-318.
- GIEC, 2007 : 4^{ème} rapport d'évaluation du groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat. *Résumé à l'intention des décideurs*, OMM, 25p.
- Hertig J.-A., 2003: Some indirect scientific paternity of Alan G. Davenport. *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, **91**, p. 1329-1347.
- Montavon C., 1998a : *Simulation of atmospheric flows over complex terrain for wind power potential assessment*. Thèse n°1855, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne (EPFL), 153 p. + annexes.
- Montavon C., 1998b : Validation of a non-hydrostatic numerical model to simulate stratified wind fields over complex topography. *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, **74-76**, p. 273-282.
- SIA, 2003 : *Norme Suisse 505 261. SIA 261 : 2003 Bâtiment, génie civil. Actions sur les structures porteuses*. Société suisse des ingénieurs et des architectes, Zurich, 104 p.

CLIMATOLOGIE DES BROUILLARDS EPAIS DANS LA PLAINE DU PO (ITALIE SEPTENTRIONNELLE). PREMIERS RESULTATS

FAZZINI MASSIMILIANO *, ALFIO GIUFFRIDA**, FRANCESCO GIALLATINI* ET CARLO BISCI***

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

** Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare, Aeroporto Pratica di Mare - email Giuffrida@meteoam.it

*** Università di Camerino, Dipartimento di Scienze della Terra – email carlo.bisci@unicam.it

Résumé – Le but du travail est de fournir un premier tableau de la fréquence du brouillard épais – c'est à dire avec une visibilité horizontale inférieure à 100 m. – dans la plaine du Pô, car il cause d'importants problèmes au trafic aérien et routier. L'analyse du phénomène est rendue possible grâce à l'étude des messages SYNOP, fournis par le Service Météorologique de l'Armée de l'Air pour des stations disposant d'un relevé continu toutes les trois heures ou supérieur au 90% du total potentiel. Par conséquent, le nombre de stations sélectionnées pour l'analyse est tombé à 15, distribuées d'ailleurs de façon assez homogène sur le territoire Padano-Vénitien et le long de la côte au Nord de l'Adriatique. On a finalisé l'analyse au calcul du nombre de jours de brouillard épais et à l'évidence des tendances tricennales concernant le phénomène. L'analyse des températures minimales mensuelles a permis de comprendre que la hausse de la température enregistrée pendant la période étudiée explique en partie la tendance générale à une diminution du phénomène mais elle n'explique pas du tout les différences significatives présentes entre les stations ayant une même augmentation des températures. On peut alors faire l'hypothèse que la morphologie locale et ses variations au cours de 30 dernières années analysées puissent avoir un grand poids dans l'explication des différences mentionnées ci dessus.

Mots clés: brouillard épais, plaine di Po, températures, morphologie

Abstract - Aim of this work was to provide a first picture of the thick fog frequency, i.e. with horizontal visibility lower than 100 meters, in the Po plain, condition which causes remarkable problems to the aerial and motor traffic. The analysis of this phenomenon has been possible by the study of the SYNOP messages, provided by the Meteorological Service of the Air Force in stations of survey which had cadence every three hours, continuous surveys or higher than 90% of the total potential. Therefore, the number of stations selected for the analysis has got down up to 15. Moreover, quite homogeneously distributed in the padano-veneto territory and along the coast of the high Adriatic Sea. The analysis was directed towards a calculation of a number of days with thick fog and to the evidence of the thirty-year tendencies concerning the phenomenon. The study of the minimum monthly minimum temperatures has allowed to understand that the increase in temperature registered in the undergoing study's period partly explains the general tendency to the decrease of the phenomenon but does not completely clarify the significant present differences between stations having the same increase in the temperatures. It is then possible to assume that the local morphology and its changes in the analysed thirty-year period may have a strong weight in explanations of the above-mentioned differences.

Key words: heavy fog, Po plain, temperatures, morphology

1. Introduction

La plaine Padano-Vénitienne forme la plus vaste zone plane de tout le territoire italien et elle occupe une superficie de 29372 km², à une altitude comprise entre 500m environ à la « Granda Cuneese » et 5 mètres au-dessous du niveau de la mer dans le Polesine. Le fleuve principal est le Pô, de plus de 652 km de long, mais d'autres fleuves importants comme l'Adige (405 km) et l'Adda (313 km) sillonnent le territoire de la plaine du Pô, par ailleurs extrêmement riche en eaux de surface. Le réseau hydrographique principal a un développement de 6753 km, auquel il faut ajouter au moins 17.000 km de réseau artificiel (canaux). 16 millions d'habitants vivent dans le Bassin du Pô et produisent le 40% du PIB. La densité moyenne de population est d'environ 600 habitants/km². Le climat est semi-continentale, froid en hiver (moyenne de janvier comprise entre -1 et 2° C), chaud et humide en été (moyennes de juillet comprises entre 23 et 26°C – Giuliacci 2004). Le régime pluviométrique est surtout de type « padane » avec des précipitations modestes et faibles mais bien réparties dans l'année avec deux minima presque équivalents en hiver et en été, ainsi que deux maxima peu prononcés en automne et au printemps (Fazzini et Giuffrida 2006). Pendant la période d'hiver en particulier, la zone est souvent sous l'influence d'un anticyclone continental qui détermine un minimum de précipitations durant les mois de décembre à mars et d'inversions thermiques prononcées et persistantes ayant une épaisseur moyenne de 200 à

400 mètres. De plus, la morphologie extrêmement plate et la position géographique encaissée entre la chaîne des Alpes au Nord et à l'Ouest et la chaîne des Apennins au Sud, favorisent une mauvaise ventilation, surtout en hiver. Par conséquent, la zone présente des conditions extrêmement favorables au développement des brouillards par rayonnement, en outre très fréquents au cours de la période comprise entre la fin d'octobre et le début du mois d'avril. Le long de la côte adriatique, on retrouve fréquemment des phénomènes de brouillard d'advection surtout au cours des mois de décembre et janvier, amenés par des courants du sirocco (SSE) assez doux et humides sur la mer qui présente une température assez basse en surface (moyenne de janvier 8°C, moyenne de mars 10°C).

2. Méthodologie du travail

On a analysé, pour la période de 1970 à 2000, les données des températures minimales (en degrés) et de la visibilité (en mètres) relatives aux stations météorologiques situées dans la plaine Padano-Vénitienne et le long de la côte nord de la Mer Adriatique - qui possède des relevés continus durant les 24 heures (stations H24), avec des bulletins émis toutes les trois heures (messages SYNOP). Des 32 stations existantes dans la zone objet de l'étude, seulement 15 d'entre elles présentent de telles caractéristiques de données continues. Les stations analysées sont situées à des altitudes comprises entre 2m à Cervia (RA) et 290m à Turin Caselle (fig. 1 et tab. 2). Elles sont généralement situées près des aéroports des villes portant le même nom, mais leur position par rapport à l'agglomération urbaine et à l'îlot de chaleur dérivant de la ville a considérablement changé durant les trente ans d'étude. De nombreux sites de relevé étaient situés, au début dans des emplacements ruraux, tandis que maintenant ils sont englobés dans la périphérie de la ville.

L'analyse a été faite en sélectionnant, pour chaque station et par décades, les données (en décimètres) relatives à la visibilité, en subdivisant les valeurs en quatre classes de visibilité relativement à des périodes de toutes les 6 heures. On a donc additionné les épisodes avec une présence de visibilité horizontale inférieure à 100 mètres pendant les six heures considérées; cependant dans le but d'analyses statistiques, on a considéré exclusivement les jours avec la présence du phénomène faisant l'objet de notre étude.

On a donc calculé le nombre mensuel et annuel des jours avec brouillard épais et les tendances respectives au cours des trente ans en étude. La même analyse a été faite en rapport avec les températures.

3. Résultats et discussion de l'analyse

1.1. *Fréquence du phénomène*

Le territoire de la plaine du Pô est exposé à des phénomènes de brouillard épais importants et persistants, avec un total de plus de 22 jours/an; il persiste quelquefois toute la journée; en général, on n'observe pas une distribution logique de ce phénomène, puisque le nombre de jours de brouillard épais varie sensiblement à moyenne échelle (ex. Brescia, 39,2 jours, Bergame 16,8 jours; Rimini 21 jours et Punta Marina environ 9 jours); toutefois en général, il semblerait que la zone plus fréquemment exposée soit celle de la haute plaine lombarde (Brescia 39 jours, Milan Malpensa 37 jours), zone qui s'étend jusqu'aux territoires limitrophes de l'est du Piémont (Novara 28 jours) et de la Vénétie occidentale (Vérone 34 jours).

Station	elev.m	Latitude N	Longitude E	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVR	MAY	TOT
Brescia Ghedi	97	45°25' 85"	10°16' 60"	2.5	8.0	11.1	10.5	5.1	1.3	0.3	0.1	39.2
Milano Malpensa	220	45°37' 73"	8°43' 24"	4.4	7.1	9.0	9.0	4.6	1.5	0.4	0.2	36.8
Verona Villafranca	67	45°23' 93"	10°53' 31"	2.0	6.7	9.2	9.9	4.2	1.9	0.3	0.1	34.4
Novara Cameri	168	45°31' 96"	8°40' 02"	2.0	5.1	7.4	8.1	3.7	0.8	0.2	0.0	27.7
Treviso S.Angelo	12	45°38' 00"	12°11' 00"	2.4	4.2	6.3	7.1	3.3	2.2	0.7	0.2	27.6
Piacenza	131	44°54' 05"	9°43' 06"	1.1	4.8	7.9	7.1	4.1	1.2	0.2	0.0	26.5
Rimini	5	44°01' 00"	12°36' 05"	0.9	3.1	5.5	5.3	3.4	2.0	0.5	0.2	21.0
Treviso Istrana	36	45°41' 67"	12°05' 73"	1.4	2.8	5.2	5.6	2.9	1.7	0.5	0.0	20.9
Vicenza	35	45°34' 98"	11°31' 00"	1.2	3.1	5.0	4.7	2.5	1.3	0.4	0.1	18.6
Bologna	35	44°32' 49"	11°17' 89"	0.9	3.4	4.5	4.7	2.9	1.2	0.2	0.1	18.2
Bergamo	238	45°40' 05"	9°42' 05"	0.1	2.7	5.4	5.7	2.3	0.3	0.0	0.0	16.8
Cervia	2	44°13' 73"	12°18' 89"	0.8	2.4	3.4	4.1	3.0	1.4	0.3	0.2	15.6
Torino Caselle	290	45°12' 97"	7°38' 91"	0.7	2.4	4.1	4.5	2.0	0.5	0.1	0.1	14.1
Punta Marina	3	44°21' 37"	12°13' 55"	0.7	1.5	1.5	2.5	1.6	0.6	0.1	0.1	8.7
Rivolto	50	45°58' 00"	13°03' 94"	0.7	0.7	1.6	2.0	1.0	0.7	0.1	0.0	6.9
moyenne				1.5	3.9	5.8	6.0	3.1	1.2	0.3	0.1	22.2

Tableau 1 – Episodes mensuels de brouillard épais durant la période 1970-2000

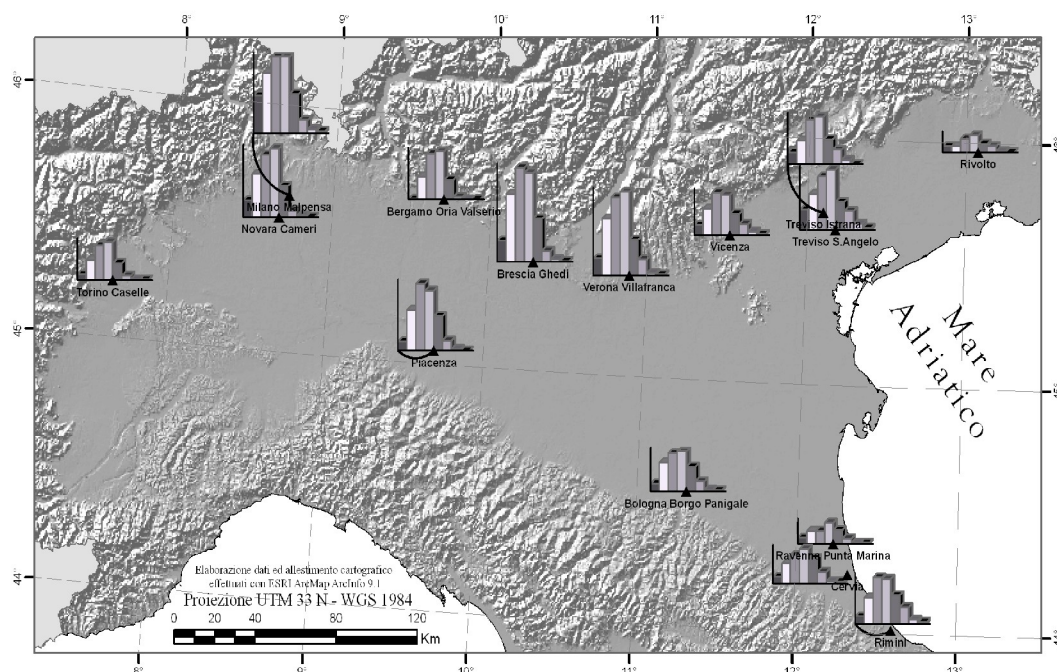


Fig. 1 - Carte de la fréquence mensuelle (octobre-mai) des épisodes de brouillard épais dans la plaine du Po

A l'opposé, les valeurs minimales s'enregistrent dans la moyenne de la plaine du Frioul (Udine Rivolto) et le long de la côte romagnole (Cervia et Punta Marina). La fréquence montre une tendance à « cloche » (tableau 1), avec un maximum au cours des mois de décembre et janvier (respectivement 5,8 et 6 jours/an) et des valeurs plus basses durant les mois d'automne et du printemps. Si toutefois on compare le nombre de jours de brouillard épais avec les températures moyennes minimales des mois respectifs, il est évident que le phénomène est proportionnellement plus fréquent au cours des mois d'automne par rapport à ceux du printemps.

3.1 Tendence du phénomène

L'aspect le plus évident dans la recherche se situe dans la diminution généralisée du phénomène pendant la période d'observation (tableau 2 et fig. 2). Des quinze stations analysées, treize mettent en évidence des diminutions même sensibles, avec des maximales de

plus de 1,6 jours/an. La moyenne rapportée à la totalité des stations est d'environ 4,5 jours/an, soit le 17% environ du total. Les stations de Vérone Villafranca et Rimini Miramare sont les seules à mettre en évidence un signal dans l'ensemble stable (-0,05 jours/an et +0,12 jours/an). L'analyse moyenne mensuelle montre des évidences intéressantes; en général, on observe une chute nette au mois de décembre (-2,3 jours), avec des pointes de plus de 4 jours, dans les stations de Malpensa et Bergame. Les mois de novembre et janvier présentent des diminutions très semblables et inférieures à un jour, alors qu'elles restent peu marquées durant les autres mois «froids». Si toutefois on examine la diminution en pourcentage, on peut noter qu'au mois de décembre, elle frôle le 30% du total et elle dépasse même 60% dans la zone lombarde (Malpensa, Bergame et Novara); au mois de novembre, la diminution est plus élevée (25% environ) que celle de janvier (17% environ) tout en intéressant des stations différentes – Malpensa à part. En général, on note ensuite que la diminution en pourcentage est plus forte pendant les mois d'automne par rapport à celle du printemps. Etant donné que le nombre des stations analysées est assez restreint, cela empêche d'avoir un cadre relativement clair de la distribution du phénomène et des tendances sur les trente années. Il a donc semblé opportun de chercher des relations statistiques avec les températures minimales relevées.

Station	elev. m.	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVR	MAY	TOT
Rimini	5	0.23	-0.85	-0.69	0.65	0.57	0.75	0.28	0.02	0.12
Verona Villafranca	67	1.09	-0.14	-1.68	-0.28	0.25	0.29	0.20	-0.09	-0.05
Cervia	2	0.24	-0.70	-1.52	-0.19	0.45	0.08	0.04	-0.14	-0.22
Rivolto	50	-0.35	-0.30	-1.14	0.05	0.10	-0.05	-0.02	0.00	-0.33
Treviso Istrana	36	0.15	-0.19	-2.24	-0.99	0.35	-0.05	0.02	-0.03	-0.37
Punta Marina	3	0.10	-1.05	-1.40	-0.57	-0.06	-0.08	0.03	-0.05	-0.39
Piacenza	131	0.13	-0.88	-2.83	0.21	-0.46	-0.20	0.06	-0.01	-0.50
Treviso S.Angelo	12	-0.15	-0.59	-2.43	-0.88	0.31	-0.16	-0.27	-0.07	-0.53
Brescia Ghedi	97	0.10	-1.10	-1.70	-0.20	-1.20	-0.30	0.05	-0.03	-0.55
Vicenza	35	-0.36	-0.62	-2.64	-1.81	-0.28	0.14	-0.11	-0.01	-0.71
Bologna	35	-0.10	-1.80	-2.30	-1.60	-0.50	-0.30	-0.06	-0.04	-0.84
Torino Caselle	290	-0.10	-0.90	-2.70	-2.48	-0.47	-0.06	-0.09	0.06	-0.84
Novara Cameri	168	-0.34	-1.42	-3.15	-1.25	-0.52	-0.12	-0.02	0.00	-0.85
Bergamo	238	-0.03	-0.30	-3.58	-3.25	-1.17	-0.08	0.00	-0.06	-1.06
Milano Malpensa	220	-2.61	-3.08	-4.94	-0.81	-0.78	-0.41	-0.39	-0.08	-1.64
moyenne		-0.133	-0.928	-2.329	-0.893	-0.227	-0.037	-0.019	-0.035	-0.583

Tableau 2 – Tendances moyennes mensuelles des jours avec brouillard épais - période 1970-2000

L'analyse thermométrique a mis en évidence – comme un signal caractéristique de grande échelle concernant une vaste partie de l'hémisphère boréal et en particulier sur le territoire national (Brunetti et al, 2004; 2006) – une hausse significative des températures minimales du semestre froid (tableau 3); ceci est à mettre en relation avec la diminution des phénomènes de brouillard épais; toutefois, on note aussi que la valeur moyenne de l'augmentation est extrêmement homogène et varie entre 0,6 et 0,8°C pour toutes les stations qui font l'objet de notre étude, y compris celles qui au cours des années ont été englobées dans les agglomérations urbaines des grandes villes.

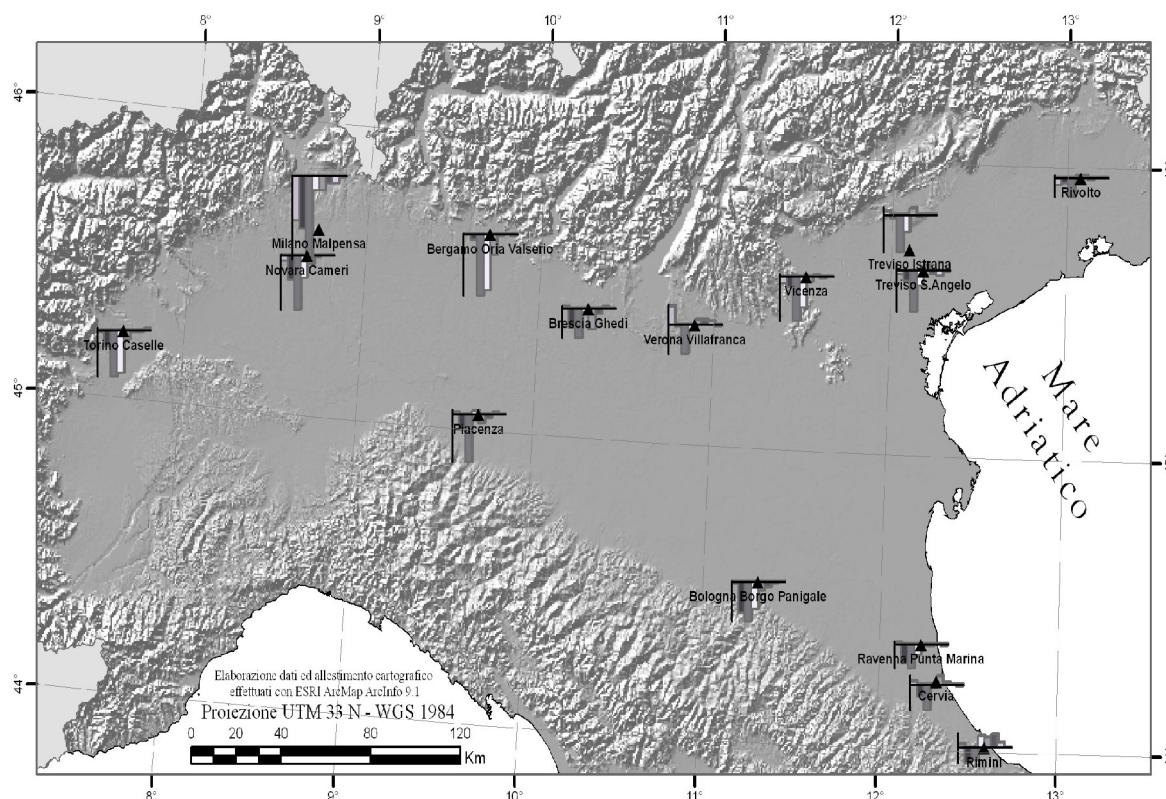


Fig. 2 - Carte des tendances mensuelles (octobre-mai) des épisodes des brouillard épais (période 1970-2000)

Nome Station	Altitude m.	Latitude N	Longitude E	T oct	T nov	T dec	T jan	T fev	T mar	T avr	T may	Tend
Cervia	2	44° 13' 73"	12° 18' 89"	9.9	4.9	1.2	-0.4	0.5	3.2	6.4	11.0	0.7
Ravenna Punta Marina	3	44° 21' 37"	12° 13' 55"	11.0	5.4	1.5	0.1	0.8	3.7	6.9	11.5	0.7
Rimini	5	44° 01' 00"	12° 36' 05"	11.3	5.9	2.3	0.7	1.4	4.4	7.4	11.8	0.8
Treviso S. Angelo	12	45° 38' 00"	12° 11' 00"	9.0	3.8	0.4	-0.9	-0.4	3.5	7.0	12.0	0.6
Vicenza	35	45° 34' 98"	11° 31' 00"	9.5	4.2	0.4	-0.7	0.3	3.8	7.2	12.2	0.7
Bologna Borgo Panigale	35	44° 32' 49"	11° 17' 89"	11.0	5.3	1.3	-0.3	1.0	4.6	8.1	12.6	0.8
Treviso Istrana	36	45° 41' 67"	12° 05' 73"	9.1	3.7	0.3	-0.9	-0.3	3.4	7.2	11.9	0.8
Rivolto	50	45° 58' 00"	13° 03' 94"	9.5	4.2	0.9	-0.2	0.4	4.0	7.3	12.1	0.7
Verona Villafranca	67	45° 23' 93"	10° 53' 31"	9.7	4.3	0.6	-0.8	0.4	4.0	7.3	12.1	0.7
Brescia Ghedi	97	45° 25' 85"	10° 16' 60"	9.4	3.5	0.0	-1.6	-1.4	3.3	6.9	11.8	0.7
Piacenza	131	44° 54' 05"	9° 43' 06"	9.6	3.9	0.3	-1.9	-0.8	2.4	5.8	10.0	0.6
Novara Cameri	168	45° 31' 96"	8° 40' 02"	6.7	1.5	-2.1	-3.2	-1.4	1.4	5.0	9.4	0.7
Milano Malpensa	220	45° 37' 73"	8° 43' 24"	9.9	4.3	0.5	-0.8	0.5	4.1	7.5	12.2	0.7
Bergamo Orio al Serio	238	45° 40' 05"	9° 42' 05"	9.9	3.9	0.3	-0.8	0.2	3.8	6.9	11.6	0.7
Torino Caselle	290	45° 12' 97"	7° 38' 91"	8.4	2.5	-0.9	-2.1	-0.6	3.2	6.2	10.9	0.8

Tableau 3 – Températures moyennes minimales mensuelles et tendance saisonnière (période 1971-2000)

En outre, de telles hausses sont communes à tous les mois de l'année même s'il y a quelques rares exceptions. Par conséquent, on trouve une grande relation à l'échelle régionale entre l'augmentation de la température et la diminution des épisodes avec un brouillard épais, néanmoins cette relation n'est pas acceptable au niveau de l'«*échelle fine*»; il est évident que dans quelques stations très proches entre elles - par exemple Milano Malpensa, Brescia Ghedi et Piacenza - caractérisées par des hausses similaires des températures minimales, la baisse des jours avec brouillard épais est très différente. On a donc recherché une relation entre la tendance des jours avec brouillard et l'augmentation des îlots des chaleur urbains, quantifiable dans l'augmentation au cours des trente années par la densité des habitants et la densité des installations industrielles aux abords immédiats des stations de relevé. Même dans ce cas, la relation statistique qui en résulte est absolument inacceptable (R^2 tot. = 0,24). On peut donc

faire l'hypothèse que probablement d'autres facteurs morphologiques à l'échelle locale, comme par exemple la présence de marécages, d'eaux stagnantes ou de rizières (très répandues dans la zone du Pô), les canaux d'irrigation et éventuellement leur modification au cours des trente années étudiées – peuvent jouer un rôle fondamental dans l'explication de l'irrégularité du signal concernant la diminution des épisodes de brouillard épais.

Conclusion

On peut retenir plusieurs informations intéressantes de cette première étude concernant le comportement des brouillards épais dans les trente dernières années:

- L'ensemble de la zone padano-vénitienne est exposé chaque année à un nombre significatif de jours avec une visibilité inférieure à 100 mètres (plus de 22 jours/an) – avec des valeurs comprises entre environ 7 jours à Udine et 40 jours par an à Brescia – de sorte qu'il peut provoquer de nombreux problèmes dans le trafic aérien et routier.
- Le nombre de jours de brouillard épais se concentre surtout au cours des mois froids, c'est-à-dire en décembre et en janvier, étant donné que les températures nocturnes basses de l'air résultant d'un rayonnement infrarouge du sol important favorisent la formation de cet hydrométéore.
- Concernant les tendances du phénomène, presque toutes les stations présentent un signal négatif qui oscille entre 1,6 jours/an à Malpensa et 0,22 jours/an à Cervia. La tendance à la diminution du phénomène est supérieure au cours des mois dans lesquels il est le plus fréquent c'est-à-dire en novembre (-0,91), décembre (-2,4) et janvier (-1,0 jour/an). Au niveau des pourcentages, la diminution moyenne annuelle frôle le 20% avec des pointes de 40% environ au mois de décembre; ce signal est plus important dans la zone au pied des montagnes lombardes. La station de Rimini est la seule à mettre en évidence une augmentation, bien que modeste du phénomène, avec un signal positif de +0,01 jours/an.
- Aucune relation statistique évidente n'apparaît, du moins à l'«échelle fine», entre la tendance des brouillards épais, l'augmentation des températures minimales hivernales et l'expansion des îles de chaleur des villes. La distribution du phénomène pourrait donc être liée à des variations de l'extension des eaux en surface comme les étangs, les marécages et les canaux d'irrigation.

Il serait donc souhaitable d'essayer de «quantifier» les variables indépendantes décrites précédemment, comme étant des «causes» probables de la diminution du phénomène, moyennant la création de modèles mathématiques appropriés pour vérifier cette hypothèse.

Bibliographie

- M. Brunetti, L. Buffoni, F. Mangianti, M. Maugeri, T. Nanni; 2004 : *Temperature, precipitations and extreme events during the last century in Italy*. Global and Planetary Change, **40**, 141-149.
- M. Brunetti, M. Maugeri, F. Monti, T. Nanni, 2006 : *Temperature and precipitation variability in Italy in the last two centuries from homogenized instrumental time series*. International Journal of Climatology, **26**, 345-381.
- M. Fazzini et A. Giuffrida (2005) : *Une nouvelle proposition quantitative des régimes pluviométriques dans le territoire de l'Italie : premiers résultats*. « Climat Urbain, Ville et Architecture ». Actes du XVIIIème Colloque International de Climatologie – Gênes – 361-365.
- M. Giuliacci (2004) : *Il clima d'Italia nell'ultimo ventennio*. Alpha Test ed. Milano, 211 pp.

L'EXTENSION URBAINE ET SES CONSEQUENCES SUR LE FONCTIONNEMENT HYDROGEOLOGIQUE DU BASSIN VERSANT DES OUEDS EL GHRICH ET EL-GREB (ARIANA – VERSANT SUD DE JEBEL ENNAHLI)

FEHRI NOOMENE*, MATHLOUTHI SAMIR* ET ZAHAR YADH**

*UR. Biogéographie, Climatologie Appliquée et Dynamique Erosive

** Faculté des Lettres, des Arts et des Humanités de Manouba

Résumé : Dans le bassin versant des oueds El-Ghrich et El-Greb le bâti est passé de 5.7% de la superficie totale en 1950 à 60.2% en 1983 puis à 70.5% en 2002. Respectivement le coefficient de ruissellement y est passé de 49% à 77% puis à 82%.

Pris en exemple pour cette étude, ce bassin versant est révélateur d'une nouvelle situation caractéristique de tout le Grand Tunis ; celle d'une aggravation du risque hydrologique.

Mots-clés : Grand Tunis, extension urbaine, risque d'inondation.

Abstract : In the basin poured into from Oued El-Grich and El-Greb, the quality of water decreased from 5,7 % of the total covered area in 1950 to 60,2 % in 1983. then, up to 70,5 % in 2002. the coefficient of water streaming respectively passed from 49 % to 77 % then to 82 %.

Taken as an example for this study, the poured into is revealing a new situation characterizing all of the Grand Tunis, which is the worsening of the hydrological hazard.

Key Words : Grand Tunis, urban extension, risk floods

Introduction

Depuis l'indépendance jusqu'à nos jours, le Grand Tunis a connu une extension urbaine galopante si bien que la plupart des bassins versants y ont été en grande partie construits. L'imperméabilisation de grandes surfaces qui en résulta, s'est traduite par une flagrante augmentation des coefficients de ruissellement et par voie de conséquence par une aggravation du risque d'inondation. C'est ce qu'on essaiera de démontrer en se penchant sur le cas du bassin versant des oueds El-Ghrich et El-Greb sur le versant sud de Jebel Ennahli. Ici le pourcentage du bâti par rapport à la superficie totale du bassin versant est passé de 5.7% en 1950 à plus de 70% en 2002 (sans compter les espace mixtes).

A ce sujet, les inondations de septembre 2003 sont certes liées en bonne partie au caractère exceptionnel des averses qui se sont abattues sur le Grand Tunis les 16, 17 et 24 du même mois. Mais il est évident aussi que si les dégâts furent aussi importants c'est parce que les coefficients de ruissellement ont été très remarquablement augmentés.

1- Les données du milieu biophysique dans le bassin versant des oueds El-Ghrich et El-Greb

1-1- *Le cadre morphostructural*

1-1-1- *La topographie : des pentes fortes dans la partie amont du bassin versant*

D'une manière générale le bassin versant d'étude se caractérise par de faibles altitudes puisque environ 87% de sa superficie totale se situe à moins de 100 m. Le point culminant n'y excède pas 236 m à son extrémité nord.

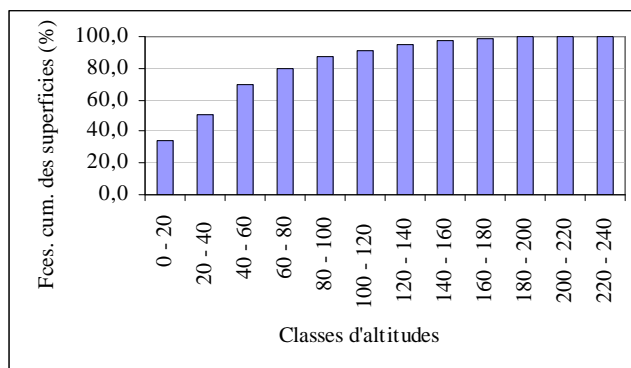


Fig. 1. Caractéristiques hypsométriques du bassin versant des oueds El-Ghrich – El-Greb

Les pentes y sont aussi assez modérées ; près des 4/5 (76%) de la superficie totale ont une pente inférieure à 5%. Toutefois, dans la partie amont de profonds ravins dissèquent des versants constitués d'un matériel marno-argileux tendre taillant ainsi des pentes convergentes assez fortes qui sont favorables à la concentration rapide des écoulements (Tab. n°1)

Classes de pentes (%)	Superficies		Superficies cumulées	
	En hectares	En %	En hectares	En %
0 - 5	1917,73	76,2	1917,73	76,2
5 - 10	378,87	15,1	2296,6	91,3
10 - 15	149,58	5,9	2446,18	97,2
15 - 20	54,4	2,2	2500,58	99,4
20 - 40	15,47	0,6	2516,05	100,0

Tab.

n°1.

Les pentes dans le bassin versant des oueds El-Ghrich et El-Greb

1-1-2- La lithologie : prédominance des formations meubles

La partie amont du bassin versant correspond à un anticlinal faillé d'orientation sommaire SSW-NNE qui coïncide topographiquement au Jebel Ennahli.

Le compartiment nord de cet anticlinal est constitué essentiellement par des alternances de calcaires et de marnes d'âge Crétacé et qui sont très faillés. Quant à son compartiment méridional où s'étend presque la totalité du bassin versant étudié, il est dominé par des affleurements tendres d'âge Mio-Pliocène notamment des sables et des argiles.

Plus à l'aval, au sud de l'Ariana, on passe à des formations quaternaires sous forme de sols anciens et de dépôts de pentes qui laissent place à des alluvions récentes en s'approchant du Lac de Tunis.

1-2- Des précipitations irrégulières et intenses

La moyenne pluviométrique annuelle est de l'ordre de 462 mm à la station de Tunis-Carthage. Ici les précipitations se caractérisent d'abord par une *grande irrégularité interannuelle*. Ainsi on y a enregistré par exemple 800 mm en 1958-1959 contre un peu plus de 200 mm seulement en 1947-1948 (Henia 1993).

Cette irrégularité s'apprécie aussi à l'échelle saisonnière. L'hiver est la saison la plus arrosée avec 38.7% du total annuel moyen, suivi par l'automne (33.8%) puis le printemps (23.4%) et enfin l'été qui est généralement très sec avec seulement 4.1% du total annuel.

Force est de noter que les pluies automnales s'abattent surtout sous forme d'averses de forte intensité provoquant ainsi le déclenchement rapide du ruissellement. A Tunis 80% des fortes pluies (> 60 mm/jour) sont enregistrées en automne (35 % en septembre, 35% en octobre et 10% en novembre) [Source : INM].

1-3- L'hydrographie :

Le bassin versant est drainé par deux oueds principaux : au SW El-Ghrich, au NE El-Greb. Tous les deux coulent du NW au SE sur une distance d'environ 6 km, confluent à la hauteur de la Cité El-Khadhra avant de se jeter dans le Lac de Tunis, 1.5 km plus à l'aval. Les caractéristiques morphométriques de ce bassin versant sont résumées dans le tableau suivant :

Tab. 2. Caractéristiques morphométriques du bassin versant des oueds El-Ghrich et El-Greb¹

S (Km ²)	P (Km)	L (Km)	D	K _c	Rang 1				Rang 2				Rang 3			Rang 4				
					L ₁ (Km)	N ₁	D ₁	F ₁	L ₂ (Km)	N ₂	D ₂	F ₂	L ₃ (Km)	N ₃	D ₃	F ₃	L ₄ (Km)	N ₄	D ₄	F _s
25.2	22.03	43.1	1.7	0.26	19.2	116	0.76	4.6	7.8	31	0.3	1.2	3.3	5	0.13	0.2	12.7	2	0.5	0.08

1-4- Un couvert végétal très dégradé

Compte tenu de l'ancienneté de l'occupation agricole dans le secteur (oléiculture) et plus récemment à cause d'une extension urbaine effrénée, le couvert végétal naturel y a été presque complètement éliminé.

2- L'extension urbaine et les risques hydrogéomorphologiques

2-1- Evolution de l'occupation du sol au cours du XX^{ème} siècle

2-1-1- Avant l'indépendance : prédominance des activités agricoles (Carte n°1).

La carte topographique au 1/50 000 révisée en 1950, laisse voir qu'à cette date tout le versant sud de Jbel Ennahli était occupé par une vaste oliveraie qui s'étale vers l'ouest jusqu'au piémont sud de Jbel Ammar en passant par le village de Mnihla (ex-Villejaques).

Dans la partie aval du bassin versant prédominaient des cultures maraîchères et annuelles

2-1-2- Depuis l'indépendance : une extension urbaine galopante

a) Au cours des années 1960 : Cette décennie est marquée par la construction de la Cité Olympique (espaces mixtes : Bâti + espaces verts) et de la Cité El-Khadhra caractérisée par un tissu urbain beaucoup plus dense.

b) Au cours des années 1970 : C'est la période au cours de laquelle furent aménagés la voie rapide appelée Route X et les quartiers d'El-Manazeh (Carte n°2).

c) A partir des années 1980 : Dès le début de cette décennie on a aménagé une deuxième voie rapide : la X20. Parallèlement les Cités Ennasr I, II et III virent le jour. A partir de cette période le front urbain va désormais avancer sur des terrains de plus en plus pentus et instables.

d) Actuellement cette tendance ne fait que se confirmer puisque de nouveaux quartiers résidentiels sont entrain d'être érigés sur les versants amont du bassin versant étudié (Hadaek El-Manzeh, Lotissement Yamama...) (Carte n°3)

In fine, on notera que parallèlement à cette extension urbaine et aux modifications des coefficients de ruissellement qui s'en suivirent, les pouvoirs publics ont exécuté un certain

¹ S = Superficie ; P = Périmètre ; L = Longueur du réseau hydrographique ; D = Densité de drainage ; K_c = Indice de compacité ; F = Densité hydrographique ; N = Nombre de canaux pour un rang n.

nombre d'aménagements hydrauliques qui visent à maîtriser le drainage des eaux vers le Lac de Tunis. Trois types d'ouvrages attirent l'attention à savoir les lacs collinaires, les bassins d'écrêtements et la canalisation des cours d'eau.

2-2- Les conséquences hydrogéomorphologiques

2-2-1- Augmentation des coefficients de ruissellement et du risque d'inondation

Comme on vient de le voir l'urbanisation du bassin versant des oueds EL-Ghrich et El Greb a été très rapide ces dernières décennies et a engendré de profondes mutations sur le rendement hydrologique des eaux pluviales. En adoptant les coefficients de ruissellement préconisés par la Direction de l'Hydraulique Urbaine (DHU) pour les différentes occupations des sols reportées en 1950, 1983 et 2002 (cf. cartes n°1, 2 et 3), on constate que le coefficient de ruissellement moyen du bassin versant est passé de **49%** en 1950, à **77%** en 1983, et **82%** en 2002. L'urbanisation du bassin versant est telle que le ruissellement se fait désormais (pratiquement) à saturation du fait de l'imperméabilisation des sols.

Tab. n°3. Coefficients de ruissellement selon les types d'occupation des sols (D'après la DHU)

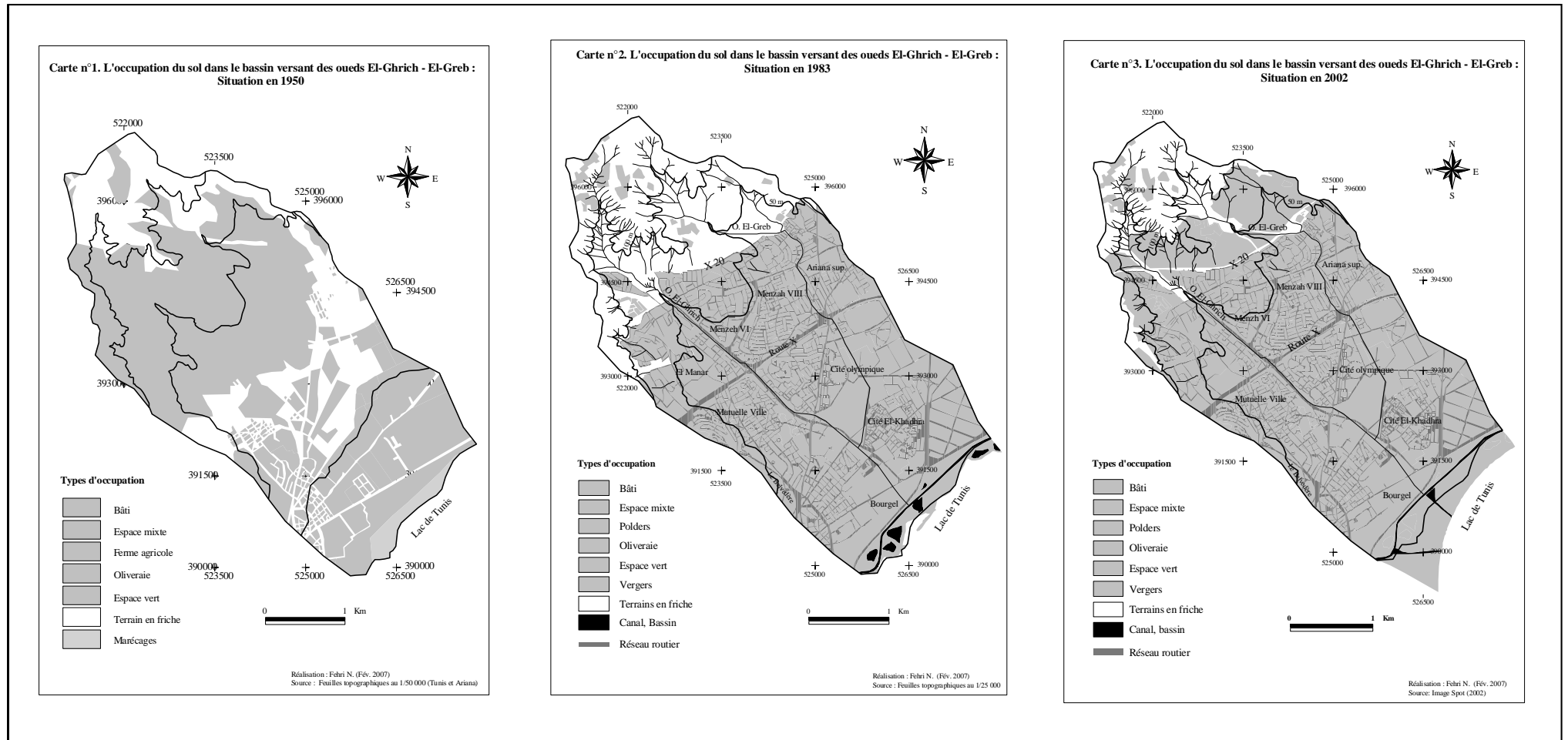
Bâti + routes	0,9
Espaces mixtes	0,7
Espaces verts	0,6
Fermes agricoles	0,3
Oliveraie	0,5
Vergers	0,4
Terrains en friche	0,5

2-2-2- Accélération de l'érosion en amont du bassin versant

La forte pression anthropique sur les versants manifestée par une élimination quasi totale du couvert végétal naturel et par des piétinements intenses sur un matériel tendre aux pentes assez fortes, a favorisé le déclenchement de multiples glissements de terrains actuellement très généralisés notamment dans la partie amont de Oued El-Ghrich et dont les marques sont observables même sur les constructions (murs fissurés, clôtures affaissées...).

Par ailleurs, l'augmentation des coefficients de ruissellement a induit une accélération de l'entaille linéaire et du ravinement ce qui est illustré par le colmatage très avancé des deux lacs collinaires créés en 1974 sur les cours amont des deux oueds du bassin versant.

Cartes n° 1, 2 et 3. Evolution de l'occupation du sol dans le bassin versant des oueds El-Ghrich – El-Greb entre 1950 et 2000



3- Etude de cas : les inondations de septembre 2003

3-1- Les épisodes pluviométriques : un mois de septembre exceptionnellement arrosé

3-1-1- La situation synoptique du 17/09/03

L'examen de la carte de la pression barométrique de la surface 500 hPa du 17 septembre 2003 à 12h laisse voir l'intrusion d'une goutte froide sous forme d'une langue qui s'étale sur la Tunisie septentrionale et sur l'Est algérien.

De part et d'autre de cette langue on distingue deux anticyclones : l'un sur la péninsule ibérique, l'autre sur le désert libyen. En surface la situation se caractérisait par une vaste dépression qui s'étendait sur toute l'Europe et la Méditerranée occidentale.

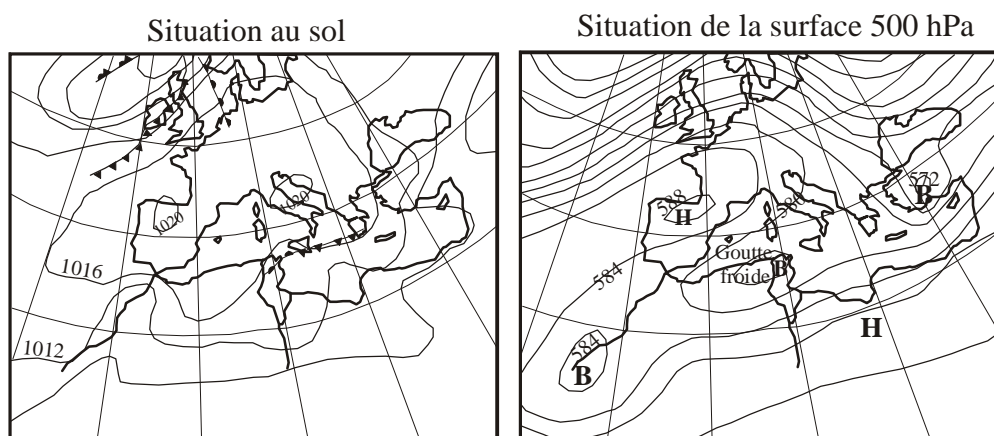


Fig. 2. Situation synoptique le 17/09/2003 à 12 h (D'après l'INM. In. Chouari, 2006)

Les pluies du 17/09/03 septembre sont le résultat d'une situation de retour d'Est avec une alimentation d'air froid en altitude. La rencontre d'air chaud chargé de vapeur et de l'air froid a donné naissance à des précipitations convectives intenses.

Un deuxième épisode pluviométrique de grande ampleur a été enregistré le 24 septembre. Son impact fut d'autant grave qu'il est survenu à un moment où les sols sont encore très humectés par les pluies précédentes.

3-1-2- Les quantités pluviométriques et les intensités

Deux événements pluviométriques exceptionnels se sont succédés le 17 et le 24 septembre sur le Grand Tunis comme le montre le tableau suivant :

Tab. n°4. Les quantités pluviométriques enregistrées dans le Grand Tunis les 16, 17 et 24/09/2003 (INM)

Date	Tunis - Carthage	Tunis - Manoubia	Ariana	Manouba
16/09/2003	51.4	59	47.5	52.4
17/09/2003	182	62.5	187	188
24/09/2003	101.2	23	136	118

En intensités horaires ces pluies sont très exceptionnelles, avec des pics qui dépassent très largement les intensités horaires centennales (H_{100}) de la station pluviographique la plus proche de Tunis-Carthage. La pluie du 24 septembre a suivi celle du 17 septembre qui avait précédemment saturé les sols, et a engendré des intensités horaires encore plus fortes :

Tab. n°5. Hauteur des pluies pour différentes durées de l'averse du 24 septembre 2003

Durée	0,25 heure	0,5 heure	1 heure	1,5 heure
H (mm)	34	57	82	97
H_{100} (mm)	4	7	12	17

La capacité du réseau d'évacuation des eaux pluviales ne pouvait, dans ces conditions, qu'être débordé. Ce réseau n'est même pas conçu pour des événements de récurrence centennale (généralement pour une récurrence comprise entre 10 et 20 ans). Les bassins d'écêtement conçus également pour des récurrences ne dépassant pas la centennale (50 ans en général), ont très vite été débordés. La situation a été sans doute aggravée par le dysfonctionnement du réseau d'évacuation des eaux de ruissellement : déversoir du lac collinaire sur EL-Ghrich ébréché, bassins d'écêtement colmatés, canaux obstrués...

Ces conditions climatiques extrêmes étaient manifestement très largement supérieures aux travaux d'ingénierie existants pour la protection contre les inondations. Mais le facteur de risque aggravant provient également de l'urbanisation galopante du bassin versant.

3-2- Les dégâts

Suite à ces inondations, la circulation a été complètement paralysée et plusieurs quartiers ont été très sinistrés. C'est le cas des Manazeh VI et IX et d'El-Manar II, tous situés en partie dans le lit majeur de l'oued El-Ghrich complètement bétonné. C'est le cas aussi des quartiers d'Ariana El-Oulia (Cité El-Milaha) traversés par oued El-Greb.

Située à la confluence de ces deux oueds, la Cité El-Khadhra a été elle aussi durement touchée. Ici et là, outre les préjudices apportés à l'infrastructure urbaine (routes déchaussées, trottoirs endommagés...), plusieurs centaines d'habitations furent inondées en particulier celles dotées d'un sous-sol. On ne compte plus le nombre de voitures et d'équipements ménagers partiellement ou totalement abîmés. Les dégâts matériels s'évaluaient sans doute à plusieurs centaines de milliers de dinars.

En dehors du bassin versant d'étude et dans le Grand Tunis, on dénombre officiellement quatre morts (Chouari, 2006).

Conclusion

Manifestent, pour le bassin versant des oueds EL-Ghrich et El-Greb, les événements pluviométriques très exceptionnels de septembre 2003 ont révélé l'extrême vulnérabilité des vies humaines et des infrastructures, dans un environnement hydrographique proche de la saturation des écoulements. Le risque hydrologique en milieu urbain étant le produit entre l'aléa climatique et la vulnérabilité du milieu anthropisé, ce bassin type pris en exemple pour cette étude est révélateur pour le Grand Tunis d'une forte aggravation du risque hydrologique pour les populations urbaines. Ces populations sont installées en zones de plus en plus vulnérables (imperméables) et exposées à des risques hydro-climatiques apparemment de plus en plus extrêmes.

Références bibliographiques

- Ayache F., Gammar A. M. et Chaouach M. (2006).- Environmental dynamics and conservation of the flamingo in the vicinity of Greater Tunis, Tunisia: the case study of Sebkhia Essijoumi. In. Wiley InterScience. Earth Surf. Process. Landforms 31, pp. 1674 – 1684.
- Bousnina A. (1986).- La variabilité des pluies en Tunisie. Publications de l'Université de Tunis. 308 p.
- Chaouach M. et Gammar A. M. (2003).- Dynamique de la végétation et de l'espace sur les rives de la Sebkhia d'Essijoumi. In Eau et Environnement : Tunisie et milieux méditerranéens ENS Ed. Lyon. pp. 177-188.
- Chouari W. (2006).- Les pluies torrentielles des 17 et 24 septembre 2003 dans le Grand Tunis. XIX^{ème} colloque de l'AIC. Pp 166-171.
- Henia L. (1993).- Climat et bilan de l'eau en Tunisie. Publications de l'Université de Tunis. 391 p.
- Kassab F. (1979).- Les très fortes pluies en Tunisie. Publications de l'Université de Tunis. Volume XI.
- Marouani L. (2004).- Variabilité des pluies journalières du mois de septembre à Tunis-Manoubia. Mémoire de Maîtrise. FLAH de Manouba. 33 p.

VARIATIONS SPATIALES DU STRESS HYDRIQUE ESTIVAL DE LA VEGETATION DANS LE NORD-OUEST DE LA TUNISIE EXEMPLE DE L'ANNEE 1999

MOHAMED FEKI*, ANNICK DOUGUEDROIT** ET VINCENT DUBREUIL***

*Institut supérieur des Sciences humaines de Jendouba, Av. de l'UMA, 8189 Jendouba, Tunisie, Tél 00216 78 61 02 02, Fax 00216 78 61 02 00

** Institut de Géographie, UMR 6012 ESPACE, Université de Provence, 29 Av. R. Schuman 13621 Aix en Provence cedex 1, France

Tél: 00 33 (0)4 42 95 38 71, Fax: 00 33 (0)4 42 64 01 58

***Université de Rennes 2, laboratoire Costel-LETG, UMR 6554 CNRS, place du Recteur H. Le Moal 35043 Rennes, France Tel: 00 33 (0)2 99 18 55; Fax: 00 33 (0)2 99 14 18 95

Mail: m_feki@hotmail.com, annickd@up.univ-aix.fr, vincent.dubreuil@uhb.fr

Mots clefs: NDVI, végétation, NOAA, SIG, Tunisie

1. Introduction

L'activité photosynthétique dépend de deux facteurs: les ressources en eau et le rayonnement solaire (Cihlar et al. 1991). Le NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) calculé à partir des canaux du visible et du proche infrarouge du satellite NOAA-AVHRR ($NDVI = \frac{PIR - R}{PIR + R}$ d'après Rouse et al., 1974), est un indicateur de cette activité et du cycle végétatif (Choudhury, 1987). Il montre dans le nord-ouest de la Tunisie une croissance printanière due à l'accroissement de la biomasse et en relation avec la hausse des températures puis une baisse estivale sous l'influence du stress hydrique (Feki et al., 2004 et 2005).

Notre objectif est de suivre les variations spatiales du stress hydrique estival des groupements végétaux de cette région, durant l'année 1999 (de mars à septembre) afin de déterminer l'influence de la topographie sur ce stress. L'espace étudié est la région forestière de la Kroumirie et des Mogods, région montagneuse du nord-ouest de la Tunisie, localisée dans les gouvernorats de Jendouba, Béja et Bizerte (figure 1).

2. Données et méthodes

2.1 Données

Le stress hydrique de mars à septembre 1999, a été évalué par l'imagerie satellitaire NOAA AVHRR 14, avec une résolution de 1.1km². Les images fournies par le SATMOS (CMS, Lannion) sous forme de synthèses décennales de NDVI, ont été traitées selon la méthode de "Maximum Value Composite" (Holben, 1986): il s'agit en effet d'une image de synthèse réalisée après comparaison pixel par pixel de dates successives. L'image de synthèse retient pour chaque localisation la valeur maximale du NDVI pendant chaque décade. Cette méthode présente l'avantage de limiter la perte de signal due aux effets des angles de visées et à la présence des nuages. Elle donne trois images de synthèse par mois, une pour chaque décade.

Les données de végétation proviennent de la numérisation des cartes phyto-écologiques au 1/200 000, feuilles Tabarka-souk el arbaa et Bizerte-Tunis (Schönenberger et Gounot 1967)

ainsi que de la carte de l'inventaire forestier national et pastoral (IFNP Ministère de l'Agriculture, 1993).

Nous avons également utilisé un modèle numérique de terrain qui caractérise la topographie du milieu. Il provient de l'EROS DATA CEBTER (U.S. Geological Survey). La résolution est de 0.5 minute d'angle soit environ 770m en longitude et 925m en latitude. Cette résolution est largement suffisante pour notre étude puisqu'elle est supérieure à celle des images NOAA AVHRR (1.1km²).

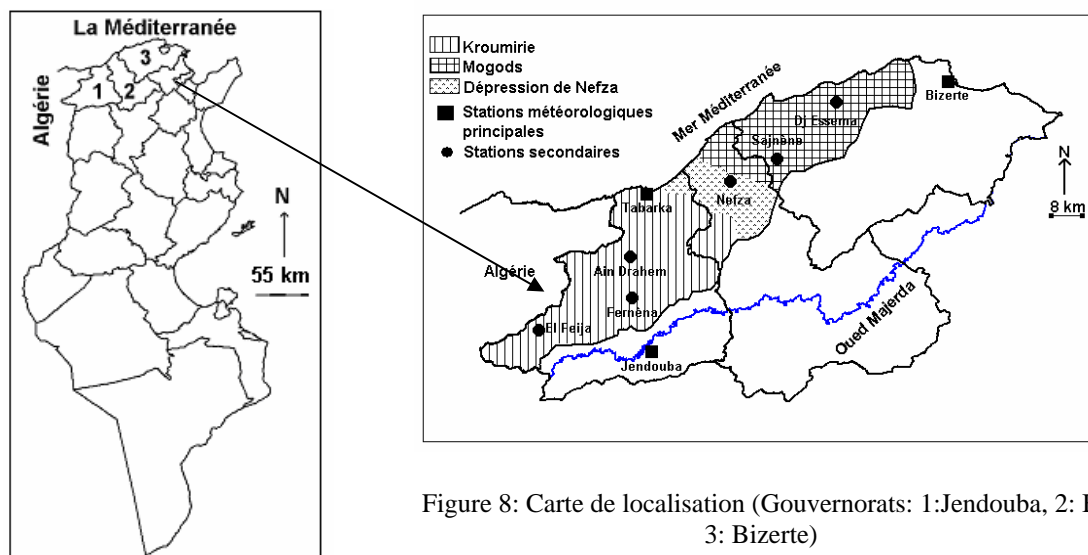


Figure 8: Carte de localisation (Gouvernorats: 1:Jendouba, 2: Béja, 3: Bizerte)

2.2 Méthodes

Nous avons utilisé le système d'information géographique (SIG) *Idrisi*. Dans un premier temps, les deux cartes phyto-écologiques ont été superposées sous ce logiciel avec celle de l'IFNP pour avoir une nouvelle carte plus récente au niveau de la classification et de la qualification des groupements végétaux, entre autre la distinction entre forêts et matorrals. Le MNT lui aussi, a été intégré à cette carte sous *Idrisi* pour déterminer la principale ligne de crête et les deux grands versants, du côté de la mer au nord et la rive gauche de la Medjerda au sud (la vallée de Sejnène appartient au grand versant nord). Cette ligne de crête a été validée à partir des cartes topographiques de la région au 1/200 000.

Les images NOAA ont une résolution inférieure à celle de la carte de végétation. Nous avons alors dégradé la résolution de celle-ci. L'opération consiste à superposer une image de NDVI avec la carte de végétation pour calculer les proportions de chaque groupement présent dans la fenêtre. Les pixels mixtes composés de mosaïque de deux groupements ou plus ont été éliminés pour ne retenir que les pixels "purs" (Césari et al., 2002, Feki et al., 2004 et 2005).

Les données du NDVI ont été, ensuite, croisées dans *Idrisi* avec la nouvelle carte de végétation et celle de la ligne de crête. Ainsi, avons-nous déterminé les profils d'évolution du NDVI des groupements situés sur les deux versants de mars à septembre 1999, et les variations spatiales, dans cette partie de la Tunisie, du stress hydrique estival qui est repéré par la diminution des valeurs du NDVI en plein été alors que la température augmente encore (Choudhury, 1987).

3 Résultats

3.1 Evolution des NDVI moyens décennaux (toutes expositions confondues)

La figure 2 présente les profils d'évolution des NDVI moyens des principaux groupements végétaux, pour toute la période mars-septembre 1999 (Feki, 2006). Les courbes temporelles des NDVI distinguent les forêts d'eucalyptus et les matorrals à chênes liège des autres groupements (figure 2). Les NDVI augmentent dès mars, avec des niveaux moyens très proches pour tous les groupements jusqu'à mi-avril, voire une certaine confusion (de 0.43 à 0.56). Ils augmentent jusqu'à fin avril pour les forêts d'eucalyptus et les matorrals à chênes lièges (0.55) et fin mai pour les autres groupements (de 0.58 à 0.66). La période végétative est plus longue d'un mois pour la zénaie, les forêts mixtes et la subéraie que pour les autres groupements: entre mars et fin mai pour les premiers, uniquement entre mars et avril pour les seconds. Les NDVI moyens baissent ensuite pour chuter brutalement pendant la 1^{ère} décennie d'août (de 0.29 à 0.48); ils remontent dès la 2^{ème} décennie de ce mois pour retrouver les niveaux de juillet.

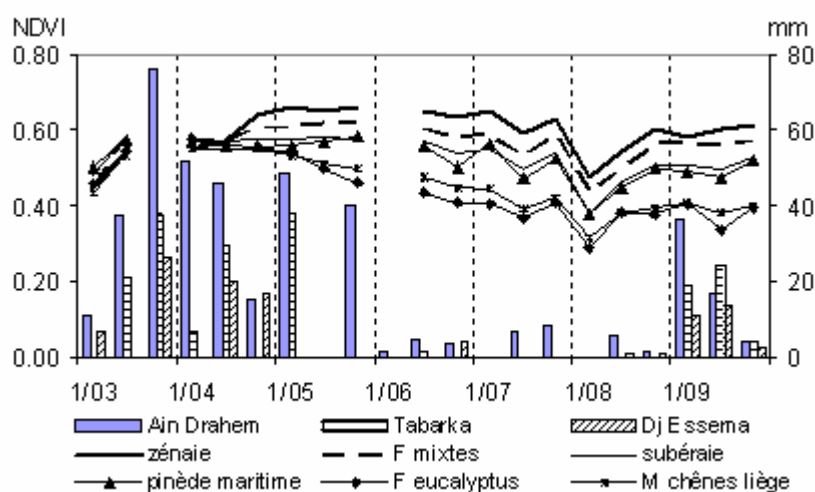


Figure 2: Evolution temporelle des NDVI moyens décennaux (F: forêts, M: matorrals, forêts mixtes: mélange de chênes liège et de chênes zeen)

Les profils d'évolution des NDVI montrent également une hiérarchie entre les groupements en fonction de la biomasse et du taux de recouvrement (figure 2) : les forêts, à l'exception celles de l'eucalyptus, ont des niveaux moyens plus élevés que les matorrals (Feki, 2006). Les groupements à feuilles caduques (zénaie et une partie des forêts mixtes) possèdent les NDVI les plus élevés. Le développement foliaire au printemps pour ces groupements entraîne une augmentation de la biomasse et par conséquent une hausse des NDVI. En revanche, le stress hydrique explique la baisse estivale des niveaux moyens de l'indice de la végétation. La hiérarchie apparaît également, avec une baisse moins importante pour les groupements à feuilles décidues que la subéraie. Le stress hydrique est encore plus intense pour les forêts d'eucalyptus et les matorrals à chênes liège, dont la biomasse est plus "faible" que les autres forêts. Les NDVI diminuent rapidement après la décennie de maximum activité photosynthétique (3^{ème} décennie d'avril) pour atteindre des niveaux très bas en été (figure 2, de 0.48 à 0.29).

Les totaux de pluies reçus entre mars et septembre commandent le rythme de l'indice de végétation. (Feki, 2006). La figure 2 montre une bonne concordance entre l'évolution des NDVI avec la pluviométrie de quelques stations de l'espace étudié. Les pluies fortes et/ou régulières maintiennent la croissance des NDVI. Le stress hydrique commence dès que les précipitations deviennent très faibles, voir absentes. La chute brutale du NDVI en août montre

une accentuation du stress hydrique suite à un épisode de sirocco pendant la 1^{ère} décennie de ce mois (Figure 3).

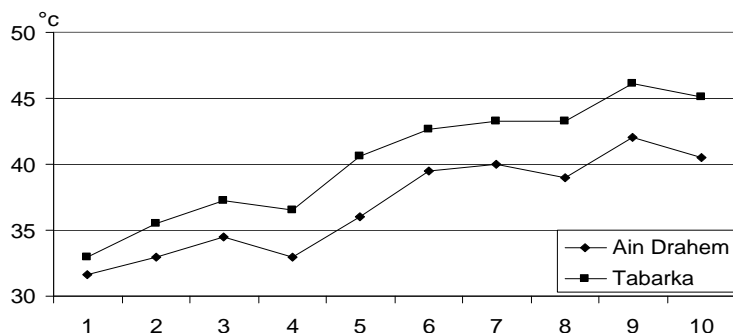


Figure 3 : Evolution des températures maximales pendant la 1^{ère} décennie d'août

3.2 Les écarts des NDVI entre les deux grands versants

Les courbes temporelles des NDVI témoignent de l'influence de la topographie sur les variations spatiales du stress hydrique (Feki, 2006). En effet, la Kroumirie et les Mogods, région montagneuse très accidentée de direction générale sud-ouest nord-est sont caractérisés par un grand versant orienté vers le nord, c'est-à-dire vers la Méditerranée (versant méditerranéen) et un second méridional qui correspond à la rive gauche de la vallée de Majerda (versant majerda). La distinction entre ces deux ensembles est réalisée à partir de la ligne de crête déterminée d'après le MNT et validée sur les deux cartes topographiques au 1/200 000 de la zone d'étude. Aussi, avons-nous croisé dans Idrisi la carte de végétation avec celle de la ligne de crête et les synthèses décennales du NDVI. Nous avons ensuite calculé par versant, les valeurs des NDVI moyens décennales pour chaque groupement (figure 4).

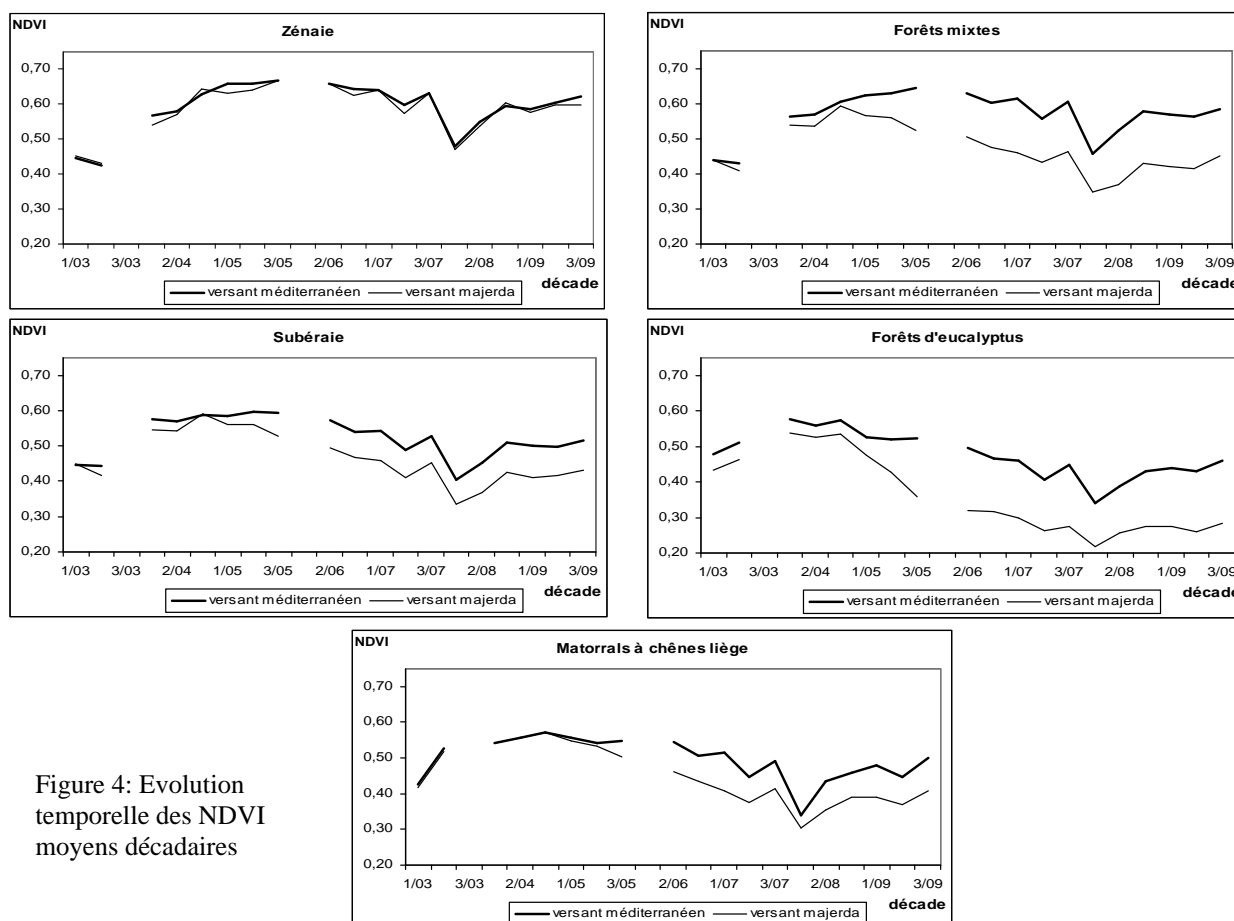


Figure 4: Evolution temporelle des NDVI moyens décennales

Les écarts entre NDVI maximal et minimal sont forts et hétérogènes sur le versant majerda; ils montrent de grandes différences entre les groupements situés en haut du versant caractérisés par de faibles écarts (la zénaie, 0.20), et ceux d'en bas dont les écarts sont plus forts (les forêts d'eucalyptus les matorral à chênes liège, de 0.20 à 0.30). Ils sont en revanche plus faibles sur le versant méditerranéen (autour de 0.20).

Les écarts des NDVI moyens décennaux entre les deux versants varient d'un groupement à l'autre (Figure 5): très faibles pour la zénaie (de -0.01 à 0.03) et très forts pour les forêts mixtes et d'eucalyptus (entre 0.01 et 0.23) alors que la subéraie et le matorral associé présentent des écarts intermédiaires (de 0.01 à 0.13). Ces écarts augmentent avec le début du stress hydrique (sauf la zénaie). Ils indiquent un stress hydrique plus intense sur le versant majerda que sur le versant méditerranéen à cause des différences dans la biomasse, avec des groupements plus denses du côté de la Méditerranée qu'au contact de la vallée de Majerda : seul la zénaie présente la même densité des deux côtés de la Kroumirie. Les écarts reflètent des températures à même altitude plus élevées du côté de la vallée de Majerda que de la Méditerranée.

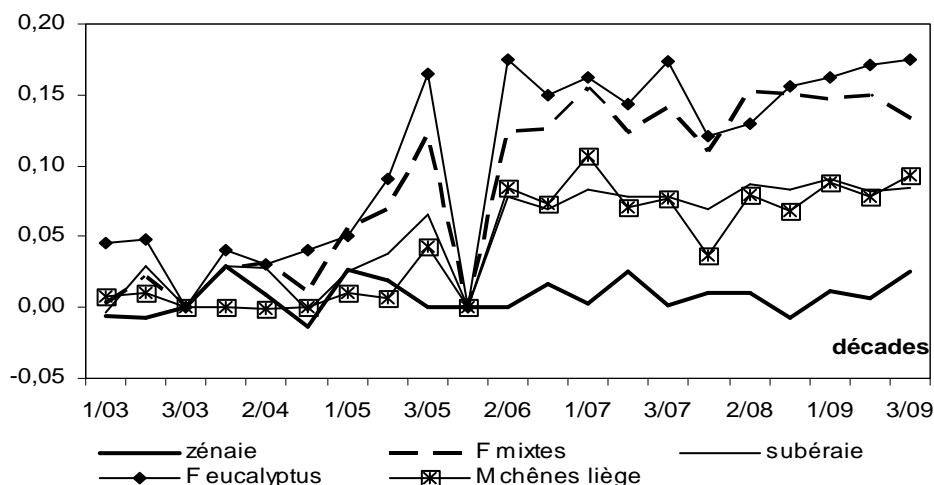


Figure 4: Evolution des écarts des NDVI moyens décennaux entre les deux versants

La comparaison entre le NDVI de la zénaie située en haut des versants, et celui des forêts d'eucalyptus localisées à une altitude plus basse montre que l'intensité du stress hydrique diminue avec l'altitude. Ceci est dû à l'influence des températures sur l'évolution des NDVI entre mars et septembre. Le gradient altitudinal des températures au printemps et en été conditionne l'allure de l'évolution des courbes du NDVI sur les versants. La décroissance des températures avec l'altitude, conjuguée avec une augmentation des précipitations, offre à la végétation implantée en altitude (notamment la zénaie) des conditions plus clémentes caractérisées par un allongement de la période de croissance végétative au printemps et une baisse légère des NDVI en été. Aussi les groupements végétaux du versant méditerranéen ne connaissent-ils, à la différence de ceux du versant majerda, et à l'exception de l'épisode du sirocco dans la 2^{ème} décennie du mois août, qu'une légère baisse de leurs NDVI moyens.

4. Conclusion

Les variations spatiales des NDVI décennaux moyens des groupements végétaux sont fonction de la hiérarchie liée à la biomasse qui existe entre ces groupements et de l'existence de deux grands versants, méditerranéen et majerda, aux conditions climatiques quelle que peu différentes. En dehors de la partie occupée par la zénaie (haut des versants), le stress hydrique est plus intense sur le versant majerda que sur le versant méditerranéen. Les niveaux moyens de NDVI plus élevés sur le premier versant (de 0.34 à 0.65) que sur le second (0.22 à 0.59)

traduisent des variations spatiales de la densité de la végétation liées aux différences climatiques entre les deux versants et à une baisse de l'intensité du stress hydrique avec l'altitude en relation avec le gradient thermique décroissant, notamment en été.

Bibliographie

- Césari V., Douguédroit A., and Joly C., 2002: The summer water stress of the forest fuel in Limestone Lower Provence: monitoring by NDVI (NOAA-AVHRR 14) using a GIS, in *Forest Fire Research and Wildland Fire Safety*, Viegas (ed), Proceedings of the IV ICFRR, Luso, Portugal, 18-23 Nov.2002, CD-ROM.
- Choudhury B.J., 1987: relationship between vegetation indices, radiation absorption, and net photosynthesis is evaluated by a sensitivity analysis, *remote sensing of environment*, 22, 209-233.
- Cihlar J., Saint Laurent L., and Dyer J.A, 1991: Relations between the normalized difference vegetation index and ecological variables, *Remote Sensing of Environment*, 21, 22-27.
- Feki M., 2006 : La sécheresse bioclimatique estivale en Kroumirie et dans les Mogods (Tunisie) : estimation à partir du stress hydrique de la végétation. Thèse de Doctorat, Université de Provence, 182p.
- Holben B. N., 1986: Characteristics of Maximum Value Composite images from temporal AVHR data, *International Journal of Remote Sensing*, 7, 1417-1434.
- Ministère de l'agriculture; 1993. : *Résultats du premier inventaire forestier national en Tunisie*. 88p
- Rouse J. W., Hass R. H., Schell J. A., Deering D. W., and Harlan J.C., 1974: Monitoring the vernal advancement of retrogradation of natural vegetation, NASA/GSFC, Type II, Final report, Greenbelt, MD, 371p.
- Schoenenberger A. et Gounot M., 1967 : Carte phyto-écologique de la Tunisie septentrionale, échelle 1/200.000, feuille II : Bizerte - Tunis, feuille III : Tabarka - Souk el Arba, notice détaillée. *Annales de l'Institut National de Recherche Agronomique de Tunisie*, vol. 40, fasc.1, 340 p.

NEIGE ET TOURISME DANS LA VALLEE DE SUSA (NW, ITALIE)

SIMONA FRATIANNI¹, JOAO AFONSO ZAVATTINI²

¹ Dipartimento di Scienze della Terra - Università degli Studi di Torino, via Valperga Caluso 35 - 10125 Torino. E-mail: simona.fratianni@unito.it

² Departamento de Geografia – Universidade Estadual Paulista, Cx. Postal 178 – 13500-230 Rio Claro (SP), Brasil. E-mail: zavattini@claretianas.com.br “Bolsista do CNPq-Brasil”

Résumé : Le choix sur la vallée de Susa est dû à la grande disponibilité de données nivométriques et à leur correcte distribution géographique. En outre, il s'agit d'une zone très importante au niveau touristique: il suffit de dire que dans cette vallée se sont déroulés les XX Jeux Olympiques d'Hiver de février 2006. On a considéré les données d'épaisseur du manteau neigeux (et l'hauteur de la neige fraîche, lorsque possible) enregistrées par Arpa Piemonte et les présences touristiques, dans les hôtels ou les structures extra-hôtelières de la Province de Turin, dans la période 1990-2005. Du moment que dans la Vallée on a une alternance de types de temps favorables ou défavorables à la pratique du ski, on a choisi deux saisons consécutives contrastantes qui vont être utilisées pour approfondir la connaissance des variables en jeu, liées au climat et au tourisme.

Mots-clé : Vallée de Susa, tourisme, neige, types de temps.

Abstract : The choice of the Susa Valley is due to the large availability of snow parameters and their correct geographical distribution. Moreover, this is a very important zone at a touristic level: just think that in this valley the XX Winter Olympic Games of February 2006 took place. This study examined the snow cover depth values (and the fresh snow depth, when possible) recorded by Arpa Piemonte and touristic presence at hotels and extra-hotel facilities in the Turin presence. In the 1990-2005 period. As long as this valley shows an alternation of weather types favourable or unfavourable to skiing, two consecutive contrasting seasons have been chosen that will be used to carry out an exhaustive analysis of the variables brought into play, linked to climate and tourism.

Key words: Susa Valley, tourism, snow, weather types.

1. Introduction

La vallée de Susa se trouve dans la partie nord-occidentale du Piémont, étroite entre les Alpes Cottiennes et les Alpes Graies et traversée par le fleuve Dora Riparia qui, aux alentours de Turin, conflue avec le Pô. Il s'agit d'une zone très importante au niveau touristique: il suffit de dire que dans cette Vallée se sont déroulés, depuis février 2006, les XX Jeux Olympiques d'Hiver, les Jeux para-olympiques et les Universiades.

Le choix sur cette Vallée est aussi dû à la grande disponibilité de données météorologiques et à leur bonne distribution géographique, ce qui a permis de réaliser l'analyse climatique. Dans ce but, on a pris en examen les données climatiques prises de 16 stations météo appartenantes à l'Agence Régionale pour la Protection Environnementale (ARPA) du Piémont et à l'Office Hydrographique, dans la période 1990-2005 (tab. 1). Du fait qu'il s'agit de stations de montagne, quelque'une d'elles faisant partie de domaines skiables très importants, on a surtout considéré les données d'épaisseur du manteau neigeux et l'hauteur de la neige fraîche.

2. Méthode et résultats

L'analyse de la tendance mensuelle moyenne (tab. 2) indique qu'à Salbertrand l'épaisseur du manteau neigeux présente une courbe unimodale avec un maximum concentré en janvier/février et un manteau neigeux qui oscille entre 17 et 6 cm dans la période décembre-mars. A Prerichard le manteau neigeux est plutôt exigu et seulement en janvier il atteint 29 cm. Au fur et à mesure que l'altitude augmente, à Pian del Sole (1585 m au-dessus du niveau de la mer) et à Camini Frejus (1800 m au-dessus du niveau de la mer), le manteau neigeux se conserve depuis novembre jusqu'à avril, même si on dépasse les 50 cm seulement en janvier et février. A des altitudes supérieures, à Le Selle et à Rochemolles, on a le maximum en février, avec 68 et 86 cm de neige, respectivement. Plus en haut encore (Lago Pilone, 2320 m

au-dessus du niveau de la mer) le manteau neigeux est considérable et presque le même en février, mars et avril, même si le maximum tombe en mars. Seulement la station de Rifugio Vaccarone (2745 m au-dessus du niveau de la mer) présente le maximum en avril, avec 88 cm de neige au sol.

Tableau 1 – Stations nivométriques analysées, commune où se trouvent, altitude, position géographique et début de l'activité des mesures.

Station	Commune	Altitude (m)	Lat N	Long E	Début
Prerichard	Bardonecchia	1353	45° 4' 33"	6° 43' 3"	06/12/1990
Pian del Sole	Bardonecchia	1585	45° 3' 52"	6° 42' 15"	06/02/2003
Camini Frejus	Bardonecchia	1800	45° 7' 5"	6° 41' 23"	09/11/1990
Rochemolles	Bardonecchia	1975	45° 7' 55"	6° 46' 20"	01/12/1983
Colle Bercia	Cesana Torinese	2200	44° 55' 19"	6° 47' 3"	18/10/1996
San Sicario	Cesana Torinese	2093	44° 58' 6"	6° 50' 14"	28/08/2001
Claviere	Claviere	2044	44° 56' 5"	6° 45' 24"	30/08/2001
Rifugio Vaccarone	Giaglione	2745	45° 9' 19"	6° 55' 3"	06/09/1996
Lago Moncenisio	Moncenisio	2000	45° 12' 21"	6° 59' 9"	01/12/1983
Chateau Beaulard	Oulx	1800	45° 1' 38"	6° 45' 17"	13/11/2001
Salbertrand	Salbertrand	1010	45° 4' 20"	5° 53' 42"	15/11/1990
Le Selle	Salbertrand	1950	45° 3' 19"	6° 55' 6"	26/07/1991
Sauze di Cesana	Sauze di Cesana	1840	44° 53' 44"	6° 55' 12"	07/10/1998
Lago Pilone	Sauze d'Oulx	2320	45° 0' 12"	6° 52' 38"	21/10/1988
Principi di Piemonte	Sestriere	2020	44° 57' 8"	6° 52' 33"	10/09/1996
Barcenisio	Venaus	1525	45° 11' 34"	6° 59' 10"	17/11/1994

Le nombre moyen saisonnier de jours de neige oscille entre les 46 de Rifugio Vaccarone, la station située à l'altitude la plus élevée et les 13 de Salbertrand (1010 m au-dessus du niveau de la mer), la plus basse. En général les stations placées à une altitude supérieure à 1800 mètres présentent au moins 30 jours de neige dans la période de novembre à avril. En outre, comme indiqué aussi dans les graphiques de figure 1, à des basses altitudes on enregistre un nombre plus élevé de jours de neige dans les mois centraux de l'hiver, pendant qu'à des altitudes supérieures la plupart de la neige tombe dans les mois de novembre et avril.

On observe aussi que, pour la plupart des stations examinées, février est le mois où on enregistre le maximum de neige au sol. Les stations situées à des altitudes inférieures aux 2000 mètres présentent un maximum dans les mois de janvier/février: dans toutes ces localités seulement dans le mois le plus froid les valeurs de température sont négatives, permettant les précipitations et le maintien de la neige au sol.

La distribution mensuelle des précipitations neigeuses est strictement liée au régime pluviométrique et surtout au régime thermique, comme témoigne le fait que, dans nos régions, le printemps est plus neigeux que l'automne justement du fait que les températures moyennes enregistrées depuis mars sont normalement inférieures à celles qui précèdent le minimum thermique d'hiver en janvier (Fratianni e Motta, 2002). Le régime nivométrique donc n'est pas symétrique par rapport à la période de froid plus intense (mois de janvier) du fait que les précipitations neigeuses sont plus abondantes au printemps qu'en automne, en conformité avec la tendance des températures moyennes de printemps, plus basses que celles d'automne. PEGUY (1970) souligne justement que, pendant qu'à la fin du semestre froid la neige peut aussi tomber en des jours avec des températures légèrement supérieures à 0°C, cela ne se passe presque jamais au début de l'hiver, et donc on peut quelquefois observer en mars et surtout en avril des précipitations neigeuses plus abondantes qu'en novembre et décembre.

Il faut aussi souligner la grande variabilité inter-saisonnière du paramètre nivométrique: en fait, au début de la saison des précipitations neigeuses abondantes, avec plus de 70-80 cm de neige, généralement ne se vérifient que dans les stations situées aux altitudes les plus élevées.

Les hivers 1996/97, 2000/01 et 2003/04 sont ceux où on enregistre l'épaisseur maximum du manteau neigeux, avec le maximum au Rifugio Vaccarone, avec 180 cm de neige accumulée dans la période novembre-avril 1996/97 (fig. 3, droite). L'épaisseur minimum est généralement enregistrée dans les saisons 1999/00 et 2001/02.

Tableau 1. Distribution moyenne mensuelle de l'épaisseur du manteau neigeux (HS, en cm) et nombre de jours neigeux (JN).

Station	Altitude (m)		N	D	J	F	M	A
Salbertrand	1010	HS	2	10	17	17	6	0
		JN	1	3	3	3	2	1
Prerichard	1353	HS	6	14	29	27	7	0
		JN	3	4	4	4	2	1
Barcenisio	1525	HS	7	23	41	41	31	3
		JN	4	5	5	4	4	4
Pian del Sole	1585	HS	30	30	57	60	50	12
		JN	3	5	7	4	3	3
Camini Frejus	1800	HS	16	33	53	52	37	6
		JN	6	7	5	5	4	5
Ch. Beaulard	1800	HS	28	50	59	64	56	20
		JN	5	7	6	3	3	5
Sauze Cesana	1840	HS	24	46	61	71	71	34
		JN	6	5	5	4	4	6
Le Selle	1950	HS	15	36	57	68	67	36
		JN	6	6	5	4	4	7
Rochemolles	1975	HS	23	45	68	86	78	40
		JN	6	7	7	6	4	6
L. Moncenisio	2000	HS	18	36	50	64	62	40
		JN	6	5	6	4	4	6
Sestriere	2020	HS	23	51	68	77	66	26
		JN	6	7	5	4	5	7
Claviere	2044	HS	24	43	64	75	76	37
		JN	5	5	6	4	4	5
San Sicario	2093	HS	34	62	78	91	91	65
		JN	6	7	4	4	5	7
Colle Bercia	2200	HS	41	73	90	96	95	71
		JN	7	7	6	5	7	8
Lago Pilone	2320	HS	30	56	73	85	91	85
		JN	8	7	5	4	6	8
Rif. Vaccarone	2745	HS	58	73	73	63	66	88
		JN	9	7	6	5	8	10

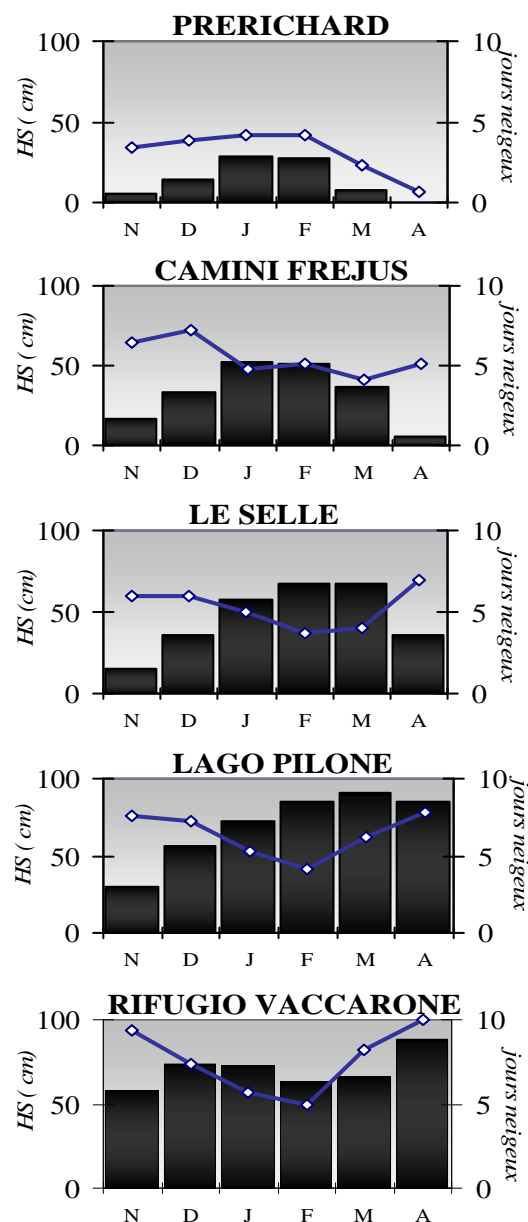


Figure 2. Epaisseur du manteau neigeux et nombre de jours neigeux pour quelques stations représentatives.

Dans toutes les stations qui offrent au moins 7 ans de données, on observe une légère mais constante diminution de l'épaisseur du manteau neigeux (1/2 cm pour chaque saison) avec l'exception de Camini Frejus, Sauze di Cesana et Le Selle, qui au contraire présentent une situation stationnaire (fig. 3, droite).

La variabilité inter-saisonnière du paramètre nivométrique provoque des répercussions sur la tendance du flux touristique des diverses stations de sports d'hiver de la vallée de Susa. Donc, pour mieux comprendre cette possible relation, on a considéré les données d'épaisseur du manteau neigeux, l'hauteur de la neige fraîche (lorsque possible) et les présences touristiques italiennes et étrangères dans les hôtels ou dans les structures extra-hôtelières, fournies par la Province de Turin. Le tourisme alpin est en fait strictement lié aux conditions météorologiques et aussi à l'exposition des versants et des zones skiables, ce qui crée souvent des fortes différences d'utilisation saisonnière. Donc, pour une analyse plus complète, on a considéré tous les éléments météorologiques et non seulement la neige (Sorre, 1951 et Pédelaborde, 1970). Pour cela, on a aussi simultanément analysé les autres données climatiques disponibles (température, neige, humidité, pluie, rayonnement solaire, vent, pression), afin de réaliser l'analyse rythmique des stations les plus représentatives (Monteiro, 1971). Sorre souligne l'importance de l'étude du rythme climatique, c'est-à-dire la séquence habituelle des types de temps qui agissent dans un certain lieu.

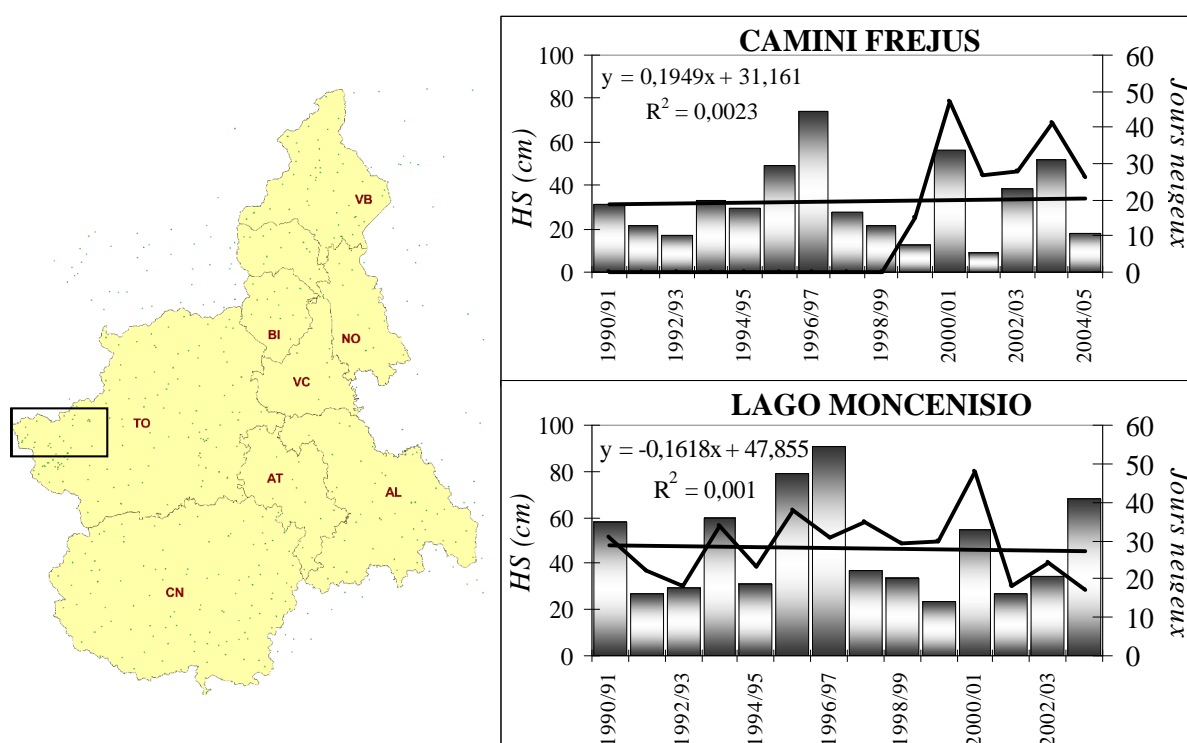


Figure 3. A gauche: Carte du Piémont et détail de la Vallée de Susa; à droite: Développement saisonnier d'épaisseur du manteau neigeux (histogramme) et nombre de jours neigeux (ligne) avec l'individuation de la droite de tendance.

Dans la Vallée de Susa on a une alternance de types de temps favorables ou défavorables à la pratique du ski qui, s'entremêlant, sont à l'origine d'une saison d'hiver de bonne ou mauvaise qualité. Et pour mieux comprendre les variables en jeu et leur genèse, liées au climat et au tourisme, on a choisi deux saison consécutives contrastantes: la saison 1999/2000, où on a enregistré une épaisseur du manteau neigeux exigu, et par conséquent un flux touristique inférieur, et la saison 2000/2001, où au contraire on a enregistré soit des épaisseurs de la neige au sol considérables et des fortes présences touristiques.

Pendant la saison d'hiver 1999/00 le Piémont a été généralement affecté par des flux continus d'air d'origine polaire et arctique, pendant que dans l'hiver suivant les mêmes courants présentaient une plus basse intensité isobarique et une plus forte alternance avec les flux occidentaux.

Dans la saison 1999/2000, par rapport à la saison d'hiver suivante, le rayonnement global a été plus élevé, l'amplitude plus marquée, les précipitations plus fréquentes et intenses. En outre, l'épaisseur du manteau neigeux est moins présente et irrégulière, même si l'apport de neige fraîche a été plus remarquable. Probablement les couches de neige au sol ont été affectées par une succession de cycles de fonte et regel qui ont compromis la skiabilité, avec l'exception de quelques jours en décembre, janvier et février, où les masses d'air arctique maritime ou continental ont permis au manteau neigeux de préserver son épaisseur.

Pendant la saison d'hiver 2000/2001, l'amplitude a été plus constante grâce à la présence d'une plus haute nébulosité qui a empêché aux températures maximum d'atteindre des valeurs trop élevées, qui sont restées autour de 0°C pour des longues périodes, et qui donc n'ont pas provoqué la fonte des couches de neige superficielles.

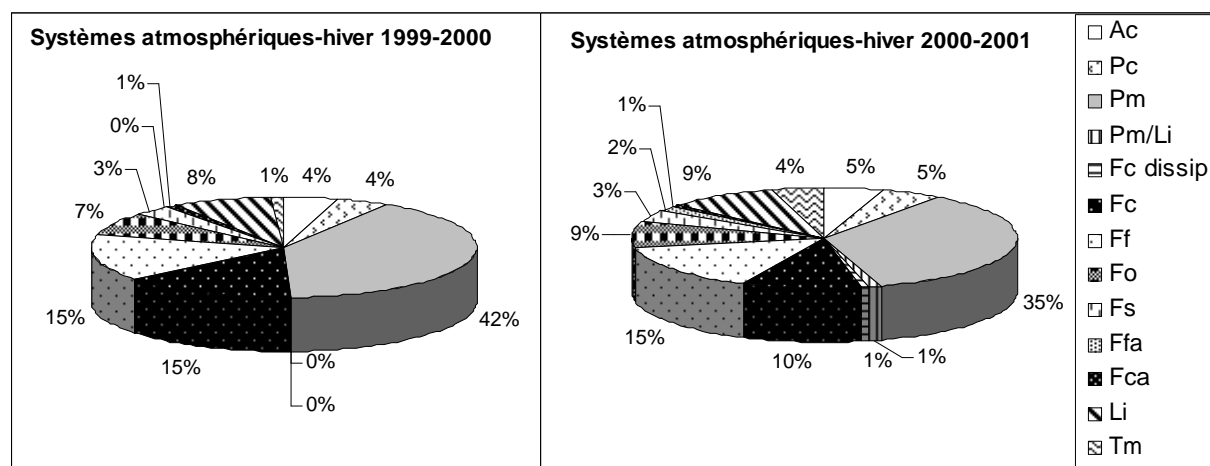


Figure 4. Fréquence (%) du nombre de jours des masses d'air et de la frontogénèse qui ont agi dans la vallée de Susa. Ac=Arctique continental, Pc=Polaire continental, Pm=Polaire maritime; Li=Ligne d'instabilité, Fc=Front chaud, Fc dissip= Front chaud en phase de dissipation, Ff=Front froid, Fo=Front occlus, Fs= Front stationnaire, Ffa=Front froid en altitude, Fca=Front froid en altitude, Tm=Tropical maritime.

Toutes les deux saisons d'hiver examinées présentent le même nombre de jours de frontogénèse (49%) (fig.4); toutefois, il ne suffit pas d'évaluer l'incidence générale de la frontogénèse, mais il faut aussi en considérer le rythme. En effet, dans le mois de novembre de 1999/2000 se sont succédé deux périodes continues de frontogénèse de cinq et onze jours, espacées seulement de quatre jours de courants d'air tropical maritime (3 jours de front occlus, 6 de front chaud, 4 de front froid, 2 de lignes et 1 de front chaud en altitude). Dans la même période de l'année suivante les couches de neige se sont au contraire conservées, justement parce qu'on a eu une alternance plus marquée entre la frontogénèse et les masses d'air d'origine polaire maritime, du fait que se sont succédé six périodes. Il en résulte une presque totale absence de précipitations liquides, qui donc n'ont pas déstabilisé le manteau neigeux après la première chute de neige, comme au contraire il s'est vérifié au début de la saison précédente.

Pendant la saison d'hiver 1999/2000 les présences touristiques ont été plutôt exigües, et seulement dans le mois de janvier on a observé un fort flux touristique à Bardonecchia (4309 arrivées) (fig.5). En effet, la présence d'une masse d'air continental, après les précipitations neigeuses des jours précédents, a prolongé la stabilité atmosphérique pour huit jours et la conservation du manteau.

Paradoxalement, juste dans la saison où le maintien du manteau neigeux a permis un fort flux touristique, lorsqu'on s'attendait de pouvoir encore skier, l'arrivée des masses d'air tropicales à la fin de mars a provoqué la fonte du manteau neigeux, en compromettant la

poursuite de la saison de ski. Donc le considérable flux touristique du mois d'avril 2001 est seulement lié aux fêtes de Pâques.

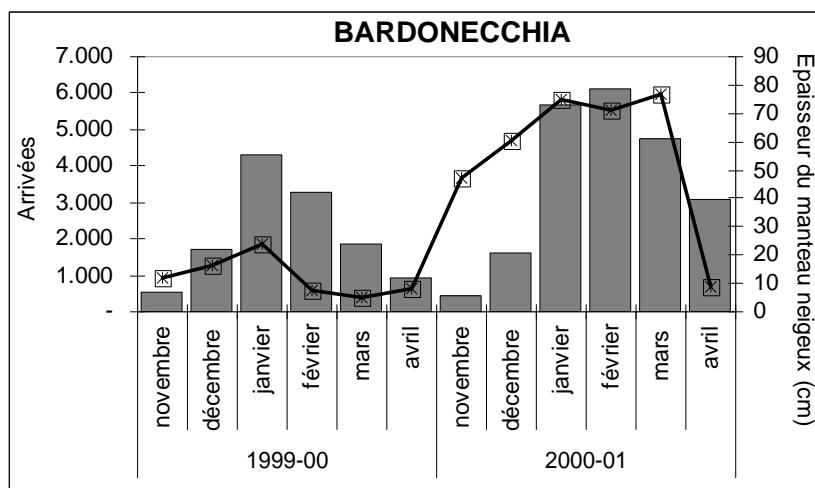


Figure 5. Histogrammes: arrivées et ligne: épaisseur du manteau neigeux à Bardonecchia.

3. Conclusion

Les thématiques de cet article, neige et tourisme, ont été abordées de deux façons différentes: analyse classique et analyse rythmique. La première a permis d'observer le régime nivométrique et le flux touristique moyen dans la Vallée de Susa, pendant que l'analyse rythmique a permis de considérer non seulement la neige, mais l'ensemble des éléments climatiques liés à la circulation atmosphérique. L'analyse classique, qui s'est déroulée tous les mois, s'est révélée fondamentale, puisqu'elle a permis de choisir avec certitude les deux saisons d'hiver contrastantes du point de vue de l'épaisseur du manteau neigeux et des présences touristiques. L'analyse dynamique, réalisée tous les jours, a permis de comprendre parce que l'hiver 2000/2001 a été plus favorable au tourisme d'hiver et en détail a mis en évidence les causes de la meilleure conservation du manteau neigeux. Il est donc important d'utiliser les deux analyses dans les études de climatologie appliquée.

Bibliographie

- Fратиани S., Motta L. (2002): Andamento climatico dell'Alta Valle Susa negli anni 1990 - 1999. *Collana studi climatologici in Piemonte*, Regione Piemonte e Università degli studi di Torino, 4° vol, 91 p.
- Monteiro, C. A. de F. *Ana'lise ritmica em climatologia: problemas da atualidade climática em Sao Paulo e achegas para um programa de trabalho*. Sao Paulo: USP/Instituto de Geografia, 1971. 21p.
- Pedelaborde, P. *Introduction a l'étude scientifique du climat*. Paris: SEDES, 1970. 246 p.
- Peguy Ch.P. (1970): *Précis de Climatologie*. Masson, Paris.
- Sorre, M. Le Climat. Les fondements biologiques. In: *Les fondements de la Géographie Humaine*. Paris, Armand Colin, 1951. (Tome I, Chap. 5).

LE POTENTIEL CLIMATO-TOURISTIQUE DE LA VILLE D'ORADEA (ROUMANIE)

O. GACEU¹, A. DUMITER¹, C. CHIOREAN²

¹Université d'Oradea, Département de Géographie, tourisme et Aménagement du territoire, Roumanie, e-mail: gaceu@yahoo.com, aureliad_2000@yahoo.com

²Institut National de Météorologie, C.M.R. Banat-Crişana, S.M.A.C. Oradea, e-mail: cristina_rodica_chiorean@yahoo.com

Résumé: Cet article présente le potentiel climato-touristique de la ville d'Oradea d'après les observations climatologiques quotidiennes de la station d'Oradea de 1961 à 2003.

Mots-clés: potentiel climato-touristique, potentiel touristique, Oradea (Roumanie), méthode.

Abstract: The paper presents the climatic - touristic potential of Oradea City according to daily meteorological observation of the Oradea station from 1961 to 2003.

Key - words: climatic - touristic potential, touristic potential, Oradea (Roumanie), method.

Introduction

Depuis longtemps de nombreux indices et méthodes ont été élaborés dans le domaine de la climatologie touristique pour mettre en évidence le potentiel climato-touristique d'un pays. L'article ci-dessous présente les trois indices élémentaires les plus connus utilisés en climatologie touristique: l'indice climatique balnéaire de L. Burnet (1963), l'indice de R.M. Poulter (1962) et celui élaboré par G.H.Hughes (1967) appliqués au cas d'Oradea (Roumanie).

2. Le matériel et la méthode

L'étude s'appuie sur les données journalières des observations météorologiques (1961-2003) provenant de la station d'Oradea. Les données ont été traitées avec les indices élémentaires élaborés par:

- e) L. Burnet (1963), qui essaie d'évaluer la qualité de la saison touristique par la formule:

$$\text{ICB} = \frac{N}{T}, \text{ où:}$$

ICB – indice climatique balnéaire;

N – nombre de jours pluvieux;

T – température moyenne de l'air.

- f) R.M. Poulter (1962), qui a déterminé la qualité de la saison touristique d'après la relation:

$$\text{IS} = 18T + 0,167I - 0,2 P + 320, \text{ où:}$$

IS – indice de la saison;

T – température moyenne de l'air;

I – durée maximale de l'ensoleillement dans la période;

P – quantité de précipitations durant la période analysée;

320 – une constante.

- c) G.H. Hughes (1967) a élaboré la formule:

$$\text{Ih} = \text{Tx} + 0,045\text{I} - 0,2 \text{Pr}, \text{ où:}$$

Tx – moyenne des températures maximales enregistrées durant la période ;

I – durée maximale de l'ensoleillement pendant la période;

Pr – nombre de jours de pluie.

2. Résultats et discussions

2.1. *Le potentiel touristique de la ville d'Oradea*

La ville d'Oradea et ses environs disposent d'un important potentiel touristique, par ses conditions naturelles et d'origine anthropique et offrent aux touristes de nombreuses possibilités de récréation et de passe-temps, mais aussi d'amélioration de leur état de santé.

Situé à l'ouest de la Roumanie, au contact de Câmpia de Vest et des Dealurile de Vest, tout le long de la vallée de Crișul Repede, le pays dispose d'un potentiel touristique naturel offert aussi bien par la configuration du relief que par le climat tempéré continental, celui de l'ouest et du sud-ouest de l'Europe. Parmi les sources touristiques naturelles dont Oradea et ses environs disposent, on note ici l'importance particulière des eaux thermales. Maintenant celles-ci sont mises en valeur au maximum du point de vue touristique dans les environs de la ville, où ont été édifiées les stations balnéo-climatiques Băile Felix et Băile 1Mai.

La présence des eaux thermales est signalée autours de la ville d'Oradea depuis 1249, quand, dans un document de ce temps-la, est attesté le village Haieu, situé tout près des deux stations, sous le nom de Terra Hewye, c'est-à-dire « Eaux chaudes ». Pourtant la légende nous raconte que les eaux thermales ont été découvertes beaucoup plus tôt, par l'administration de l'Empire romain, et que son renom a atteint jusqu'à Rome. Néanmoins, leur exploitation touristique n'a à peine commencé qu'au XVIIème siècle.

La station Băile Felix est située dans le département de Bihor, à 7 km du centre de la ville d'Oradea et 22 km de la frontière avec la Hongrie – **Borș** ??, à une altitude de 140 m. On peut y arriver par E 79 (DN 76 Oradea- Deva) par les moyens de transport commun ou en auto, l'accès par la voie ferrée étant possible seulement en saison estivale, par la voie Oradea – Băile Felix (fig. 1).

Les premiers établissements de repos et traitement à Băile Felix font son apparition la depuis avant la première guerre mondiale, mais une activité touristique plus intense est signalée après 1918, quand on a édifié une nouvelle infrastructure touristique (fig. 2).



Fig. 1. Voie d'ensemble sur la station Băile Felix
(source: www.turismbailefelix.com)



Fig. 2 Source d'eau thermale à Băile Felix au début du XIX-ouXX ?ème siècle (source: www.turismbailefelix.com)

La station dispose de deux grands bassins: Bassin d'été et Bassin Apollon et de 5 piscines appartenant aux hôtels, où l'eau thermale, dont la température atteint 48-50⁰C, est employée pour le traitement de certaines maladies rhumatismales, neurologiques et gynécologiques, mais aussi pour l'agrément. La température élevée de l'eau, les établissements de repos et

traitement modernes ainsi que le climat favorable ont pour conséquence l'extension de la saison touristique tout au long de l'année.



Fig. 3. Etablissement de repos et de traitement à Băile Felix
(source : www.oradea-online.ro)



Fig. 4. Nymphéa thermal (*Nymphaea lotus var. thermalis*)
(source: www.oradea-online.ro)

Une attraction particulière est représentée pour les touristes par les nombreuses espèces de nymphéa, en particulier le nymphéa thermal, *Nymphaea lotus var. thermalis*, une espèce du Tertiaire, qui avait trouvé dans les eaux chaudes de la rivière Peța, qui traverse la station, les meilleures conditions de vie (fig. 4).

La station Băile 1 Mai est située tout près de la ville d'Oradea, à presque 9 km du centre de la ville. On peut y arriver sur la route européenne E79 (DN 76) ; à trois km d'Oradea, on peut prendre à gauche, la route vers Băile 1 Mai. L'eau thermale représente la principale source touristique de la station (32°C).

La station est connue depuis les XV- XVIIèmes siècles, sur le nom de Băile Episcopiei (Bains de l'évêché), mais elle ne connaît une réelle exploitation de ses ressources touristiques seulement que depuis 1927, date à laquelle on a construit des établissements de repos et de traitement qui emploient d'une manière efficace les eaux thermales minérales et le limon thérapeutique tiré des lacs naturels à eau thermale qui sont formés aux sources de la rivière Peța, où poussent aussi les nymphéas thermals (fig. 5). Ces eaux thermales et le limon sont employés au traitement des maladies rhumatismales, gynécologiques et neurologiques.

Le bassin à vagues représente l'attraction de la station, l'un des rares de ce type en Roumanie, sinon l'unique, qui fonctionne à présent sur un mécanisme mis au point par des ingénieurs autrichiens (fig. 6).

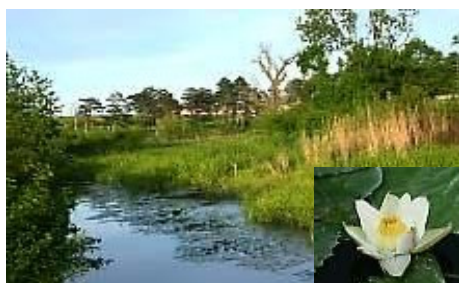


Fig. 5. Les sources de la rivière Peța et le nymphéa thermal (source: www.welcometoromania.ro)



Fig. 6. Le bassin à vagues de station Băile 1 Mai (source : www.welcometoromania.ro)

On peut mentionner aussi, comme partie de l'infrastructure de la station Băile 1 Mai, le bassin Vénus avec 14 piscines, tout comme les conditions modernes d'hébergement, hôtels et pensions agro-touristiques.

2.2. Le potentiel climato-touristique de la ville d'Oradea

En analysant le potentiel climato-touristique mensuel de la ville d'Oradea dans l'indice climatique balnéaire de Burnet (1963) on peut constater que c'est le mois d'août qui est le plus favorable (quand prédomine le temps cyclonique avec des températures élevées et peu de précipitations). Ce mois a un indice de 0,4, suivi de juillet avec un indice de 0,5 et juin et septembre un indice de 0,6 (tableau 1).

Tableau 1 : L'indice climatique balnéaire de Burnet à Oradea (1961- 2003)

Mois	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
ICB	-7,1	19,6	2,1	1,1	0,8	0,6	0,5	0,4	0,6	0,8	2,1	65,8

C'est en hiver qu'on a enregistré le potentiel climato-touristique le plus réduit (quand les nuages continus apportent des précipitations importantes et que les températures baissent) ; il s'agit de décembre avec un indice de 65,8, suivi par février avec 19,6 et janvier avec -7,1 (Tableau 1).

La formule de R.M. Poulter (1962) est plus complète parce qu'elle prend aussi en considération la durée d'insolation. Elle indique un potentiel climato-touristique plus élevé en juillet, quand l'indice est de 738,8 suivi par août avec 731,4, juin avec 699,8 et septembre avec 631,2 points. Pendant l'hiver le potentiel est plus faible enregistrant seulement 292,6 points en janvier, 322,5 en décembre et 340,6 en février (tableau 2).

Tableau 2 : L'indice climato-touristique de Poulter à Oradea (1961-2003)

Mois	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
IS	292,6	340,6	434,6	541,8	648,7	699,8	738,8	731,4	631,2	537,2	421,9	322,5

La formule de G.H. Hughes (1967) indique aussi les mêmes caractéristiques du potentiel climato – touristique, respectivement un plus grand potentiel au mois de juillet, 38,6 points, suivi par août avec 38,3 points, juin avec 34,9 points et septembre 30,3 points. Les mois les moins favorables sont ceux d'hiver, quand l'indice n'a que 2,4 points en janvier, 3,1 points en décembre et 7,2 en février (Tableau 3).

Tableau 3 : L'indice climatique balnéaire de Hughes à Oradea (1961-2003)

Mois	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Ih	2,4	7,2	15,5	23,2	31,6	34,9	38,6	38,3	30,3	22,8	11,1	3,1

En analysant le potentiel climato- touristique saisonnier (juin, juillet, août, septembre) on a constaté que la ville d'Oradea et ses environs disposent d'une ressource climatique particulière, parce que la valeur de l'indice climatique balnéaire de Burnet est inférieure à 3 pendant toutes les saisons chaudes de la période 1961-2003 dont la moyenne pluri annuelle est de 2,1. Selon cet indice une certaine aire a un potentiel climato- touristique plus élevé s'il a une valeur inférieure à 3, un potentiel satisfaisant si la valeur de l'index se situe entre 3 et 8, et si sa valeur est supérieure à 8, on considère que le potentiel est réduit. Les saisons les plus favorables du point de vue climato- touristique pendant 1961- 1992, sont celles pendant lesquelles on a enregistré 26 jours pluvieux (1961) et 27 (1992) pour les quatre mois caractéristiques de la saison estivale. La température moyenne de l'air dans cette période a été de 19,5°C en 1961 et 20,9°C en 1992°C (tableau 4, fig.7).

Tableau 4 : Valeurs des indices de Burnet (ICB), Poulter (IS) et Hughes (Ih) à Oradea (1961- 2003)

Ans	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974	1975
ICB	1,3	1,6	2,0	1,8	2,7	2,2	1,6	2,3	2,5	2,6	2,5	2,0	1,6	2,4	2,2
IS							842,0	760,0	760,8	766,5	778,1	767,1	804,6	702,7	770,8
Ih							540,5	470,6	472,1	449,5	487,0	454,7	473,0	367,8	466,2
Ans	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990
ICB	2,5	2,3	3,0	2,7	2,7	2,2	2,1	1,7	2,7	2,1	1,4	1,8	2,1	2,4	1,9
IS	760,6	773,4	701,0	721,6	721,6	765,8	791,6	789,7	767,6	768,9	794,0	821,7	784,0	743,6	791,4
Ih	482,6	462,5	452,7	447,3	437,0	452,5	497,8	477,2	478,6	472,4	522,2	526,0	468,5	400,4	497,2
Ans	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003		
ICB	2,0	1,3	2,5	1,7	2,0	2,7	2,1	2,7	2,1	1,4	2,8	2,3	1,4		
IS	790,2	849,7	805,8	854,6	794,4	699,0	740,9	733,1	802,2	856,1	731,2	791,5	864,4		
Ih	482,2	517,3	501,2	554,0	492,0	419,3	481,3	454,1	490,9	526,3	440,3	444,9	538,0		

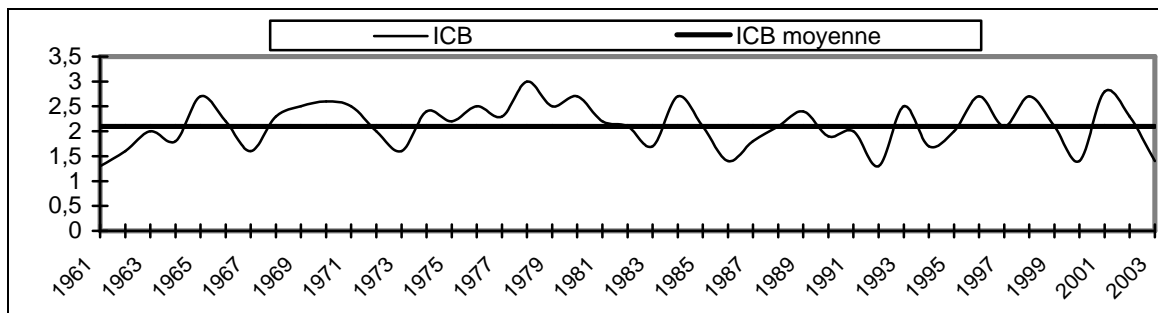


Fig. 7. Variabilité du potentiel climato-touristique pendant la saison estivale à Oradea (1961- 2003), mise en évidence par l'index Burnet

Des saisons estivales à potentiel climato- touristique élevé ont été enregistrées aussi en 1986, 2000 et 2003, quand l'indice de Burnet était de 1,4 (Tableau 4. fig. 7).

Le potentiel climato- touristique saisonnier élevé de la ville d'Oradea a été mis en évidence aussi par l'indice de Poulter (IS) et Hughes (Ih) qui, par rapport à l'indice de Burnet prennent en considération aussi la durée d'ensoleillement. Ainsi, conformément à l'indice de Poulter le plus grand potentiel climato-touristique a été enregistré pendant la saison estivale de 2003, quand la valeur de l'indice a atteint 864,4 points (tableau 4, fig.8), grâce à la température moyenne élevée: 21,2°C, à la grande durée d'ensoleillement: 1146, 4 et à de petites quantités de précipitations: 131,9mm.

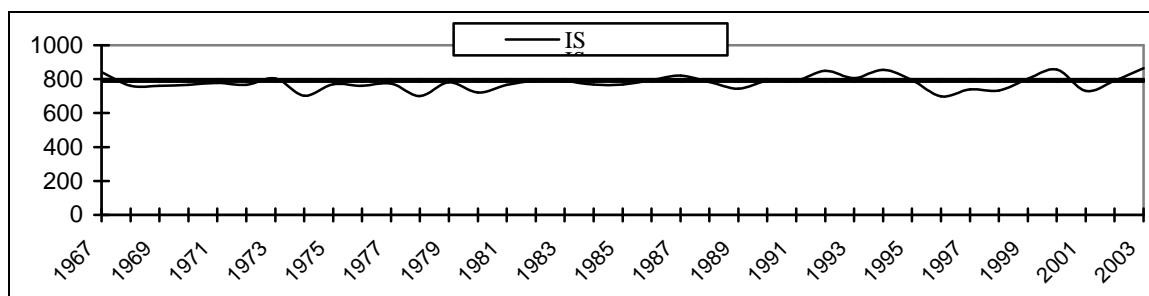


Fig. 8. Variabilité du potentiel climato-touristique pendant la saison estivale à Oradea (1967-2003) illustrée par l'indice de Poulter

D'autres saisons estivales à potentiel climato-touristique élevé se sont produites en 2000 et 1994, quand l'indice de Poulter a enregistré 856,1 et 854, 6 points.

L'indice de Hughes a marqué le plus grand potentiel climato-touristique pendant la saison 1994, quand on a enregistré 554 points (Tableau 4, fig. 9) avec la moyenne des températures maximales enregistrées pendant cette saison-là de 28,4°C, la durée d'ensoleillement de 1183,5

heures, la quantité totale de précipitations de 216,7 mm, et le nombre de jours pluvieux de 35 jours.

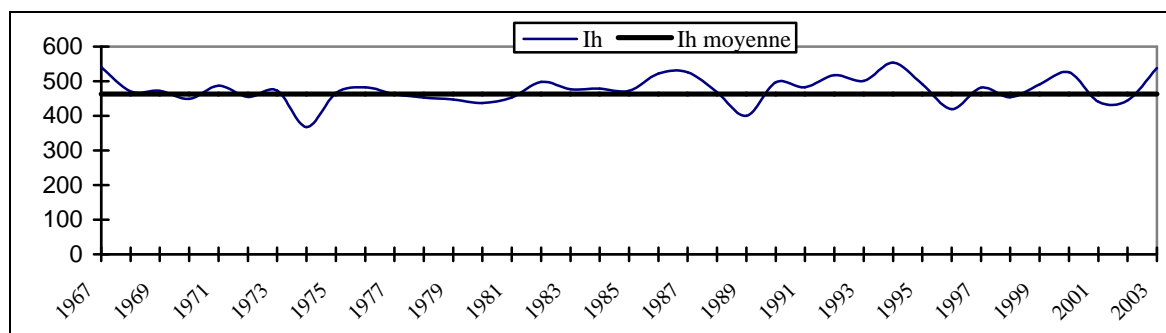


Fig. 9. Variabilité du potentiel climato-touristique de la saison estivale à Oradea (1967-2003) mise en évidence par l'indice de Hughes

D'autres saisons estivales à potentiel climato-touristique élevé ont été enregistrées en 1967, 1994 et 2000, quand l'indice de Hughes a atteint des valeurs de 540,5, 554,0 et 526,3 points (Tableau 4, fig. 9).

Conclusions

1. La ville d'Oradea et ses environs disposent d'un potentiel touristique naturel et anthropique tout particulier, mis en évidence par la configuration du relief, le climat tempéré continental modéré aux influences océaniques, les eaux thermales, le nymphéa thermal (une espèce du Tertiaire), les hôtels et pensions agro-touristiques modernes etc.

2. Le potentiel climato-touristique mensuel, saisonnier et annuel tout particulier est mis en évidence par les trois indices calculés.

3. Ces indices ne confirment pas le potentiel maximal pour les mêmes années (à cause de la diversité des formules de calcul), mais on distingue des valeurs très élevées pour 1967, 1994, 2000, 2003.

4. Les mois d'hiver présentent le potentiel climato-touristique le plus réduit, mais celui-ci est compensé par des eaux thermales dont la température ne descend jamais sous 30°C, raison pour laquelle les bassins de la ville et ceux des environs enregistrent un important flux touristique, leur activité se déroulant tout le long de l'année.

Références bibliographiques

- Burnet L., 1963: *Villégiature et tourisme sur les côtes de France*. Hachette, Paris, Bibliothèque des Guides Bleus, 484 p.
- Dragota C., Gaceu O., 2004: Le potentiel climato-touristique du littoral de la Mer Noire dans la saison d'été, *XVII^e Colloque international de climatologie. Actes du colloque*, 285-288.
- Hughes G.H., 1967: *Summers in Manchester*. *Weather*, t, XXII, 5, 199-200.
- Poulter R.M., 1962: *The next few summers in London*. *Weather*, t. XVII, 8, 253-257.

RISQUES METEO-HYDROLOGIQUES DANS LA VALLEE DU DANUBE ROUMAIN. LE CAS DES INONDATIONS D'AVRIL-MAI 2006

GRECU FLORINA⁽¹⁾, ZAHARIA LILIANA⁽¹⁾, TOROIMAC GABRIELA^(1,2), DOBRE ROBERT⁽¹⁾

⁽¹⁾ Faculté de Géographie, Université de Bucarest, Bd. Nicolae Balcescu N°1, Secteur 1, 70111 Bucarest, Roumanie, Tél : + 40-21-315 30 74/155, grecu@geo.unibuc.ro, zaharialil@yahoo.com, dobrotel@yahoo.co.uk

⁽²⁾ Universités des Sciences et Technologies de Lille, Avenue Paul Langevin, 5965, Villeneuve d'Ascq, cedex, France, Tél : +33(0)3 20 33 60 68, g.ioana-toroimac@ed.univ-lille1.fr

Résumé : Au printemps 2006 les secteurs moyen et inférieur du Danube ont été affectés par de fortes inondations qui ont produit des dégâts matériels très importants. Cet article se focalise sur les inondations qui ont touché gravement la vallée du Danube roumain en avril-mai 2006, région qui, par les particularités naturelles et l'importance socio-économique, présente une vulnérabilité élevée face aux risques météo-hydrologiques. Ces inondations sont expliquées avant tout par le contexte météorologique du bassin versant du Danube (les températures élevées de la période de fin mars – début avril qui ont déterminé la fonte rapide de la couche de neige, associées aux épisodes pluvieux amplifiant la vitesse de fonte de la neige) qui a engendré une forte crue dont les débits de pointe ont atteint, dans plusieurs cas, des valeurs historiques. L'ampleur des inondations a été augmentée par la rupture des digues de protection soumis plus d'un mois à la forte pression de l'eau.

Mots – clés : risques météo -hydrologiques, inondations, vallée du Danube roumain

Abstract : In spring, 2006 the lower and central sectors of the Danube were affected by significant floods which caused very important materials damages. This article focuses on the floods which seriously touched the Romanian sector of the Danube's valley in April-May 2006, area which, by the natural features and the socio-economic importance, presents a high vulnerability in front of meteo – hydrological risks. These floods are above all explained by the meteorological context of the catchment area of the Danube (the high temperatures of the period of the end of March - the beginning of April which determined a rapid snow, associated with the rainy episodes amplifying the speed of the snow melt) which generated an ample flood whose peak debits output reached, in several cases, of the historical values. The socio-economic impact of the flood was increased by the rupture of the dikes of protection subjected more than one month to the strong pressure of water.

Key words: meteo-hydrological risks, flood, Romanian sector of the Danube valley

1. Introduction

Le deuxième grand fleuve de l'Europe (après la Volga), le Danube unie l'Europe Occidentale à celle Orientale ayant une importance socio-économique et politique incontestable. Son bassin versant, allongé de l'ouest à l'est, s'étend sur 801463 km² (conformément à I.C.P.D.R.¹) et draine le territoire des 18 pays dont 10 sont arrosés directement par le fleuve (figure 1). La Roumanie s'encadre au secteur inférieur du bassin du Danube, elle détenant 29% de sa superficie (d'après ICPDR, 2005). Le fleuve parcourt en Roumanie ses derniers 1075 km (plus d'un tiers de sa longueur totale d'environ 2800 km) dont environ 800 km constitue la frontière naturelle avec la Serbie, la Bulgarie, la République Moldave et l'Ukraine (*Geografia Romaniei*, 2005). Du à la position géographique et aux caractéristiques naturelles de son bassin versant, la gestion des eaux du Danube suppose une bonne collaboration entre tous les pays riverains qui doivent partager les responsabilités dans ce domaine.

Cet article se focalise sur le secteur roumain du fleuve où, au printemps 2006, s'est produite la plus forte crue (comme débits et niveaux atteints) depuis le début des observations hydrologiques sur le Danube roumain (en 1840).

¹ Commission Européenne pour la Protection du fleuve du Danube.



Figure 1. Le bassin hydrographique du Danube.

2. La vallée du Danube roumain – une région vulnérable aux risques météo-hydrologiques

Les risques météo-hydrologiques dans la vallée du Danube roumain sont liés, à part les aléas, à ses particularités morpho-hydrologiques et à son importance socio-économique.

Conditions morpho-hydrologiques. Après la traversée des Carpates par la gorge des Portes de Fer, la vallée du Danube s'allonge entre le Plateau Prébalcanique et le Plateau de Dobroudja (côté droit) et la plaine roumaine (côté gauche). En amont de Calarasi, le lit mineur, bien méandré, s'étale en largeur de 500 m jusqu'à 1500 m. Le talweg y est supérieur à 0 m d'altitude absolue, tandis qu'en aval le profil en long du lit descend au-dessous de 0 m par endroits, jusqu'à -30 m d'altitude absolue. En fonction de la position du talweg, la profondeur moyenne de l'eau varie de 4 à 10 m. La profondeur maximale atteint 16 – 17 m entre Giurgiu et Oltenita. La pente faible de la rivière (entre 0,03 et 0,08 ‰) détermine des vitesses d'écoulement inférieures à 2 m/s (Geografia vaii Dunarii romanesti, 1967). Entre la pente et la largeur du lit mineur il y a une corrélation inverse avec un rôle important dans la propagation de la crue. Une bonne corrélation entre la pente et la largeur du lit mineur au niveau moyen multi-annuel caractérise le secteur situé entre les confluences du Danube avec ses affluents Olt – Arges – Mostistea.

Le long du Danube roumain, le lit majeur a une largeur variable, de moins d'un km à plus 10 km (la largeur maximale atteint 30 km dans le secteur d'embranchement compris entre Calarasi et Braila), tandis que son altitude relative baisse progressivement le long du fleuve (en aval d'Oltenita elle dépasse de 3 m seulement le niveau moyen du Danube). La morpho-hydrologie actuelle du lit majeur a été fortement modifiée anthropique par des travaux hydrotechniques et hydro-amélioratives (digues, enceintes inondables, etc...), avec des répercussions sur la dynamique de la rivière qui pourraient aggraver le risque d'inondation.

Le lit majeur du Danube est bordé par plusieurs niveaux de terrasses dont le nombre baisse progressivement de l'ouest à l'est. La plus récente allonge tout le long du fleuve entre Bazias et Braila. Ses altitudes varient de 5-6 m à 12-13 m. Plusieurs villes et villages se sont développés sur son plateau. Ultérieurement ils sont descendus aussi dans le lit majeur, étant soumis ainsi au risque d'inondation (Greco et al, 2006).

Particularités des crues. Dans le secteur roumain, le Danube atteint généralement les débits de pointe, dont les plus élevés engendrent des crues et des inondations, durant le printemps et au début de l'été, conséquence des pluies abondantes associées à la fonte de la neige dans les zones alpines et carpatiques. La majorité des crues ont, donc, une origine

pluvio-nivale. L'analyse des plus fortes crues affectant le secteur roumain du Danube montre qu'il existe 2 manières typiques de formation : i) crues de type I qui se forment sur le Danube supérieur et dont l'ampleur s'atténue dans le secteur inférieur, où les affluents n'ont pas des débits importants (la plus récente et forte crue de ce type s'est produite en 1981, quand le débit du fleuve a atteint 14800 m³/s à l'entrée en Roumanie – à Bazias, tandis qu'à Isaccea, avant le delta, le débit a été de 14500 m³/s) ; ii) crues de type II qui se forment dans le bassin supérieur et dont les amplitudes augmentent dans le secteur inférieur comme effet des contributions importantes des affluents du secteur moyen (Save, Tisza) et aussi des affluents roumains; c'est le cas de la crue d'avril 2006 quand à Bazias le débit du Danube a enregistré 15800 m³/s et à Isaccea il a augmenté à 16900 m³/s (Serban *et al.*, 2006).

Le régime hydrologique actuel du Danube est influencé par des travaux hydrotechniques et des usages de l'eau. Dans le secteur roumain, les travaux avec le plus fort impact sur le régime d'écoulement du Danube sont ceux d'endiguement (qui ont arrêté la liaison entre le fleuve et sa plaine inondable qui jouait un rôle de soupape durant la période des hautes eaux) et les barrages réservoirs (Les Portes de Fer I et Les Portes de Fer II) qui parmi d'autres fonctionnalités, assurent l'atténuation des crues.

Importance socio-économique. Actuellement, au bord du Danube roumain s'allongent environ 250 localités (y compris celles du Delta du Danube), dont 19 villes. Parmi elles, 12 localités sont emplantées dans l'espace du lit majeur, tandis que le reste se trouve au contact avec la première terrasse. La population totale de cette région dépasse 1500000 habitants, dont 2/3 sont représentées par la population urbaine (*Geografia Romaniei*, 2005). Les principales activités économiques sont l'agriculture (cultures agricoles, élevage, pisciculture) pour les villages et les activités portuaires, commerciales et industrielle pour les villes. La vulnérabilité au risque d'inondation de cette région, où la vie socio-économique est fortement liée au fleuve et à son lit majeur, est élevée malgré les mesures de protection (digues, enceintes inondables) qui, dans les cas des aléas très rares (comme celles de 2006), deviennent inefficaces, même dangereuses.

3. Contexte météorologique associé aux inondations d'avril – mai 2006

Les inondations qui ont affecté la vallée roumaine du Danube en avril-mai 2006 ont eu comme cause déterminante les conditions climatiques de la période février – mai, qui ont engendré une crue très forte, dont l'amplitude a augmenté progressivement du secteur supérieur vers le secteur inférieur du Danube. Les principales causes de cette crue ont été :

- la présence dans les zones montagneuses du bassin versant du Danube (dans les Alpes et les Carpates) d'une couche de neige de jusqu'à 2-3 m d'épaisseur (Serban *et al.*, 2006). Conformément à NASA Earth Observatory (2007), une couche significative de neige couvrait l'Europe Centrale au mi-mars ;

- les températures élevées de la période de fin mars – début avril, dont les valeurs ont atteint 12 – 14°C pour la plupart du bassin versant du Danube, en favorisant la fonte rapide de la neige; comme la figure 2 le montre, le 27 mars 2007 une masse d'air tropical touche l'Europe de l'Ouest et Centrale en déterminant l'augmentation des températures dans le bassin supérieur du Danube ;

- les précipitations liquides en plusieurs épisodes, associées à la fonte de la neige, qui ont amplifié la vitesse de fonte et finalement les débits. Une situation météorologique de thalweg a caractérisé l'Europe de l'Ouest durant la première moitié du mois d'avril 2007. La Météo Suisse (2007) confirme l'existence d'un taux élevé d'humidité à la rencontre d'une masse d'air chaud et humide qui se déplaçait de la Méditerranée au nord et d'une masse d'air froid et sec provenant du nord-ouest. Plus de 80 mm de précipitations sont tombés entre le 1^{er} et le 16

avril 2007 en Serbie – Monténégro, en Bulgarie, au SO et au NE de la Roumanie alimentant les débits déjà élevés du Danube et de ses affluents (figure 3).

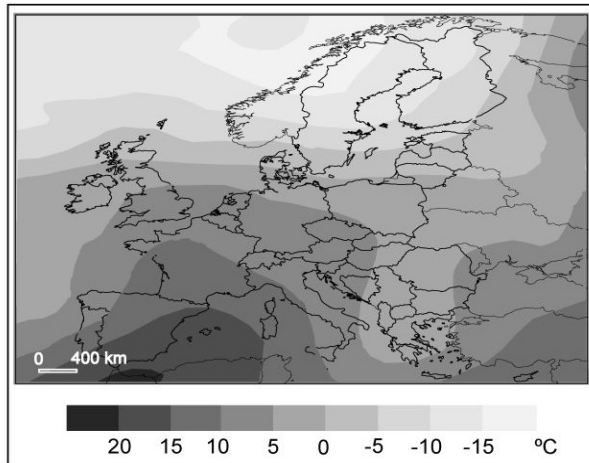


Figure 2. Température de l'air sur l'Europe au géopotential de 850 hPa le 27 mars 2006 (retravaillée d'après www.wetterzentrale.de, 2007).

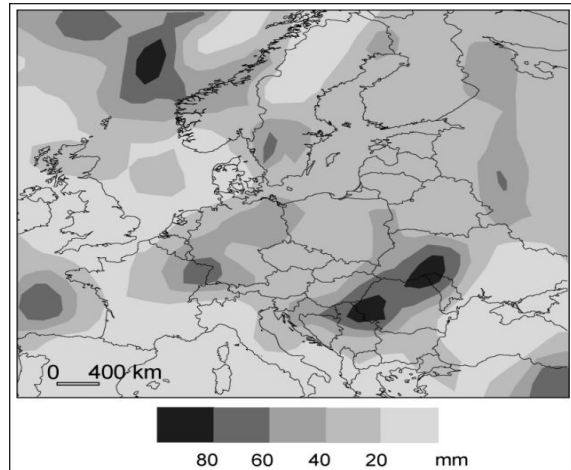


Figure 3. Quantité de précipitations tombées sur l'Europe pendant la période du 1er au 16 avril 2006 (retravaillée d'après la carte de reanalyses NCEP de NOAA, 2007)

4. Réponse hydrologique

Le long du Danube roumain (aussi bien que dans le secteur moyen) se sont produites des crues dont les débits de pointe ont été parmi les plus élevés jamais enregistrés, avec une probabilité de dépassement de 1% (Baciu *et al.*, 2006). La crue produite sur le Danube a été de type lent, car elle s'est déroulée durant environ deux mois (entre mi-mars et mi-mai) (figures 4 et 5). Le débit maximum à l'entrée en Roumanie (à la station de Bazias) a été atteint le 15 avril 2006 et a été de 15800 m³/s, la plus élevée valeur de la série des données de Bazias, qui date depuis 1840. Pour la plupart des stations les débits d'avril 2006 ont été les plus importants enregistrés depuis l'endiguement du Danube, supérieurs même à ceux enregistrés lors des autres crues majeures, comme celles de 1970 et 1981. L'augmentation des débits a eu comme conséquence la montée du niveau de l'eau qui a dépassé les cotes d'inondations de plus de 2 m (tableau 1).

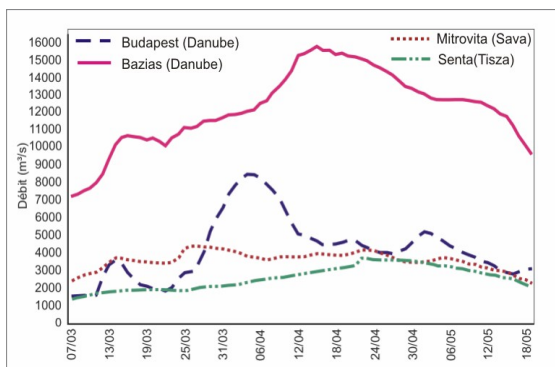


Figure 4. L'évolution des débits du Danube et de ses affluents Tisza et Sava durant la crue du printemps 2006 (retravaillée d'après Baciu *et al.*, 2006)

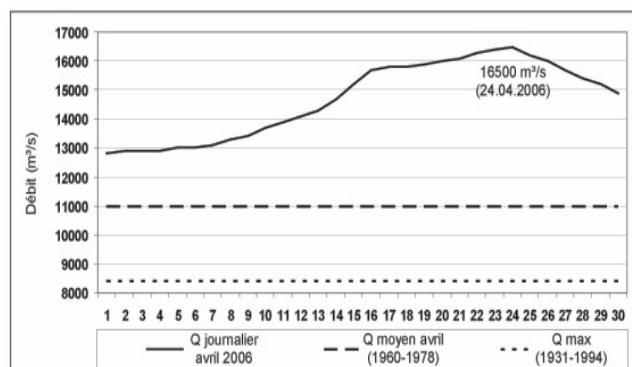


Figure 5. Evolution des débits du Danube en avril 2006 à la station hydrométrique d'Oltenita

Les débits enregistrés ne reflètent pas tout à fait la valeur réelle du débit produit, car des volumes d'eau se sont écoulés dans des espaces inondables et même non-inondables par des brèches naturelles et contrôlées.

N°	Station hydrométrique	2006				1970	1981
		Q _{max} (m ³ /s)	H _{max} (cm)	Date	Dépassement de CI (cm)	Q _{max} (m ³ /s)	Q _{max} (m ³ /s)
1	Gruia	15800	899	16.04	199	13900	14700
2	Bechet	15825	845	23.04	245	13830	14250
3	Tr. Magurele	16500	790	24.04	240	14940	14400
4	Giurgiu	16500	822	23.04	182	14930	15000
5	Oltenita	16500	809	24.04	179	14640	14600
6	Calarasi	15760	737	23.04	117	15800	14800
7	Braila	14670	699	26.04	89	15000	13700
8	Isaccea	14325	524	27.04	114	18000	14500

Q_{max} = Débit maximum ; H_{max} = Niveau maximum ; CI = Cote d'inondation

Tableau 1 – Débits et niveaux maximaux du Danube roumain enregistrés en avril 2006 et les débits enregistrés lors des crues de 1970 et 1981 (d'après Baciu *et al.*, 2006)

5. Conséquences socio-économiques

La crue d'avril – mai 2006 a produit le long de la vallée roumaine du Danube des inondations qui ont provoqué des dégâts matériels importants. La cause majeure des inondations a été le débordement et notamment la rupture des digues de protection, suite au dépassement de jusqu'à 127 cm des niveaux de projection des digues pendant 20-35 jours, ce qui a déterminé des fortes pressions sur les digues et leur affaiblissement par humidification et subfusion. Il y a eu 8 brèches naturelles et 2 contrôlées qui ont permis l'accumulation d'un volume total de 1486 mil. m³ d'eau (dont 1238 mil. m³ par des brèches naturelles) dans des espaces inondables sur 73144 ha (dont 57501 ha par les brèches naturelles).

Les inondations ont affecté 156 de communes (villes et villages) situées le long du Danube, en détruisant complètement 396 maisons, tandis que plus de 2000 maisons ont été affectées. Environ 16000 personnes ont été évacuées. Les eaux ont inondé 81551 ha de terrain, dont 58595 ha de terrain arable, 17431 ha de pâturages et 5524 ha de forêts. Plus de 500 km de routes et 44 ponts ont été avariés (Mihailovici *et al.*, 2006).

Parmi les villages les plus fort touchés par les inondations nous mentionnons : Rast, Bistret, Macesu de Jos, Bechet, Spantov, Chiselet, Manastirea. L'eau a couvert aussi les zones basses des villes (Turnu Măgurele, Giurgiu, Oltenita, Calarasi, Braila...) correspondant principalement aux zones portuaires, industrielles et d'agrément. La figure 6 illustre les périmètres inondés du secteur Giurgiu-Calarasi où les particularités morphologiques du lit mineur et du lit majeur ont favorisé le débordement du fleuve en provoquant de forts dégâts notamment pour les périmètres bâtis. Les communes de Chiselet, de Manastirea et de Spantov ont été les plus affectées suite à leur emplacement dans le lit majeur qui a, dans ce secteur, des largeurs réduites (moins de 7 km) et une altitude relative d'environ 3 m par rapport au niveau moyen du Danube. C'est le cas de la commune de Spantov, détruite à peu près entièrement.

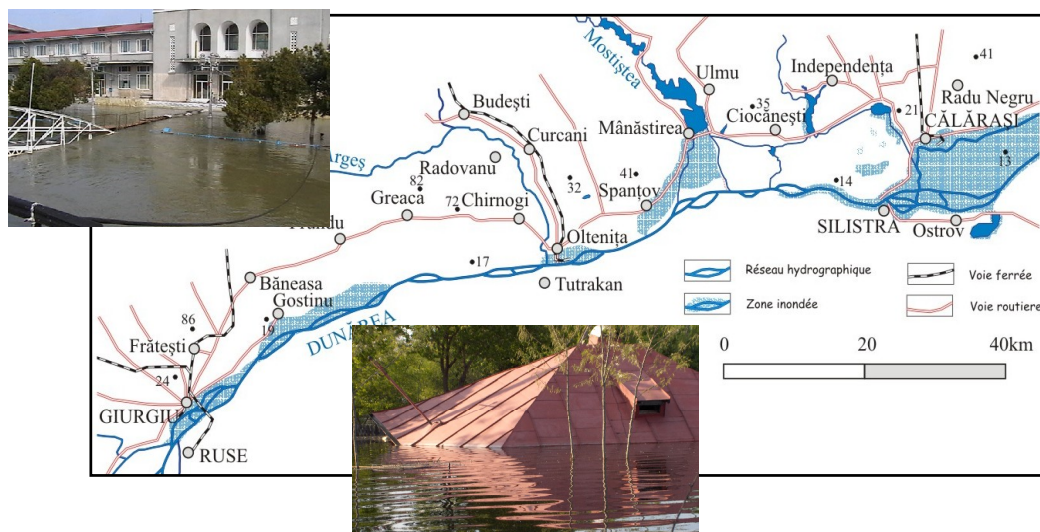


Fig. 6. Les périmètres inondés du secteur Giurgiu-Calarasi

6. Conclusion

La vallée du Danube roumain présente une vulnérabilité élevée face aux risques météoro-hydrologiques comme conséquence de ses contraintes naturelles et de son importance socio-économique. Cela a été mis en évidence lors des inondations d'avril – mai 2006, qui, par les dégâts produits, s'inscrivent parmi les plus graves événements hydrologiques extrêmes qui ont affecté cette région. Le rôle de l'aléa météo-hydrologique dans la genèse de ces inondations a été amplifié par l'action humaine, notamment par les constructions et les activités économiques développées dans des zones inondables. Les événements ont démontré que les digues ne sont pas toujours une mesure efficace de protection contre les inondations, car, dans le cas des aléas météo-hydrologiques de fréquence rare, leur rupture amplifie les effets. Dans la gestion du risque d'inondation, à part le développement des mesures de prévision des aléas météo-hydrologiques, il faut élargir l'utilisation des mesures non-structurales.

Bibliographie

- Baciu O., Anghel A., Frimescu L., Corbus C., Ciobotaru D., Matreata M., Simota M., 2006 : Elaborarea prognozelor hidrologice pe Dunare in perioada viiturii din intervalul aprilie – mai 2006, *Hidrotehnica*, vol. 51, nr. 5, pp. 21 – 30.
- Grecu F., 2006, *Hazarde si riscuri naturale* : Ed.Universitară, Bucuresti, 222 p.
- Grecu F., Comanescu L., Dobre R., Toroimac G., Ghita C., Carciumaru E., Sacrieru R., 2006 : Morphohydrologic unbalance impact on archeological sites. Romanian Plain case studies, communication a Colloque International *Aspects Geoarheologiques des rivieres et des plaines alluviales*, Gent univ., Belgium, 22-24 sept. 2006, in press.
- Mihailovici J.M., Gabor O., Patru S., Randasu S., 2006 : Solutii propuse pentru reamaneajarea fluviului Dunarea pe sectorul romanesc, *Hidrotehnica*, vol. 51, nr. 5, pp. 9 – 20.
- Serban P., Galie – Serban A., Buta C., 2006: Analiza viiturii produsa pe Dunare in perioada aprilie – mai 2006, *Hidrotehnica*, vol. 51, nr. 5, pp. 3 – 8.
- *** 1969 : *Geografia vail Dunarii romanesti*, Ed.Academiei, Bucuresti, 782 p, Anexa de harti, XXVI planse.
- *** 2005: *Raport General al Bazinului hidrografic la Dunarii 2004*, ICPDR,
- *** 2005 : *Geografia Romaniei, vol.V*, Ed Academiei, Bucuresti, 968 p.
- *** Météo Suisse, 2007 : www.meteosuisse.ch.
- *** National Aeronautics and Space Administration, 2007 : <http://modis-snow-ice.gsfc.nasa.gov>.
- *** Wetterzentrale, 2007, <http://www.wetterzentrale.de>.

PEDAGOGIE ET TOURISME DANS LES TOURBIERES, LES ASPECTS CLIMATIQUES

F. GREGOIRE*, J. CANIVE**

*Centre de Biogéographie Ens-Lsh Umr 5600 CNRS 15 parvis René Descartes F-69007 Lyon

mel : Fabrice.Gregoire@ens-lsh.fr

**Adree 1 chemin du Pont de la Planche BP 19 Barenton-Bugny F-02930 Laon cedex 9

mel : j.canive.adree@naturagora.fr

Résumé : *L'équipe de l'Ens-Lsh mène depuis plus de trente ans des recherches sur les tourbières doublées d'une activité de communication dans les domaines universitaires et grand public, en raison du soutien financier local des collectivités territoriales.*

Les caractéristiques climatologiques de stations biologiques de grande échelle ont été explorées dès les années 60 dans la région de Laon (Marais de Cessières). Les tourbières, à part leurs caractéristiques spécifiques et leur position topographique, ont montré des microclimats très contrastés par rapport au climat local, avec notamment des gels en saison estivale. Des observations dans le sol permettent de suivre les variations thermiques à long terme.

Plus récemment, le rôle présumé des zones humides sur la régulation des eaux a permis de développer également de nouvelles recherches.

Les recherches sur les tourbières d'Ardèche ont été développées depuis 2003 en collaboration avec le gestionnaire naturaliste. Les recherches portent essentiellement sur les aspects hydrologiques.

Ces résultats sont exposés sur le terrain. Sur les sites du Laonnois, ce sont des itinéraires à thèmes qui ont été tracés. En Ardèche, la communication se fait lors d'évènements comme les journées Natura 2000.

L'attention du public varie en fonction du contexte local :

- dans les régions à bonne disponibilité en eau (Laonnois), ce sont surtout les caractéristiques thermiques qui sont le centre d'intérêt,
- dans les régions à forte variabilité pluviométrique, ce sont les rapports entre les précipitations et le milieu qui sont le point majeur,
- le réchauffement n'est pas, sans doute en raison du caractère rural de ces sites, un centre de grand intérêt.

Mots-clés : *pédagogie de terrain, climat local, ressource en eau, climat des tourbières*

Abstract : *Ens-Lsh research group has been leading mire researches for more than 30 years, about communication activity in fields university as well public audience thanks to local financial support.*

Climatic features of large scale biological stations have been explored at the early 60's in Laon region (Cessières bog). Mires, apart from their specific features and topographic position, exhibit microclimates very different from local ones, particularly frost during summers. Ground temperature measures allow a long term survey. Recently, the influence of wetlands on water regulation has provoked new type of researches.

In Ardeche, mire researches have developed since 2003, mostly on hydrology, in collaboration with naturalist manager researches are concerned with hydrological aspects. Results are exposed on the field. In the Laon region, thematic paths have been established. In Ardeche, communication is done during specific events as Natura 2000 animations.

Public attention vary as a fonction of local context :

- in good water availability regions (Laonnois), thermal features are the focus,
- in high precipitation variability regions, relations between ecosystem and rain is the main discussion subject,
- global or local warming is not, probably due to rural characteristics of these sites, an important issue.

Key Words : *field pedagogy, local climate, water availability, mires climate*

Introduction

Le Centre de Biogéographie-Ecologie de l'Ens-Lsh s'est investi depuis plus de trente ans dans une recherche de terrain à échelle stationnelle et a développé dans le même temps une pédagogie de terrain à destination des universitaires comme des autres usagers de la nature.

Dans une première partie, nous développerons la manière dont cette recherche a évolué au cours de cette période et les raisons pour lesquelles elle s'est accompagnée d'une stratégie de communication aussi bien vers le milieu de l'enseignement supérieur et de la recherche que vers le grand public. Nous présenterons également la manière dont les tourbières ont pris une

place tout à fait particulière dans nos investigations.

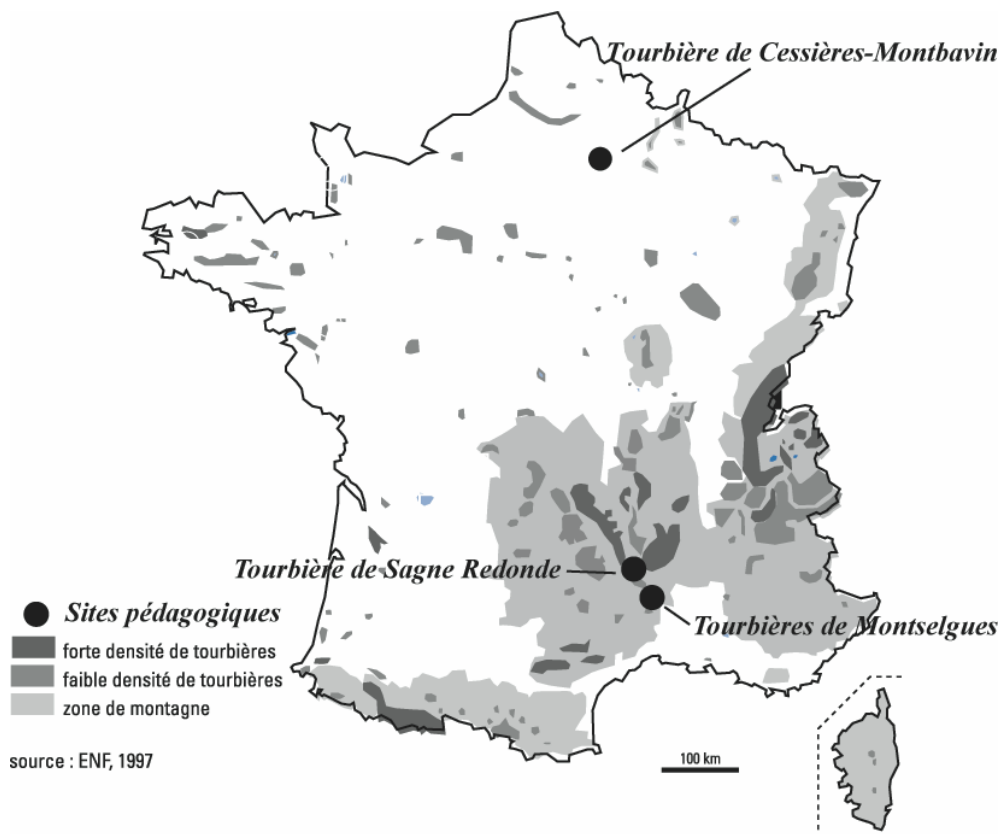
Dans une deuxième partie, nous présenterons les types de partenariat qui ont permis de mettre en place de manière durable, et nous nous interrogerons sur cette durabilité, les modalités d'accueil des différents publics.

Dans un troisième temps, nous tenterons de donner quelques éléments sur ce à quoi le public non spécialiste est sensible dans ces présentations de terrain, aussi bien à l'échelle du site que d'une manière plus générale.

Les terrains d'étude sont situés dans deux régions (fig.1):

- le Laonnois, qui est notre site historique,
- le plateau ardéchois, où nous travaillons depuis quelques années seulement.

Figure 1 – Sites pédagogiques pour la climatologie des tourbières



1 Du laboratoire au terrain et du spécialiste au visiteur local

1.1 Le site de Cessières

A l'origine des recherches entreprises à Cessières, il y a, dans un mouvement d'ensemble des biogéographes français à la fin des années 60, le désir de travailler à une autre échelle, plus grande, sur des territoires plus petits, pour rendre compte de la diversité des situations et des groupements végétaux (Elhaï, 1968, Bournérias, 1996). Le site de Cessières présente un échantillonnage très rare et très complet des différents groupements végétaux des plaines du nord du Bassin Parisien. C'est à ce titre qu'il a été choisi.

La tourbière de Cessières est l'un des éléments du site qui a été le plus l'objet d'attention, d'une part en raison de la rareté d'une tourbière acide au milieu de tourbières alcalines,

d'autre part en raison de caractères climatiques affirmés, pluviométrie plus élevée qu'en plaine, gels en juillet et août, systématiques au niveau du sol, réguliers sous abri météorologique (-3°C fin août 2006 sous abri au sol, $-0^{\circ}5$ au niveau météorologique).

La valorisation pédagogique est intervenue très rapidement. Elle correspond à l'émergence, dans l'Aisne, d'une politique départementale en matière d'environnement à partir du début des années 1970. C'est le moment où sont créés, en partenariat avec le Conseil Général, le CPIE de Merlieux et le Centre de recherches de Cessières.

A cette époque, les zones humides sont à peu près ignorées et les tourbières, autrefois lieux d'usages intensifs, complètement ignorées, sauf par les chasseurs et les naturalistes qui commencent à alerter les pouvoirs publics sur la disparition de ces milieux. Les aspects climatologiques sont alors valorisés de manière à souligner leur caractère exceptionnel. Le rôle des tourbières dans le fonctionnement hydrologique, par ailleurs très mal connu, est mis en avant, et le site de Cessières connaît un suivi piézométrique particulièrement important (239 piézomètres sur une superficie de 10 hectares).

Avec la reconnaissance du rôle des zones humides, dans les années 1980 (Ramsar, 1971, ratifiée par la France en 1986) et surtout à partir du vote de la loi sur l'eau (1992), les recherches vont changer d'orientation et, notamment dans le cadre de programmes nationaux (PNRZH), utiliser des protocoles communs à un échantillon de sites. Ces protocoles restent simples : les spécialistes, hydrogéologues par exemple, ne travaillent pas volontiers sur l'objet tourbières, et ce sont souvent des non-spécialistes qui les utilisent.

Le point focal des recherches est alors la bonne connaissance du cycle de l'eau. Les étudiants et le grand public sont désormais mieux informés des enjeux environnementaux. La gestion de ces espaces devient également un thème important et la question du faire revient beaucoup plus souvent ; le climat est un des éléments du choix des procédures.

1.2 Les sites d'Ardèche

L'approche sur ces sites, effectuée plus récemment, est influencée par le changement de regard récent sur les zones humides. Nous sommes ici dans la position d'assistance scientifique à un gestionnaire, le Conservatoire Régional des Espaces Naturels Rhône-Alpes et non dans une position mixte comme celle de Cessières où nous expérimentons des modes de gestion.

La demande formulée par le gestionnaire est clairement celle du fonctionnement hydrique et des caractéristiques pédologiques ; il s'agit de l'aider à gérer l'eau. C'est l'un des deux aspects récurrents dans la gestion naturaliste des tourbières, l'autre étant la gestion du boisement, ces deux aspects étant souvent, dans la réalité ou dans la perception, intimement liés, surtout lorsqu'il s'agit de résineux.

Nous avons donc orienté nos recherches sur ces deux volets, hydrologie et pédologie, sur deux sites, une tourbière de maar (site de Sagne Redonde, commune de Lanarce) et une tourbière de plateau (site des Narcettes, commune de Montselgues).

Sur les deux sites, nous avons installé une station climatologique élémentaire, avec mesure des précipitations et des températures sous abri météorologique, conjointement avec des mesures piézométriques.

Dans les deux cas se pose la question de la communication vers le public (Coïc, 2001). La plupart des financeurs demandent que soit assuré un retour d'informations vis-à-vis de la collectivité. Il en est de même pour les programmes auxquels nous participons : nous devons, dans le cadre de la convention, effectuer des restitutions de nos travaux au niveau local. Cette obligation n'est pas une contrainte, mais une aubaine pour travailler sur la perception des tourbières.

2 Les modes de communication et les partenariats locaux

Ils sont très différents selon les sites et leur historique. Nous décrivons surtout ceux qui concernent le grand public, ce qui ressort de la communication universitaire est organisé en fonction des thèmes de l'enseignant-chercheur. Ce qui est présenté au grand public est de notre choix et d'une démarche pédagogique. Il est fréquent d'ailleurs que, pour des étudiants en stage de découverte, ce soit simplement l'information grand public qui soit reprise.

2.1 *Les itinéraires pédagogiques et didactiques de Cessières*

C'est sur le principe d'itinéraires guidés traversant différents écosystèmes que sont conçus les itinéraires. Il y en a deux, un sur les collines qui dominent Cessières, un dans les fonds où se trouve la tourbière.

L'itinéraire du fond part d'une pelouse sèche entourée de landes fortement boisées. Cet espace sert d'impluvium pour la nappe de la tourbière. Il parcourt des espaces boisés, autrefois en pâtures. Il arrive ensuite sur la lande qui borde la tourbière. C'est là qu'ont lieu, avec éventuellement une lecture de thermomètre pédagogique, les explications sur le fameux « micro climat de Cessières » avec ses gels d'été (Grégoire, 1994), montrant la différence entre effets topoclimatologiques-descente d'air froid- et microclimatologiques – refroidissement local. Le parcours se termine dans la tourbière où il est plus question d'eau, précipitations et circulation aérienne et souterraine.

Ces itinéraires ont été tracés en partenariat avec le Conseil Général de l'Aisne. Il n'est pas indifférent de savoir qu'à l'origine, cette initiative était celle du Comité de Tourisme de l'Aisne qui, en contrepartie de cet effort, nous hébergeait dans une propriété d'un hectare et finançait un poste pour nous aider dans notre activité de recherche. C'est grâce à ce partenariat que nous avons pu pérenniser notre présence dans l'Aisne. Elle prend aujourd'hui d'autres formes, avec la labellisation APTU (Atelier Permanent Territorial Universitaire) et la mise en libre parcours des itinéraires, sauf lors de manifestations spécifiques (Journées de l'Environnement).

2.2 *Le parcours des sites d'Ardèche*

Deux cas de figure bien différents se présentent. Dans l'un des cas, sur le village de Montselgues, il y a une tradition pédagogique dans laquelle il est facile d'insérer des considérations climatologiques. Dans l'autre, à Lanarce, tout est à faire.

A Montselgues, nous bénéficions de la présence d'un centre de découverte de l'environnement, l'association La Fage, qui a fait des tourbières du plateau son point fort. C'est essentiellement au travers du discours de l'animatrice que se fait la communication. Elle se fait également au cours d'interventions ponctuelles comme des événements Natura 2000, avec des rendez-vous de terrain, ou des comités de suivi de sites qui se passent plutôt en salle. Nous ne sommes pas encore dans la régularité de ce qui se fait à Cessières, mais nous sommes en train de mettre sur pied un centre de ressources qui pourra pérenniser ces modes de restitution locaux.

3. Ce qui est perçu en matière de climat

3.1 *Les températures à Cessières et à Sagne Redonde*

Les températures extrêmes relevées à Cessières ont longtemps constitué une curiosité locale. Certains visiteurs s'imaginent arriver sur un lac gelé. Il faut alors préciser cette notion de microclimat, l'influence des conditions nocturnes de rayonnement, ce qu'on entend par gel potentiel. La comparaison avec ce qui se passe lors des gels tardifs dans le vignoble champenois, tout proche, est généralement bien comprise. Il en est de même pour la notion de variations très locales des caractères climatiques.

L'un des sites d'Ardèche, celui de Sagne Redonde, est un véritable creux à gel, avec des minima régulièrement inférieurs de plusieurs degrés (jusqu'à 7°C) à ceux des stations les plus proches, mais, de toutes manières, nous sommes dans une montagne rude, pas en plaine et cela n'étonne pas grand monde.

3.2 L'eau des tourbières

Dans les deux régions, c'est un point qui intéresse particulièrement les visiteurs. D'où vient l'eau, combien pleut-il ? Comment se passent les échanges entre le bassin versant et la tourbière ? quel est le rôle de la végétation ? Comment circule l'eau dans la tourbière ? Comment se fait-il qu'on se mouille les pieds alors qu'il n'a pas plu depuis des semaines ? Ce sont autant de questions qui donnent lieu à de multiples échanges. Le point de vue n'est pas le même selon les sites. Sagne Redonde est parcouru de fossés d'exploitation remplis d'eau libre, Cessières est fortement hydromorphe, les tourbières des Narcettes s'assèchent fortement en été.

3.3 Les tourbières et l'eau

Dans les régions à bonne disponibilité en eau comme le Laonnois, la question des risques liés au manque d'eau ne se pose en général pas, sauf récemment, ce qui est paradoxal car nous sortons d'une période, qui va de 1998 à 2002, où nous avons connu des crues extrêmement importantes dans les tourbières. D'une manière générale, cependant, le fait que nous soyons dans une zone rurale fait que le public que nous recevons est coutumier des caprices du climat.

En Ardèche méridionale, il en va tout autrement. L'irrégularité des précipitations fait que l'état hydrique des tourbières prend une signification particulière. C'est l'occasion de parler du régime des précipitations, d'évoquer les records qu'on relève à la station proche de Loubaresse ou, plus loin, à l'Aigoual, de constater la longueur des périodes sans pluie ou au contraire la violence des abats d'eau, et la manière dont les tourbières réagissent à ce régime.

3.4. Le réchauffement climatique

En règle générale, le réchauffement climatique, dont il est a priori facile de parler à propos des tourbières, n'est pas une préoccupation majeure de nos visiteurs, essentiellement parce que d'autres faits généralement nouveaux et mal connus sont présentés sur le terrain, mais aussi parce que nous sommes dans des secteurs ruraux où la variabilité climatique est plus communément admise. C'est surtout la sécheresse qui semble être le souci principal, mais, sur le long terme, nous avons, notamment en Laonnois, fait autant de présentations de terrain lors de séquences d'années pluvieuses que lors de séquences d'années sèches (Grégoire, 1993); ce souci apparaît de ce fait très circonstanciel.

Conclusion

La communication de terrain est irremplaçable dans l'expérience du chercheur. Le fait de s'adresser à un public non spécialisé, en complément de l'enseignement universitaire, oblige à une autre approche et permet d'acquérir des éléments d'information locale précieux.

La région dans laquelle se fait la visite, le type de tourbière, la personnalité de l'animateur sont des facteurs qui vont influencer sur le discours tenu et sur les points d'intérêt des visiteurs.

Les aspects climatologiques développés dans le cadre de la présentation des tourbières intéressent vivement les visiteurs qui sont accessibles à un langage spécialisé et perçoivent bien les relations entre la connaissance climatologique et la gestion écologique.

Bibliographie

- ELHAI (H.) 1968. *Biogéographie*. Paris : Armand Colin, 407 p.
- BOURNERIAS M., SAJALOLI B., SIMON L., ARNOULD P., GREGOIRE F., WICHEREK S., 1996, Vingt-cinq ans d'études mésologiques dans une vallée tourbeuse : l'exemple des marais de Cessières-Montbavin (Aisne, France) : de la connaissance à la gestion, *Ecologie*, t. 28 (1), 61-83
- GREGOIRE F., 1993, Où en est-on de la sécheresse en Laonnois? *Cahiers de Géographie physique N°8 UFR de Géographie*, Laboratoire de Géographie Physique de l'Université de Lille I 1993
- GREGOIRE F., 1994, Application de l'usage des microcontrôleurs à la mesure de la température de l'air, *Publications de l'Association Internationale de Climatologie Vol. 7 1994*, Institut de Géographie Aix en Provence, 101-110
- COIC, B., JULLIAN, L., 2001, *Plan de gestion de la tourbière de Sagne-redonde*, CREN Rhône-Alpes, 54 p. + annexes

EVALUATION PROBABILISTE DU RISQUE DE GEL A L'AIDE DE S.I.G. (BASSIN DU MURES, ROUMANIE)

IONEL HAIDU

Université de Cluj-Napoca, rue Clinicilor 5-7, Roumanie,
tél: +40-744-238093, ionel_haidu@geografie.ubbcluj.ro

ZSOLT MAGYARI-SASKA

Université de Cluj-Napoca, rue Clinicilor 5-7, Roumanie,
tél: +40-744-396829, zsmagyari@yahoo.com

Résumé: Cet article vise à illustrer la manière dont les résultats probabilistes de l'analyse de fréquence du phénomène de gel peuvent être intégrés dans un logiciel S.I.G. en vue de la spatialisation. Parmi plusieurs variantes, la loi de distribution normale s'est avérée être la plus adéquate pour l'ajustement des distributions empiriques. Les particularités du relief et de la forme de la dépression ont exigé l'élaboration de deux équations de régression sous la forme $XT = f(\text{alt.})$ pour le nord et le sud de la dépression. De la sorte, on a quantifié la dépendance des quantiles XT et des périodes de retour correspondant aux conditions d'inversions thermiques. Les relations mises en exergue peuvent être facilement implémentées dans le cadre des fonctions statistiques de S.I.G. Le résultat de cette démarche géo-informatique est représenté par les cartes d'aléas des températures minimales extrêmes pour différentes combinaisons du binôme quantile XT – période de retour.

Mots-clé: gel, risque, S.I.G., scénarios

Abstract: The present work targets the spatialization of probabilistic results of the frequency analysis of the freezing phenomenon through the integration of these results in a GIS software package. From more hypotheses, the law of normal distribution was validated as the most adequate relation to describe the adjustment of these empirical distributions. The specificities of the terrain and the shape of the depression have imposed the elaboration of two regression equations of the form $XT=f(h)$ for the north and south of the depression. Thus the dependence of the XT quantiles was quantified and the corresponding return periods in view of the conditions of thermal inversions. These relationships may easily be implemented through the statistical features of GIS. The result of the current geoinformatic study is represented by distribution maps of minimal extreme temperatures for different combinations of the quantile binome XT – return period.

Key words: freeze, risk, GIS, scenarios

1. Introduction

Le caractère aléatoire du risque de gel peut être exprimé par une approche probabiliste facilitée par l'analyse des fréquences. Les résultats de cette analyse sont les quantiles XT et les périodes de retour correspondant à la loi de probabilité la plus adéquate (Haidu, 2002). Cet article vise à illustrer la manière dont les résultats probabilistes de l'analyse de fréquence du phénomène de gel peuvent être intégrés dans un logiciel S.I.G. en vue d'une spatialisation.

2. Region analysée et données utilisées

La zone étudiée est le bassin hydrographique du Mures (Transylvanie, Roumanie) depuis sa source jusqu'à la localité de Deda (Fig. 1). Dans cette zone, il y a quatre stations météorologiques (deux dans la dépression de Giurgeu (Joseni et Toplița) et deux sur les sommets des massifs montagneux environnant (Bucin et Retitiș-Călimani). Parce que dans le couloir du Mures il n'y a aucune station météorologique et parce que le nombre de stations est relativement réduit, les stations météo à partir desquelles on examine les températures ont été regroupées en deux catégories: les stations primaires (à l'intérieur de la zone étudiée) et les stations secondaires (à l'extérieur de cette zone). Ces dernières sont: Batoș, Bistrița, Ceahlău, Ceahlău Toaca, Miercurea-Ciuc, Odorhei, Poiana Stâmpei, Rarău, Târgu-Mureș. Les données de température utilisées sont des valeurs journalières.

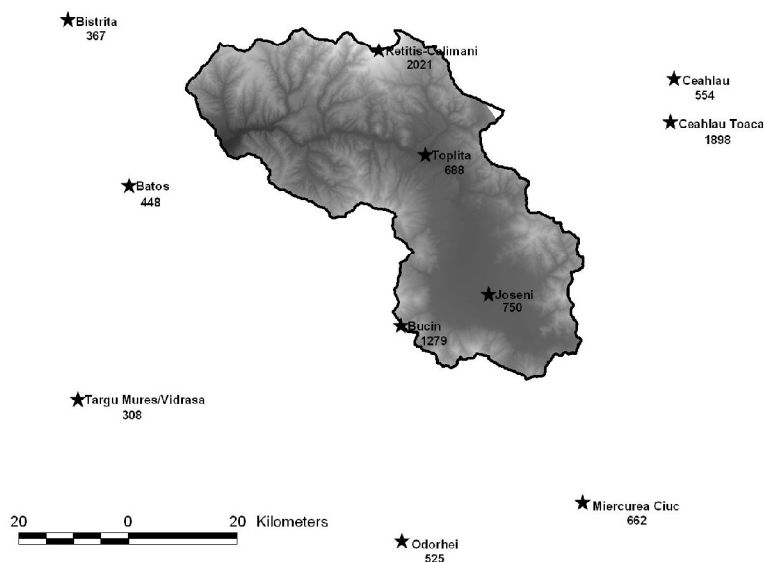


Figure 1. La région étudiée et les stations météorologiques existantes.

3. Statistiques descriptive

L'analyse statistique descriptive tente de caractériser les températures minimales des stations analysées à partir d'indices utilisant les données multi annuelles selon un intervalle qui peut être ajusté:

- la fréquence des valeurs négatives suivant les intervalles: 0..-10, -10..-15, -15..-20, -20..-25, -25..-30, < -30 °C.

- des périodes contenant au moins n jours consécutifs ayant des valeurs de température inférieures à certaines limites. La valeur de n peut être modifiée, et les limites considérées sont -5, -10, -15, -20, -25 °C.

Les deux indices sont calculés par année et pour chaque mois de l'hiver (Novembre, Décembre, Janvier, Février). Des indices sont calculés sur la moyenne annuelle des nombres de nuits et de journées de gel. Les résultats illustrent l'importance et l'ampleur du phénomène d'inversion thermique dans la dépression (Magyari-Saska et Haidu, 2006).

A partir des résultats obtenus, on a comparé la fréquence des valeurs extrêmes négatives des deux intervalles: entre -25 et -30°C, et < -30°. Les plus grandes valeurs sont obtenues pour les trois stations météo de l'intérieur de la dépression de Giurgeu et Ciuc. Elles sont significativement supérieures à celles calculées pour les stations situées à une altitude de plus de 1000 m. Les valeurs de température les plus basses n'apparaissent pas près des sommets ou sur les versants mais plutôt à l'intérieur des dépressions. Cette situation est reflétée aussi par le nombre de périodes d'au moins 3 jours consécutifs de gel extrême (lorsque la température minimale est inférieure à -25 °C).

4. Analyse fréquentielle

L'analyse des fréquences des valeurs négatives pour les quatre stations météo de l'intérieur des dépressions permet l'analyse de la stationnarité, de l'homogénéité, de l'indépendance des séries de valeurs et en suite la validation de plusieurs lois de distribution.

Au premier pas, chaque série de valeurs a été contrôlée par: le test d'homogénéité de Wilcoxon et le test de tendance de Mann-Kendall. Plusieurs modèles fréquentiels sont basés sur diverses lois de distribution (normale, log-normale, exponentielle, Gamma, Gumbel) corrélées à plusieurs distributions de probabilité empirique (Weibull, Chegodayev, Cunnane, Hazen). Le test d'adéquation retenu est celui de Kolmogorov-Smirnov, qui indique l'acceptation ou rejet de l'hypothèse nulle. De plus on a calculé la distance entre les courbes de probabilité empirique et celle de probabilité obtenue à partir du modèle choisi (Haidu et al., 2003). Il faut remarquer que les diverses variantes de la distribution empirique n'ont pas causé de changements notables par rapport au résultat trouvé par la loi la plus adéquate.

La loi de distribution normale s'est avérée être la plus adéquate pour l'ajustement des distributions empiriques. Les particularités du relief et de la forme de la dépression ont exigé l'élaboration de deux équations de régression sous la forme $XT = f(\text{alt.})$ pour le nord et le sud de la dépression. De la sorte, on a quantifié la dépendance des quantiles XT et des périodes de retour correspondantes par rapport aux conditions de réalisation des inversions thermiques.

Les différentes relations peuvent être facilement implémentées dans le cadre des fonctions statistiques de S.I.G (Németh et Bella, 2005). Le résultat de cette démarche géoinformatique est représenté par les cartes d'aléa des températures minimales extrêmes pour différentes combinaisons du *binôme quantile XT – période de retour*. Les quantiles pour diverses périodes de retour ont été déterminées (Tab. 1) en partant de la loi de distribution normale.

PERIODE DE RETOUR	Toplița	Joseni	Bucin	Retitiș-Călimani
20	-31.7	-33.7	-26.5	-25.9
50	-33.3	-35.8	-28.1	-26.9
100	-34.4	-37.1	-29.1	-27.7
200	-35.4	-38.4	-30.1	-28.3
500	-36.6	-39.9	-31.2	-29.1

Tableau 1 - Les quantiles pour des diverses périodes de retour

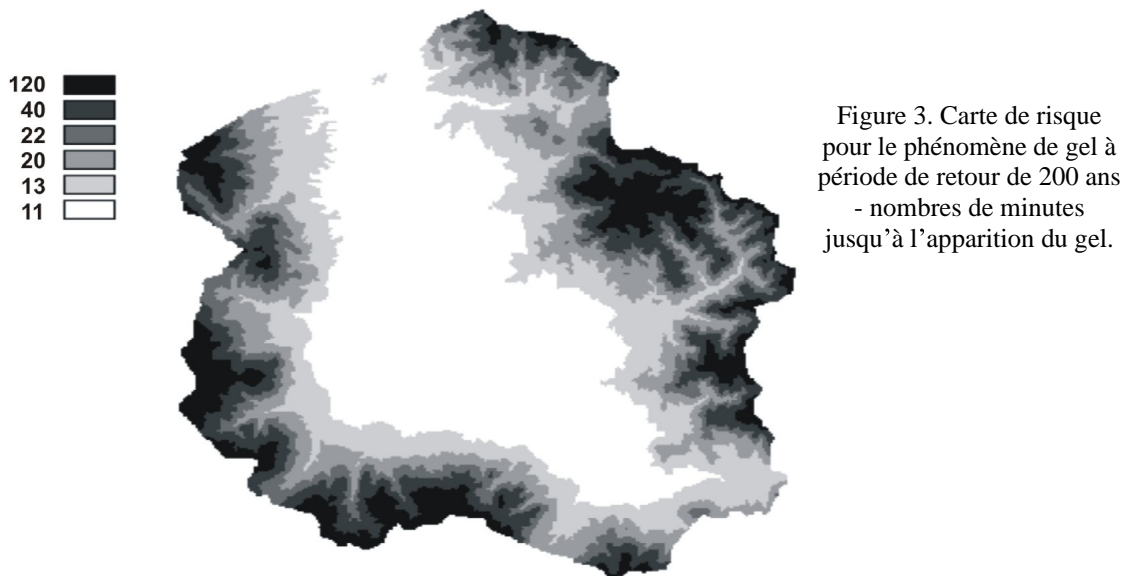
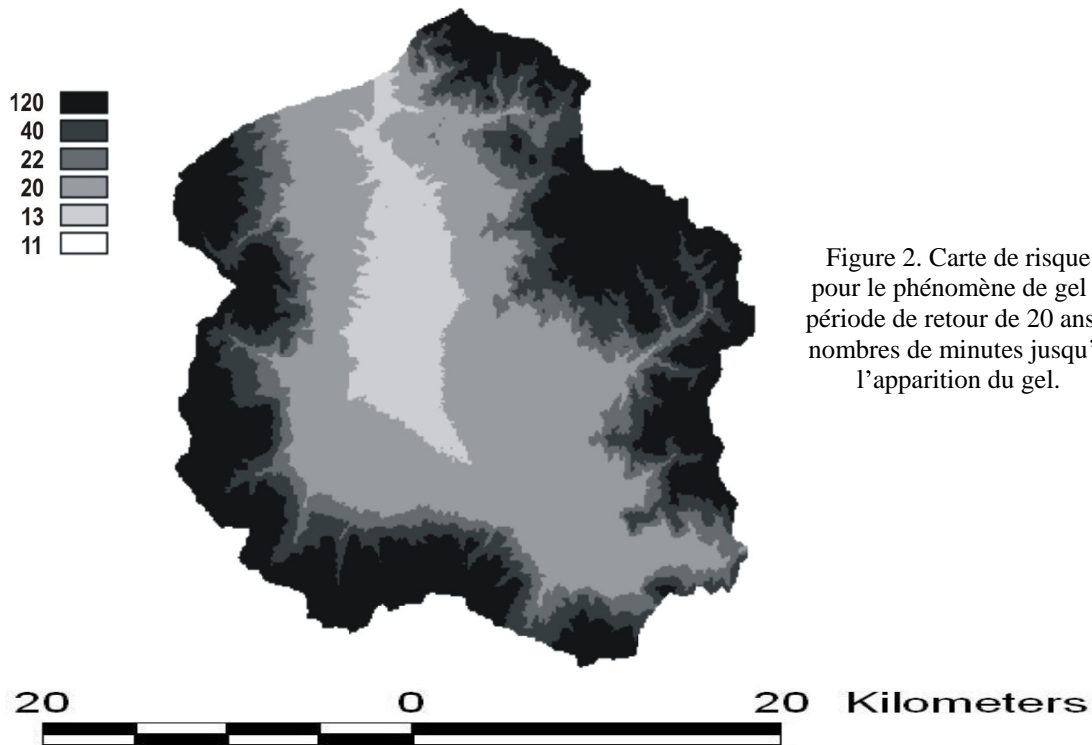
Pour spatialiser les résultats (Richards et Baumgarten, 2003), on observe que toutes les valeurs extrêmes de l'intérieur du bassin sont apparues lors des inversions thermiques. Les valeurs négatives extrêmes ont été extraites pour chaque année à la station de Joseni, tandis que les valeurs minimales apparues pendant les mêmes journées dans les autres stations de la même région leur ont été comparées. En partant de ces valeurs, on remarque que dans les parties nord et sud de la dépression de Giurgeu on obtient des valeurs de régression différentes entre altitude et température.

En utilisant les valeurs inférieures à $-28\text{ }^{\circ}\text{C}$ observées aux deux stations de l'intérieur de la dépression et les valeurs négatives obtenues pendant les mêmes journées aux stations de Bucin et Retitiș-Călimani, les relations de régression suivantes (entre altitude et température) ont été obtenues:

$$y = 0.02232514x - 46.71243, \quad (\text{partie sud})$$

$$y = 0.008474679x - 35.67133, \quad (\text{partie nord})$$

A partir des relations entre les quantiles correspondants aux périodes de retour et au modèle numérique de terrain, des cartes de risque ont été réalisées (Fig. 2 et 3) pour les températures minimales extrêmes.



5. Calcul du risque

Le calcul du risque permet l'estimation du nombre de personnes qui peuvent être affectées par le gel au niveau de la peau. Ce calcul se fonde sur la carte de risque de la région, la position des localités et le nombre d'habitants de chaque commune. Comme paramètre, on a le pourcentage de personnes qui se trouvent en plein air. Si à l'intérieur de la localité on

retrouve plusieurs catégories d'intervalles de temps pour le gel, on considère une distribution uniforme des personnes en plein air par rapport aux surfaces concernées.

Pour l'évaluation quantitative du risque de gel, on a utilisé l'algorithme USARIEM (U.S. Army Research Institute of Environmental Medicine). Les durées de temps mentionnées dans cette étude pour le commencement du processus de gel au niveau de la peau sont valables pour 5% de la population, pourcentage qui est sensible aux températures négatives extrêmes (J.W. Castellani & all). A côté de cette appréciation, on a pris en considération un scénario dans lequel on connaît le nombre de personnes qui sont en plein air, par rapport au total de la population par localité. En utilisant ces informations sur la population, les cartes d'aléa, aussi bien que la localisation des zones urbaines, on a déterminé des scénarios du nombre de personnes soumises au risque de gel au niveau de la peau. Les résultats suivants ont été calculés en considérant que 10% de la population des localités se trouve à l'extérieur au moment d'apparition des températures extrêmes négatives (à Joseni) pour deux périodes de retour différentes (20 et 200 ans) – Tab. 2.

minutes	Gheorgheni		Toplița		Joseni		Remetea		Răstolița	
	20	200	20	200	20	200	20	200	20	200
120	100	100	79	79	28	28	31	31	11	11
40	100	100	79	79	28	28	31	31	11	11
22	100	100	79	79	28	28	31	31	11	11
20	0	100	0	79	28	28	31	31	0	11
13	0	100	0	0	4	28	27	31	0	0
11	0	53	0	0	0	28	0	31	0	0

Tableau 2 - Numéro des personnes qui soupçonnables d'être affectées du gel au niveau de la peau, dans des conditions d'exposition directe pour une certaine période de temps.

6. Conclusions

La région étudiée, connue en Roumanie comme étant le «pôle du froid», est particulièrement sensible au phénomène de gel: en partant des séries temporelles des valeurs de températures, enregistrées dans et autour de la dépression de Giurgeu-Ciuc, la méthodologie utilisée permet de trouver les périodes de retour du phénomène, une estimation ordinale des températures négatives extrêmes attendues et finalement d'élaborer des cartes de risque, considérant la spatialisation du phénomène. Ces cartes peuvent servir aux acteurs responsables pour agir en conséquence et prendre les décisions les plus correctes pour identifier et établir des mesures de protection contre le gel ou réaliser les abris nécessaires en cas de gel extrême.

Bbliographie

- CASTELLANI J.W. & all. (2001), *Sustaining Health & Performance in Cold Weather Operations*, US Army Research Institute of Environmental Medicine, Natick, Massachusetts, 51 p.
- Haidu I. (2002), Analiza de frecvență și evaluarea cantitativă a riscurilor, in Vol. *Riscuri și catastrofe - I*, Univ. «Babeș-Bolyai» Cluj-Napoca, 180-207
- Haidu I., Sorocovschi V., Imecs Z. (2003), Utilizarea S.I.G. pentru estimarea riscului de producere a evenimentelor extreme: excesul de umiditate și secetă din Câmpia Transilvaniei, in Vol. *Riscuri și catastrofe - II*, Univ. «Babeș-Bolyai» Cluj-Napoca, 287-302
- Magyari-Saska Z., Haidu I. (2006) Analiza cantitativă a riscului de îngheț în Bazinul Superior al Mureșului. *Geografia Technica*, No.1, 115-120.
- Nemeth A., Bella Sz. (2005), *Delimitation of frost-risk territories with GIS tools*, EFITA/WCCA, Portugal. 7 p.
- Richards K., Baumgarten M. (2003), *Towards topoclimate maps of frost risk for Southland, New Zealand*, Univeristy of Otago, New Zealand. 9 p.

VARIABILITE DU CLIMAT ET VIABILITE DES SYSTEMES DE PRODUCTION AGROPASTORAUX DANS UN CONTEXTE ARIDE : CAS DE LA JEFFARA TUNISIENNE ⁵

Ali HANAFI

*U.R. Biogéographie - Climatologie Appliquée - Dynamique Erosive ;
Faculté des Lettres, des Arts et des Humanités de la Mannouba ; Mannouba 2010, Tunisie ;
Tél : +216 71 600 700 ; e-mail : ali_hanafi@yahoo.fr*

Résumé : La Jeffara (région naturelle formée par de vastes plaines allant du Sud-Est tunisien jusqu'en Libye) constitue un exemple typique de la région aride méditerranéenne qui se caractérise par des conditions climatiques contraignantes (faiblesse et forte variabilité des pluies, importance des valeurs de température et des vents chauds et secs). L'aridité climatique, en plus de celle édaphique, constitue le principal facteur naturel de la fragilité des écosystèmes de la région. Face à cette fragilité, l'homme et la végétation ont toujours développé des formes d'adaptation leur permettant de se maintenir et de contribuer ainsi au maintien de l'équilibre des écosystèmes. Cependant, et depuis une trentaine d'années, cet équilibre a été bouleversé par de profondes mutations spatiales et socio-économiques (croissance démographique, privatisation des terres, transformations des systèmes de production agropastoraux...) qui se sont soldées par une pression accrue sur les ressources naturelles (eau, sol et végétation) conduisant à leur dégradation et à la prolifération du phénomène de la désertification. L'étude de ces mutations dans la partie nord de cette région a montré un recul de la superficie de la steppe d'environ 12% entre 1972 et 2001. Les steppes défrichées, notamment en plaine, ont été remplacées par des cultures en sec (arboriculture, céréaliculture...) et localement par des périmètres irrigués qui, dans la plupart des cas, n'ont pas respecté la fragilité des écosystèmes et les faibles potentialités en eau et en sol. L'examen de ces « nouvelles » terres de culture a montré que 58% d'entre elles se localisent dans des milieux peu ou non favorables à l'emprise agricole (interfluviaux, sols empierreés, sols encroûtés...) ce qui accentue les conséquences de l'aléa climatique sur leur survie. La dernière sécheresse survenue dans la région entre 1999 et 2002 s'est soldée par la perte d'environ 32.000 pieds d'oliviers et a été encore plus néfaste pour les amandiers dont le taux de mortalité a atteint 60% dans la zone étudiée. Cette situation pose ainsi la question de viabilité de ces nouveaux modes d'occupation des terres dans ce contexte climatique contraignant.

Mots clés : Aridité - Emprise agricole - Viabilité - Jeffara

Introduction

Des écosystèmes steppiques fragiles

La Jeffara tunisienne a, depuis longtemps, été soumise à des phénomènes de dégradation de ses terres. L'équilibre fragile de ces écosystèmes et le système traditionnel d'usage des ressources (basé sur un élevage extensif mobile complété par une céréaliculture épisodique en sec au niveau des épandages d'oueds et par une oléiculture derrière les *jessours* en montagne) ont été bouleversés depuis une quarantaine d'années suite aux profondes mutations socio-économiques qu'a connu la région (Guillaume et *al.*, 2006). L'explosion démographique et la sédentarisation de la population, jadis nomade, ont été suivies par une pression accrue sur les ressources naturelles et par des transformations socio-économiques et environnementales (privatisation des terres, accroissement de la demande sur l'eau et les terres, développement de l'arboriculture, extension des centres urbains et des infrastructures...). Ces transformations socio-économiques accompagnées par une conjoncture climatique défavorable (tendance à la sécheresse observée à partir de cette période ; Floret et Pontanier, 1982) ont été à l'origine d'une dégradation des steppes et des sols conduisant à la désertification. Les nouvelles formes d'occupation des terres et les nouveaux systèmes agropastoraux posent ainsi plusieurs questions quant à leur viabilité économique dans ces conditions contraignantes.

Zone d'étude

⁵ Ce travail a été réalisé entre 2001 et 2005 dans le cadre d'un projet de recherche intitulé « JEFFARA » avec le concours de la FSHST - Tunis, l'UR BiCADE - Mannouba, l'IRA - Médenine, les CRDA de Gabès et de Médenine et l'UMR LPED IRD - Univ. Provence 151 - France. Nous remercions tous les participants dans ce projet pour leur collaboration et leur aide notamment M. Didier GENIN et M. Amor Mokhtar GAMMAR.

Pour évaluer cette situation, nous avons choisi de travailler au nord de la Jeffara sur une zone couvrant environ 155.000ha (figure 1). Elle présente une toposéquence variée allant des jebels Matmata au substrat calcaire jusqu'aux plaines littorales au substrat sablo-limoneux et gypseux.

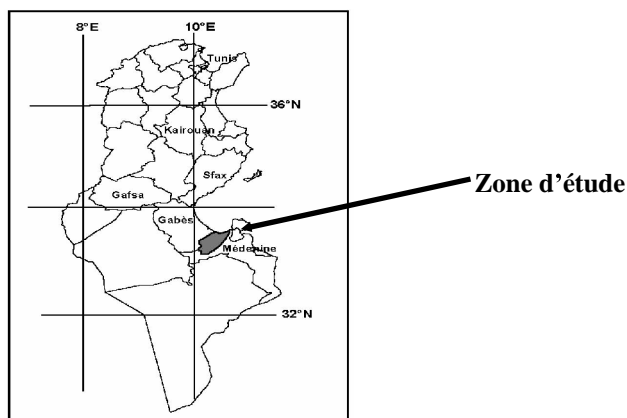


Figure 1 : Localisation de la zone d'étude

L'ensemble est parcouru par un réseau hydrographique dense se terminant par une série de sebkhas bordant le littoral méditerranéen. Le bioclimat est de type méditerranéen aride supérieur à hivers frais au niveau des jebels et aride inférieur à hivers doux dans le reste de la zone. La végétation est dominée par des formations steppiques à *chamaephytes* (*Seriphidium herba-alba*, *Rhanterium suaveolens*, *Ziziphus lotus*...) et à graminées pérennes (*Stipa tenacissima*). Les ressources en eau superficielles sont rares. Les oueds connaissent un régime d'écoulement très irrégulier. Ils peuvent rester 2 à 3 années sans écoulement comme ils peuvent connaître 3 à 4 crues par an. Les masses d'eau qui ruissellent s'infiltrent peu à cause de la brutalité de l'écoulement et l'importance des débits (Mtimet, 1994). Les eaux souterraines sont importantes mais relativement chargées (Romagny et al., 2006). Les sols sont en général jeunes, pauvres en matière organique et en azote et encroûtés par le calcaire en piémonts et par le gypse en plaine. La population est très ancienne, omniprésente dans le milieu, structurellement mobile et pluriactive.

1. Un milieu aride aux sécheresses successives

L'aridité est un phénomène structurel qui caractérise la Jeffara. A ce fond permanent, se superposent plusieurs crises de sécheresse qui aggravent le déficit hydrique et accentuent cette aridité (Floret et Pontanier, 1984 ; Bousnina, 1977 ; Ferchichi, 1996). En effet, les précipitations moyennes sont faibles, aux alentours de 150mm/an en plaine et de 200mm/an sur les jebels avec environ 30 jours de pluie/an (Tableau 1). Les quantités de pluie sont très variables dans le temps et dans l'espace avec un coefficient de variation ne descendant pas au-dessous de 45% (Ferchichi, 1996). La saison de pluie dure environ 5 mois. Elle commence tardivement à la fin du mois d'octobre et le début de novembre. La fin de cette saison est, en général, enregistrée au mois de mars.

Tableau 1 : Données climatiques de quelques stations de la Jeffara

STATIONS	ALT. EN M	TEMPERATURE (°C)			PRECIPITATIONS ANNUELLES (MM)				Q2	JOURS DE SIROCCO / ANS	JOURS DE VENTS VIOLENTS (>16M/S) / ANS
		M	M	MOY	NBRE D'ANN	PM	P MAX	P MIN			
MATMATA	515	35,2	5,5	18,9	66	231	692	38	27,0	30	-
BEN GUERDANE	12	35,9	3,9	19,4	50	186	377	42	19,2	32	78
MEDENINE	125	36,8	6,2	20,5	58	148	550	40	16,0	38	83

Moy : Moyenne annuelle ; **M** : Moyenne des maxima du mois le plus chaud ; **m** : Moyenne des minima du mois le plus froid ; **Pm** : Pluie moyenne interannuelle ; **Pmax** : Pluie maximale ; **Pmin** : Pluie minimale ; **Q2** : Quotient pluviométrique d'Emberger

SOURCE : FLORET ET PONTANIER, 1977 MODIFIE

Le reste des mois de l'année sont généralement très secs. La variabilité des précipitations moyennes est encore plus confirmée par celle des quantités absolues. En effet, les précipitations peuvent survenir à n'importe quel mois de l'année. Il n'est pas aussi rare d'atteindre la moyenne annuelle en quelques jours. C'est le cas par exemple de la station de Alamet Machlouch (Gouvernorat de Médenine) qui a enregistré au mois de janvier 1990, 209mm, soit 144% des précipitations moyennes annuelles et 903% des précipitations moyennes mensuelles. La moyenne annuelle pour cette station étant de 145mm, celle du mois du janvier est de l'ordre de 23mm. Contrairement, cette station n'a reçu aucune goutte de pluie au mois de février de la même année, considéré comme un des mois les plus arrosés (Hanafi, à paraître). Cette situation est expliquée par le caractère orageux, torrentiel et localisé de ces précipitations ce qui provoque souvent une importante érosion des terres. La température moyenne annuelle dans la zone d'étude est aux alentours de 19,5°C (tableau 1). Elle est aussi assez variable que les pluies avec des valeurs absolues qui peuvent être négatives en hiver et qui peuvent atteindre 50°C en été (Hanafi, à paraître). Les vents dominants soufflent généralement du NE. Ceux soufflant du SW sont aussi importants et sont chauds et secs (*sirocco*). Ils soufflent notamment au printemps et en été pouvant causer des dégâts considérables pour la végétation naturelle, l'agriculture et les animaux. Ces vents jouent un grand rôle dans l'aggravation de l'ETP. Celle-ci, estimée selon la méthode de *Thornthwaite*, est aux alentours de 1321mm/an à Médenine et 1311mm/an à Gabès (Derouiche, 1997). Le bilan hydrique est, par conséquent, déficitaire pour la plupart des années. Selon Ferchichi (1996) et pour la période d'observation entre 1982 et 1985 ce déficit a été en moyenne de l'ordre de 829mm pour la station de Gabès et de 949mm pour celle de Médenine.

Ces conditions climatiques expliquent en partie l'aridité du milieu et par conséquent, les difficultés de la production agricole dans la Jeffara. En effet, les pluies dans la région sont peu efficaces pour les cultures puisqu'elles tombent souvent pendant la saison « froide » tandis que les cultures ont besoin de cette pluie en automne notamment pour les cultures céréalières et au printemps notamment pour l'arboriculture. De plus, les fortes intensités de pluie favorisent le ruissellement sur des zones vulnérables ce qui favorise le transport des sols et de la matière organique empêchant ainsi l'eau de s'infiltrer et diminuant la réserve en eau utile pour la végétation. Contrairement aux fortes pluies, le retard ou l'absence de celles-ci, parfois durant plusieurs années, peut retarder voire annuler totalement la culture des céréales et réduire quantitativement et qualitativement la production oléicole (Ouessar et al., 2006). Ceci est le cas dans la Jeffara où les années sèches successives sont majoritaires par rapport à celles

humides (figure 2). En effet, sur les 28 années d'observation entre 1976 et 2004, 15 années ont été sèches formant 2 groupes de 3 années consécutives chacun et un couple de 2 années consécutives laissant 7 années de sécheresse isolées les unes des autres. Ainsi, Floret et Pontanier (1982) ont conclu que dans les régions arides tunisiennes, seulement 2 années sur 5 sont, en moyenne, favorables à une bonne production agricole.

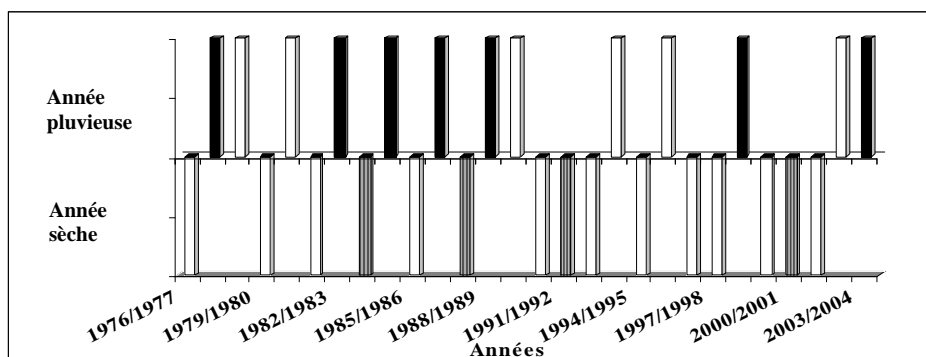


Figure 2: Alternance des années sèches et pluvieuses dans la Jeffara septentrionale entre 1976 et 2004 (source : I.N.M.⁶ 2004)

2. Une emprise agricole non appropriée

L'étude de la dynamique de l'occupation de sol a été réalisée à partir de la comparaison de 2 images satellitales (Landsat/MSS de 1972 et SPOT/PXI de 1998) complétée par des données de terrain recueillies en 2001. Les résultats établis pour la période 1972-2001 ont montré que 19.253ha des steppes ont été défrichés, soit 38,3% de la superficie des steppes en 1972 et 12,4% de la superficie de la zone étudiée (Tableau 2).

Tableau 2 : Evolution des différents types d'occupation de milieu dans la Jeffara entre 1972 et 2001

Types de milieu	Superficie en 1972 (ha)	Superficie en 2001 (ha)	% d'évolution	Variation du total (%)
Steppe pure ou fortement dominante	50 210	30 957	- 38,3	- 12,4
Mosaïque steppe – culture	73 212	40 998	- 44,0	- 20,8
Mosaïque culture – steppe	26 501	49 396	86,4	+ 14,8
Culture pure ou fortement dominante	4 539	32 562	617,3	+ 18,1
Habitat aggloméré	450	1 000	122,1	+ 0,3
Total	154 913	154 913		

Source: Hanafi, à paraître

Les superficies défrichées ont été occupées par les cultures dont la superficie a augmenté de 28.023ha, soit 617,3% de la superficie des cultures en 1972 et 18,1% de la superficie de la zone étudiée (Hanafi et al., 2004). Cette emprise agricole a été principalement basée sur les plantations d'oliviers et des arbres fruitiers auxquelles se sont ajoutées, notamment à partir des années 1990, les cultures irriguées. Celles-ci ont connu à partir de cette période une importante augmentation de leur nombre. Ceux privés ont atteint 120 exploitations en 2002 et se sont étendus sur une superficie totale d'environ 350ha (Palluault, 2003).

3. Des systèmes de production agropastoraux peu viables

Les importantes dynamiques spatiales survenues dans la région ne se sont pas toujours opérées sur les terres les plus appropriées. La quantification de cette dynamique, à travers la

⁶ I.N.M. : Institut National de la Météorologie

superposition de données spatialisées (images satellitales) avec d'autres données quantitatives ponctuelles (enquêtes de terrains), a montré qu'au niveau de l'ensemble de la zone d'étude, 58% de ménages spécialisés dans l'agriculture, se concentrent sur des terres peu ou non favorables à cette activité (Hanafi, à paraître). Ce chiffre devient plus important notamment dans les années de sécheresse (3 années sur 5 en moyenne) durant lesquelles mêmes les terres favorables deviennent totalement non favorables à cette pratique.

Malgré cette situation, les cultures ont continué à gagner du terrain. Nouri (2004) notait que la superficie en arboriculture a progressé sur les plaines de la délégation de Béni Khédache (gouvernorat de Médenine) d'environ 798% entre 1974 et 1999. Les données du C.R.D.A.⁷ de Médenine ont montré que le gouvernorat en question a compté en 2002 plus de 4 millions d'arbres d'oliviers dont plus d'un million dans la zone d'étude, et plus de 2 millions d'autres arbres fruitiers (Genin et al., 2006). Contrairement au dispositif de culture en bas-fonds et le long des oueds qui caractérisait les parcelles sur les jebels, les nouvelles cultures d'oliviers en plaines se sont étendues des parcelles défrichées au niveau des interfluves et perpendiculaires aux lignes d'écoulement. Cette arboriculture est ainsi située sur des sols marginaux dans lesquels les arbres présentent des déficits de développement racinaire (sols encroûtés, empierrés...) et où le stockage de l'eau dans le sol est réduit. La production moyenne en olive est, de ce fait, faible ne dépassant pas 20kg d'olives / pied en moyenne sur le gouvernorat de Médenine(O.D.S.⁸, 2003). Cette situation pose ainsi le problème de viabilité des ces plantations. La récente période de sécheresse (1999-2002) a, en effet, montré combien des apports en eau étaient impératifs pour tenter de sauver ces plantations, mais aussi combien ces apports étaient hors de portée financière de la majorité des agriculteurs (Romagny et al., 2006). Cette inadéquation entre spéculation arboricole et aptitudes des sols et des agriculteurs a amplifié les phénomènes de dessèchement et de dépérissement des arbres lors de la dernière période sèche. Elle s'est soldée dans la région, par la perte d'environ 32.000 pieds d'oliviers et a été encore plus néfaste pour les amandiers dont le taux de mortalité a atteint 60% dans la zone d'étude.

Dans l'objectif d'échapper aux aléas climatiques et d'améliorer les revenus, la population locale a, depuis plusieurs années, opté pour les cultures irriguées. Ce mouvement demeure cependant, hors de portée de bien d'exploitants agricoles à cause notamment des restrictions des pouvoirs locaux sur le creusement des puits et le coût élevé de cette opération. Mis à part ces contraintes, les périmètres irrigués se trouvent dans la plupart des cas confrontés à une faible fertilité des sols et à une salinité relativement élevée des eaux souterraines auxquelles s'ajoutent les pressions que ces dernières subissent par les autres acteurs sociaux et les secteurs économiques (centres urbains, secteur touristique...). La rareté de cette ressource et les inégalités dans sa distribution, sont parfois néfastes pour les productions agricoles irriguées dans le cas de conditions climatiques contraignantes. C'est ainsi que ces cultures se retrouvent de nouveau exposées aux aléas climatiques notamment le *sirocco* qui souffle en général au printemps, période durant laquelle la végétation a le plus besoin de l'eau pour son développement.

Conclusion

Le paysage de la Jeffara est aujourd'hui représenté par une mosaïque très variée entre des unités agricoles diversifiées et des unités variées de steppe résiduelle et dégradée. Les nouveaux modes d'occupation et d'utilisation de l'espace ont bien montré leurs limites et les systèmes de production agro-pastoraux actuels ont bien montré leur faible viabilité. Ils présentent aujourd'hui des risques majeurs qui viennent s'ajouter à ceux encourus par les

⁷ C.R.D.A. : Commissariat Régional de Développement Agricole

⁸ O.D.S. : Office de Développement du Sud.

conditions climatiques. La déstructuration des systèmes pastoraux et agro-pastoraux traditionnels mieux adaptés à l'aridité de la région, la transformation des structures agraires, le développement d'une économie marchande, la pression accrue sur les ressources, l'éclatement des structures familiales traditionnelles... sont tous source d'une réduction importante de la complémentarité non seulement entre les familles rurales mais aussi entre les espaces et les activités. L'ancien équilibre naturel des écosystèmes basé sur cette complémentarité se trouve aujourd'hui, de plus en plus, remplacé par un équilibre « anthropisé » basé sur un lourd dispositif d'aménagements anti-érosifs, ce qui pose plusieurs questions quant à sa durabilité sur le moyen et le long terme.

Références

- Bousnina A., 1977 : *Les précipitations pluvieuses dans le sud-est tunisien*. Mémoire de C.A.R., Univ. Tunis, FSHST, 150p.
- Derouiche R., 1997 : *Contribution à l'étude par modèle numérique de l'impact des aménagements de C.E.S. sur la recharge de la nappe de Zeuss-Koutine*. Diplôme Ingé. en Agronomie, INAT, Tunis, 70p.
- Ferchichi A., 1996 : Etude climatique en Tunisie présaharienne. *Options Médit.* **3** : 46-53.
- Guillaume H., Genin D. et Nouri H., 2006 : *Entre jessour, oliveraies et steppes : des dynamiques agro-territoriales en question*. In Genin D., Guillaume H., Ouessar M., Ouled Belgacem A., Romagny B., Sghaier M. et Taamallah H. (Eds.) : « Entre désertification et développement, la Jeffara tunisienne », IRD/Cérès/IRA (Ed.), pp : 217-233.
- Floret C. et Pontanier R., 1977 : *Relations climat - sol - végétation dans quelques formations végétales spontanées du sud tunisien (production végétale et bilan hydrique des sols)*. IRA-Médenine, DRES Tunis, CEPE/CNRS Montpellier et ORSTOM – Paris, 96 p.
- Floret C. et Pontanier R., 1982 : L'aridité en Tunisie présaharienne : climat, sol, végétation. *Travaux et documents de l'ORSTOM*, **150**, 544p.
- Floret C. et Pontanier R., 1984 : Aridité climatique, aridité édaphique. *Bull. Soc. Bot. Fr.*, **131**, Actual. Bot. (2/3/4) : 265-275.
- Genin D., Hanafi A. et Cialdella N., 2006 : *L'agriculture dans la Jeffara : entre permanences et bouleversements, quelle place dans la reproduction des systèmes ruraux ?* In Genin D., Guillaume H., Ouessar M., Ouled Belgacem A., Romagny B., Sghaier M. et Taamallah H. (Eds.) : « Entre désertification et développement, la Jeffara tunisienne », IRD/Cérès/IRA (Ed.), pp: 163-179.
- Hanafi A., à paraître : *Végétation steppique et systèmes de production agro-pastoraux au nord de la Jeffara tunisienne : Recherche sur les relations dynamiques*. Thèse Doct., Univ. Tunis, FSHST.
- Hanafi A., Genin D. et Ouled Belgacem A., 2004 : Steppes et systèmes de production agro-pastorale dans la Jeffara tunisienne : Quelles relations dynamiques ? *Options Médit.*, **62** : 223-226.
- Mtimet A., 1994 : Réhabilitation des sols arides: contribution à l'étude pédologique des limons de Matmata (Sud Tunisien). *Sols de Tunisie*, **15** : 341p.
- Nouri H., 2004 : *Dynamiques spatiales et stratégies familiales chez des communautés rurales de la Jeffara tunisienne (zone de Demmer – Ksar Jedid – El Bhayra, gouvernorat de Médenine)*. Mémoire de DEA, Univ. Paris X-INA PG, 186p.
- Ouessar M., Taamallah H. et Ouled Belgacem A., 2006 : *Un environnement soumis à de fortes contraintes climatiques*. In Genin D., Guillaume H., Ouessar M., Ouled Belgacem A., Romagny B., Sghaier M. et Taamallah H. (Eds.) : « Entre désertification et développement, la Jeffara tunisienne », IRD/Cérès/IRA (Ed.), pp : 23-32.
- Palluault S., 2003 : *Les périmètres irrigués privés dans la plaine de la Jeffara (sud-est tunisien) : de nouvelles opportunités face à la rareté de l'eau ?* Mémoire de DEA, Univ. Paris X, Nanterre, (IRD-IRA), 150p.
- Romagny B., Palluault S. et Ben Oueddou H., 2006 : *L'eau au cœur des stratégies de développement durable*. In Genin D., Guillaume H., Ouessar M., Ouled Belgacem A., Romagny B., Sghaier M. et Taamallah H. (Eds.) : « Entre désertification et développement, la Jeffara tunisienne », IRD/Cérès/IRA (Ed.), pp : 245-264.

PLUIE ET POLLUTION ATMOSPHERIQUE A TUNIS (TUNISIE)

ZOUHAIER HELAOUI ET MOUNA SLAMA

Faculté des Sciences Humaines et Sociales de Tunis,
Boulevard 9 avril 1938, 1007 Tunis ; Tunisie
Tel : 00.216.98215255 ; Fax : 00216.71567551
Email : Zouhaierhlaoui@yahoo.fr

Résumé : Cette étude s'intéresse à l'effet de la pluie sur les concentrations polluantes de l'air dans la ville de Tunis. Deux indicateurs de la qualité de l'air sont retenus en l'occurrence le dioxyde de soufre (SO₂) et les particules solides en suspension (PS). L'objectif de notre recherche est de montrer le rôle purificateur des pluies en analysant les corrélations entre les indicateurs de la qualité de l'air à la station de Ben Arous (sud de Tunis), les jours, les quantités de pluie, la longueur des séquences pluvieuses et d'autres paramètres climatiques caractérisant les types de temps pluvieux.

Mots-clé : pluie, pollution atmosphérique, Tunis, Tunisie.

Abstract : This study is interested in the effect of rain on the polluting concentrations of the air in the area of Tunis. Two indicators of the quality of the air are retained, the sulfur dioxide (SO₂) and the particulate matter (PS). The objective of our research is to show the purifying role of the rains by analyzing the correlations between the indicators of the quality of the air in Ben Arous station (south of Tunis), the days, the quantities of rain, the length of the rainy sequences and other climatic parameters characterizing the types of rainy weather

Key words : rain, air pollution, Tunis, Tunisia.

Introduction

Le fait de respirer de l'air pur est considéré comme une condition essentielle de la santé et du bien-être de l'Homme. Cependant, la pollution de l'air continue de faire peser une menace importante sur le plan sanitaire dans nombreuses régions du monde. Selon une évaluation de la charge de morbidité due à la pollution de l'air effectuée par l'Organisation Mondiale de la Santé (OMS 2002), plus de deux millions de décès prématurés peuvent, chaque année, être attribués aux effets de la pollution de l'air extérieur dans les villes et à la pollution de l'air à l'intérieur des habitations. Plus de la moitié de cette charge de morbidité est supportée par les populations des pays en développement.

En Tunisie, depuis quelques années, le problème de la qualité de l'air prend de plus en plus de l'importance dans certaines grandes villes, dont Tunis. La protection et la lutte contre les pollutions atmosphériques sont devenues non pas une idée à la mode, mais une nécessité.

Plusieurs chercheurs ont commencé à s'intéresser à cette question (Apostol 2006 ; Slama 1998), cependant, à notre connaissance, aucune étude n'a retenu le sujet de la relation pluie/pollution de l'air. C'est à cette problématique que nous nous intéressons dans cette communication.

La pluie est considérée généralement comme un élément purificateur de l'air. Elle agit par deux actions :

Une action directe, la pluie entraîne les polluants (telles que les poussières et les éléments solubles comme le dioxyde de soufre) vers le sol,

Une action indirecte dans la mesure où les situations pluvieuses sont perturbées et favorisent la dispersion des polluants.

Dans le présent travail, nous nous proposons de mener une recherche de liens entre la variabilité des jours et des quantités de pluie, celle de la qualité de l'air dans la ville de Tunis. L'objectif est de saisir l'effet de la pluviométrie sur la variabilité temporelle de la qualité de l'air.

Le cadre spatial de notre étude est l'agglomération de Tunis, capitale du pays. C'est la ville la plus étendue (22236 ha), la plus peuplée (2.248 millions d'habitants soit 22.7 % de la population totale du pays) et elle concentre la plus grande part des activités économiques (Charfi S. 2003).

○ Données et méthodes

Pour les besoins de cette étude, nous nous sommes référés à la station de Ben Arous dans la banlieue industrielle sud de Tunis. La période retenue est de trois mois au cours de la saison de pluie (janvier, février et mars) de l'année 1999.

Ben Arous est dotée :

1.d'une station de mesure de la qualité de l'air gérée par le Ministère de l'Environnement et du Développement Durable (Fig.1) ; elle est équipée aussi par une station automatique qui mesure la vitesse et la direction du vent, l'insolation, l'humidité et de la température de l'air.

2.d'une station pluviométrique gérée par la Direction Générale des Ressources Hydrauliques au sein du Ministère de l'Agriculture et des Ressources Hydrauliques.



Fig.1 : la station de mesure de la qualité de l'air de Ben Arous

L'échelle de temps retenue dans cette étude est celle de la journée, les valeurs journalières des concentrations polluantes sont calculées à partir des données horaires.

Le choix de la station et de l'année est orienté par la disponibilité et la fiabilité des données relatives aux concentrations polluantes (MEDD 2005).

Les données retenues dans cette étude sont:

3.des données climatiques : la pluviométrie, la température, l'humidité de l'air, la direction et la vitesse du vent.

4.des indicateurs de la qualité de l'air : nous avons choisi comme indicateurs de la qualité de l'air, le dioxyde de soufre (SO₂) et les particules solides en suspension (PS) (Aziz 2006)

- Le dioxyde de soufre (SO₂): c'est l'un des principaux déchets rejetés lors de la combustion d'origine fossile, mais ses origines peuvent être également naturelles (marécages..). Le dioxyde de soufre est un agent irritant du tractus respiratoire (WHO 2000).

• Les particules solides en suspension (PS) dans l'air sont principalement constituées de poussière (provenant de l'érosion des sols), de pollen (à certaines périodes de l'année), de résidus de combustion incomplète (dus aux moteurs Diesel, à l'activité industrielle, au chauffage au bois) et des procédés industriels (OMS 2005).

Le poids de ces particules et leur taille, (de l'ordre du micromètre à la centaine de micromètres de diamètre), leurs permettent de se diffuser sous l'effet des vents. Une fois émises, elles peuvent rester en suspension dans l'air pendant des heures et même des jours. Elles peuvent pénétrer profondément dans les poumons, d'autant plus que leur taille est réduite. En fonction de leur constitution (mélange comprenant plusieurs éléments), de leur concentration et des durées d'exposition des sujets, les particules peuvent causer des allergies,

des difficultés respiratoires ou encore des lésions pouvant entraîner des cancers dans certains cas.

A partir de ces données et dans le souci de détecter l'impact de la pluviométrie sur la qualité d'air de la ville de Tunis, nous avons cherché à mettre en évidence les différentes liaisons significatives entre les paramètres de la qualité de l'air et ceux d'ordre climatique en général et pluviométrique en particulier (jours de pluie, quantité de pluie et longueur des séquences de jours de pluie)

2. Résultats :

2.1. Les jours de pluie se caractérisent par des concentrations polluantes moins élevées que celle des jours secs. (Figure 2).

La moyenne des concentrations du SO₂ au cours des jours secs est de 4.403 ppb. Cette valeur diminue pour les jours pluvieux à 4.006 ppb, (soit une réduction de 10.06 %). Nous observons une diminution plus importante pour les PS, en effet la moyenne journalière de la concentration de ce polluant passe de 48 µg/m³ à 38.33 µg/m³ (soit une diminution de 27.8%).

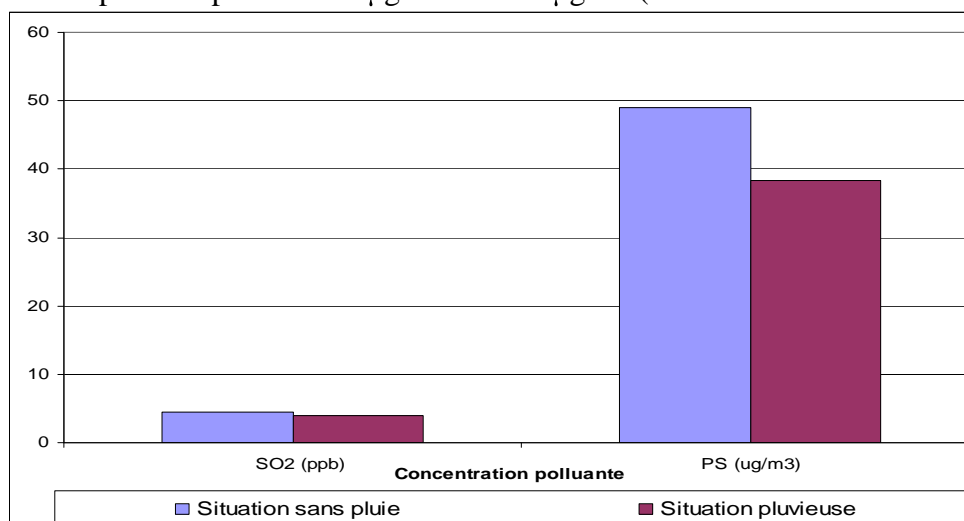


Fig.2 : La moyenne des concentrations polluantes pour les situations pluvieuses et non pluvieuses

Pour figurer ce résultat, nous avons cherché la corrélation statistique entre les deux paramètres : nombre de jours de pluie et les concentrations polluantes SO₂ et PS (Tab.1); nous avons trouvé une corrélation statistiquement significative avec le PS (R^2 :- 0.22)

Polluants	Quantité de pluie	Nombre de jours de pluie	Humidité de l'air	Vitesse du vent	Direction du vent	Température de l'air
PS	- 0.17	- 0.22	0.04	0.19	- 0.09	- 0.18
SO₂	- 0.17	- 0.06	- 0.47	- 0.33	0.26	0.17

• Corrélations significatives marquées en gras à $p < 0.05$

Tableau 1 : Matrice des corrélations

2.2. L'importance de la quantité de pluie influe sur la concentration polluante.

Les figures 3 et 4 permettent de visualiser l'évolution des concentrations polluantes en rapport avec celle des apports des pluies journalières. Il est clair sur ce graphique que plus l'apport pluviométrique est important plus la diminution des concentrations polluantes est marquée.

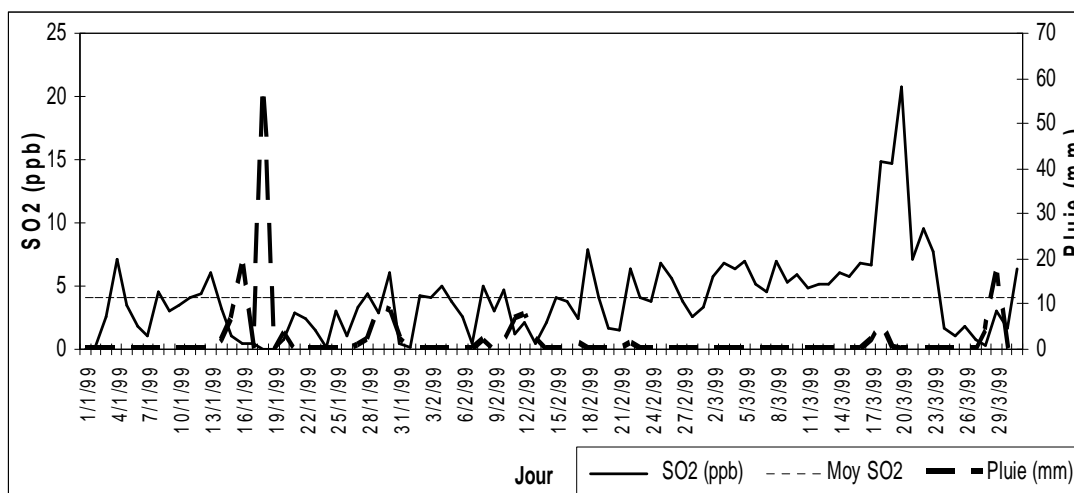


Fig. 3 : Variation des concentrations d'oxyde de soufre et des pluies à la station de Ben Arous

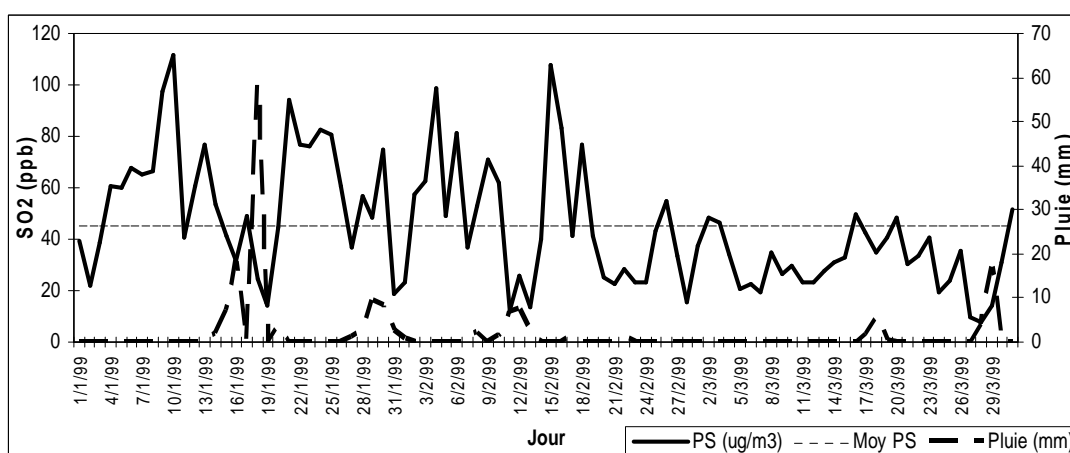


Fig. 4 : Variation des concentrations des particules en suspension et des pluies à la station de Ben Arous

2.3. La longueur des séquences pluvieuses est un autre facteur de la variabilité des concentrations polluantes.

Nous avons recensé 5 cas de jours de pluie isolés pendant la période de référence (c.a.d un jour de pluie entre deux jours secs ou plus). Dans 4 cas les concentrations de polluants ont enregistré une nette diminution. C'est le cas du lundi 18 janvier 1999, la concentration de SO_2 a été de 0.1 ppb et celle de PS est seulement $24 \mu\text{g}/\text{m}^3$. (Pour des valeurs moyennes de la période de référence respectivement de 4.02 ppb et $45 \mu\text{g}/\text{m}^3$, et celles du jour d'avant de 0.52 ppb de SO_2 et de $49 \mu\text{g}/\text{m}^3$). Le cinquième cas n'a pas enregistré de baisse des concentrations polluantes est ce probablement à cause de la très faible quantité de pluie (2.2 mm) et une vitesse de vent relativement modérée.

Un seul cas de séquence de 2 jours de pluie successifs a été observé au cours de la période d'étude (le 28 et 29 mars 1999). Pendant cette séquence la concentration de SO_2 a enregistré des valeurs très faibles (0.34 et 3.08 ppb) de même pour les PS ($7.9 \mu\text{g}/\text{m}^3$ et $14 \mu\text{g}/\text{m}^3$).

Pour les séquences de 3 jours de pluie successifs, nous avons recensé 2 cas. Les indicateurs de la pollution de l'air enregistrent une diminution encore plus poussée, cette diminution va en s'accroissant du début à la fin de la séquence pluvieuse. Nous citons le cas de la séquence du 14, 15 et 16 janvier 1999 où la concentration de SO_2 passe de 3.2 à 1.0, puis à 0.4 ppb et celle des PS de 53 à 41.5, puis à $31.8 \mu\text{g}/\text{m}^3$ entre le premier et le troisième jour.

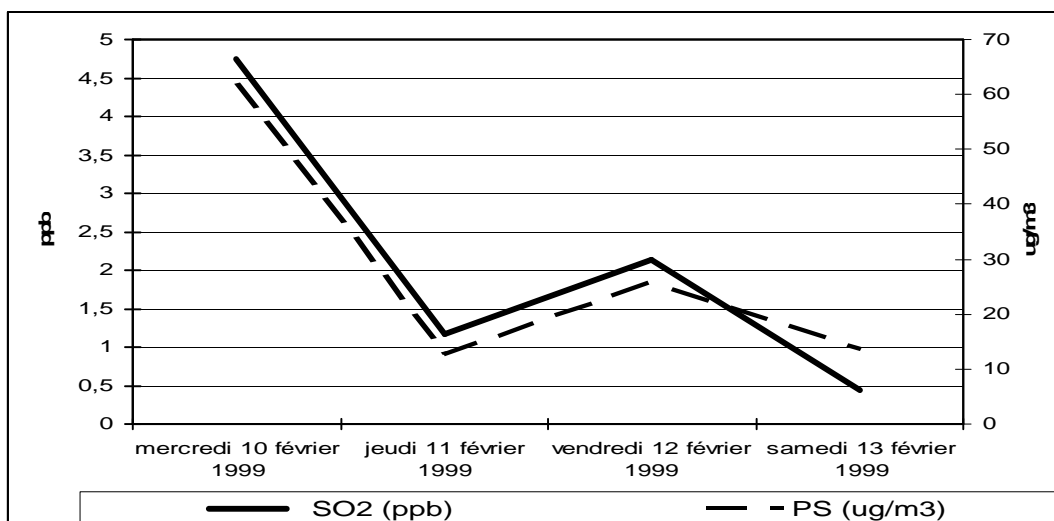


Fig.5 : variation des concentrations polluantes au cours d'une séquence pluvieuse de 4 jours

Au-delà de 3 jours successifs, la longueur de la séquence pluvieuse peut ne pas avoir un effet direct sur la concentration des polluants dans l'air. Nous avons observé deux cas de séquence de plus de 3 jours de pluie successifs. Le premier de 4 jours (10 au 13 février 1999) et le second de 6 jours (du 27 janvier au 1 février 1999). Durant le premier cas, nous avons observé effectivement une diminution des concentrations polluantes dans l'air (Fig.5) alors que pour le deuxième cas, l'allure des courbes représentant la variation des concentrations des polluants ne confirme pas l'idée d'un lien entre la longueur de la séquence pluvieuse et la qualité de l'air (Fig.6). Ceci peut être dû à l'effet d'autres facteurs : la quantité de pluie, l'humidité de l'air, la vitesse du vent.

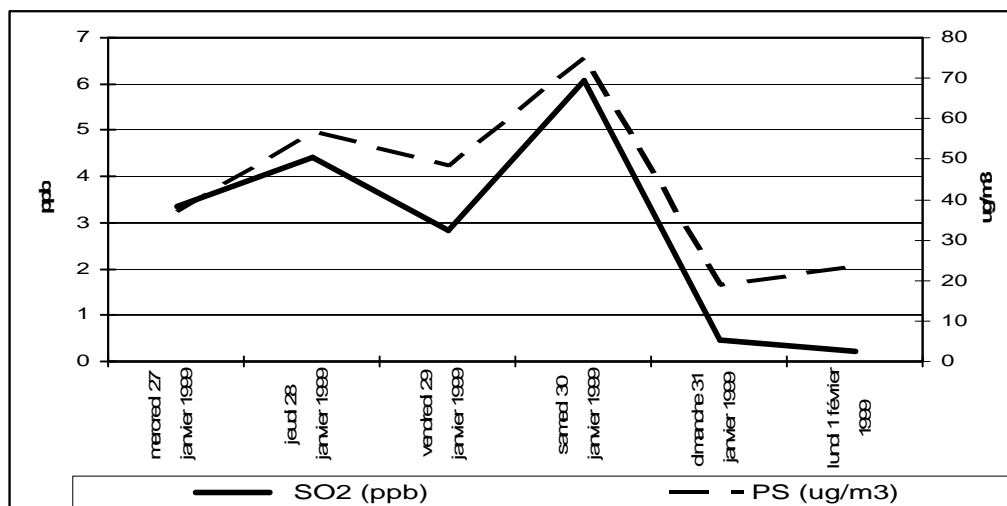


Fig.6 : variation des concentrations polluantes au cours d'une séquence pluvieuse de 6 jours

2.4. Des effets indirects de la pluie sur les concentrations polluantes

Les effets indirects de la pluie peuvent apparaître à travers l'action des autres paramètres climatiques (la température, la vitesse du vent, l'humidité...) qui caractérisent les types de temps pluvieux. Le tableau 1 montre qu'il y a une corrélation significative entre l'humidité de l'air et les concentrations de SO_2 (R^2 : - 0.47). Pendant les jours de pluie l'humidité augmente ce qui favorise la dissolution de SO_2 dans l'eau atmosphérique. Le 16 janvier 1999 avec une pluviométrie de 18.5 mm et une humidité de 95.9 % ; la valeur de SO_2 n'était que de 0.47 ppb pour une moyenne de 4.02 ppb.

Nous observons aussi une corrélation significative entre la vitesse du vent et les concentrations de PS (R^2 : - 0.33), en effet, au cours des situations pluvieuses, généralement, la vitesse du vent augmente, ce qui favorise le brassage de l'air et la diminution de la concentration des PS. C'est le cas du 11 février 1999 ; le vent a atteint une vitesse de 4.42 m/s, la valeur de PS enregistre une nette régression ($12.5 \mu\text{g}/\text{m}^3$ pour une moyenne de $45.01 \mu\text{g}/\text{m}^3$).

Conclusions

Il est clair que la pluie a un rôle purificateur de l'air, les jours de pluie se caractérisent par la diminution des concentrations polluantes. Mais les quantités de pluie à côté de la longueur des séquences pluvieuses constituent un autre facteur de la variation des concentrations polluantes. La pluie agit aussi indirectement par le biais des autres paramètres climatiques caractérisant les types de temps pluvieux.

Il est à noter, cependant que ce schéma général de l'impact de la pluie sur la qualité de l'air peut-être perturbé par l'effet d'autres paramètres climatiques et même anthropiques (congé hebdomadaire...).

Au total, nous pouvons dire qu'au moins pendant 92 jours de l'année (nombre moyen des jours de pluie à Tunis pour la dernière normale 1961-1990) nous enregistrons une amélioration de la qualité de l'air dû à la pluie.

Bibliographie :

- APOSTOL. L, 2006: le rôle des précipitations atmosphériques dans la dépollution de l'atmosphère d'une aire urbaine ; *Actes du XIX colloque de l'Association Internationale de Climatologie à Epernay* ; 73-76.
- 5. AZIZ .J.A, 2006 : Towards establishing air quality guidelines for Pakistan, la *Revue de santé de la Méditerranée orientale* ; Volume **12**, N° **6** , 886-893.
- 6. CHARFI S.,2003 : *Contribution à la mise en évidence de l'îlot de chaleur urbain dans l'agglomération de Tunis*. Mémoire de DEA ; Faculté des Sciences Humaines et Sociales de Tunis, 130p.
- 7. MINISTERE DE L'ENVIRONNEMENT ET DU DEVELOPPEMENT DURABLE (MEDD)., 2005 : *Rapport National sur l'Etat de l'Environnement* .p 125-128.
- 8. ORGANISATION MONDIALE DE LA SANTE (OMS)., 2002 : *Rapport sur la santé dans le monde*.
- 9. ORGANISATION MONDIALE DE LA SANTE (OMS)., 2005 : *Lignes directrices OMS relatives à la qualité de l'air : particules, ozone, dioxyde d'azote et dioxyde de soufre* ; 22 p.
- 10. SLAMA M.,1998: L'influence des paramètres climatiques sur la pollution de l'air à Tunis, Mémoire de DEA ; Faculté des Sciences Humaines et Sociales de Tunis, 183p.
- 11. WORLD HEALTH ORGANIZATION (WHO), Regional Office for Europe, 2000: *Air Quality Guidelines for Europe*. Second edition; N° **91**; 198 p.

L'ETUDE DES PERIODES DEFICITAIRES PLUVIOMETRIQUES DE COURTE ET DE MOYENNE DUREE AU CENTRE DE LA ROUMANIE

I. H. HOLOBACĂ

Université «Babeş-Bolyai», Faculté de Géographie, 5-7, rue Clinicilor, 400006 Cluj-Napoca, Roumanie, holobaca@geografie.ubbcluj.ro

Résumé: L'objectif de cette étude est de caractériser les sécheresses de courte et de moyenne durée en Transylvanie. L'analyse a porté sur les séries pluviométriques de treize stations météorologiques représentatives disposant des séries de données pour la période 1951 - 2000. La définition des événements déficitaires pluviométriques a été réalisée en utilisant l'ISP (Indicateur Standardisé de Précipitations).

Abstract: The main goal of this paper is the analysis of short and middle-term droughts in Transylvania. The analysis is based on the time series of rainfall observations from the thirteen meteorological stations with observations between 1951 and 2000. The definition of extremes rainfalls events is based on the Standardized Precipitation Index (SPI).

Mots-clés: précipitations, déficit pluviométrique, ISP - ASP, Transylvanie

Keywords: precipitations, rainfall deficit, ISP - ASP, Transylvania

Introduction

Les indicateurs standardisés de précipitations ont été utilisés pour définir les événements de sécheresse et pour étudier le mode de manifestation en espace des sécheresses météorologiques. Le traitement statistique repose sur les données enregistrées dans 13 stations météorologiques situées dans la Dépression de la Transylvanie pour la période 1951 – 2000 (fig. 1).

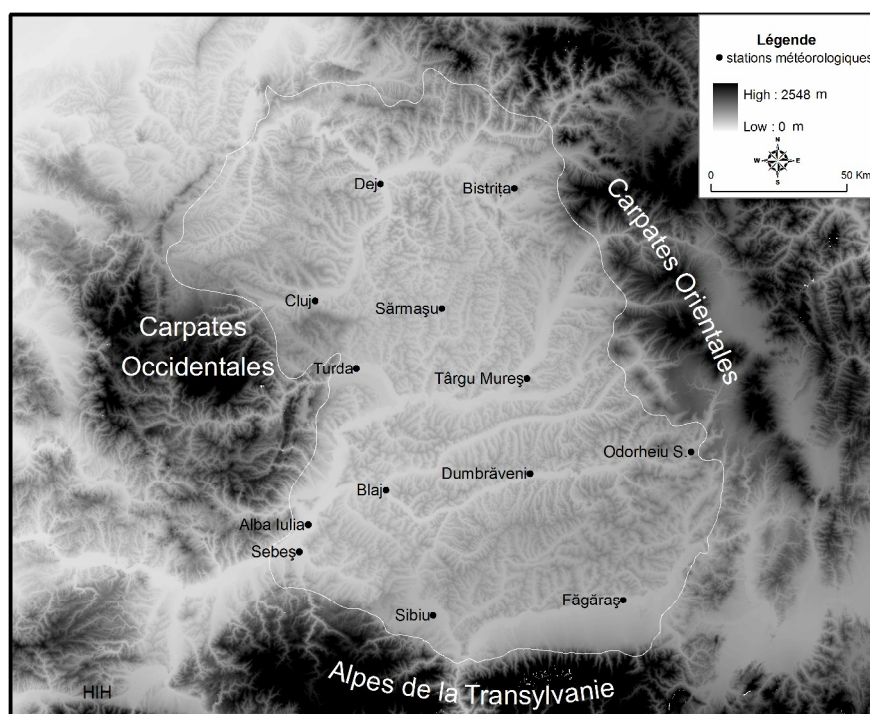


Figure 1. Dépression de la Transylvanie et l'emplacement des stations météorologiques

1. Méthodologie

Ainsi, l'Indice Standardisé des Précipitations (ISP) est un indice de sécheresse météorologique utilisé aux Etats - Unis pour la définition et le monitoring des sécheresses. A l'aide de cet indice on peut apprécier la sévérité de ces phénomènes à l'échelle de temps désirée à partir des quantités mensuelles de précipitations. Les quantités mensuelles des

précipitations sont passées par un filtre Gamma et après, sont standardisées à l'aide de l'approximation Abramovitz - Stegun.

ASP est la différence standardisée calculée pour les quantités de précipitations à des différents intervalles de temps. La standardisation peut se réaliser facilement, mais pour des intervalles plus petits où égaux à 12 mois, la distribution des valeurs n'est pas normale (McKee 1993).

2. Résultats

Pour l'analyse des sécheresses en utilisant des indicateurs standardisés de précipitations on a considéré que les périodes de calcul allant jusqu'à trois mois sont des indices pour les sécheresses de courte durée, ISP ou ASP 12 mois sont des indices des sécheresses de durée moyenne et la période de calcul de 48 mois est utilisée comme indice des sécheresses de longue durée (voir Edward).

2.1 Sécheresse météorologique de courte durée.

La fréquence de apparition des épisodes secs de moins trois mois dans une année en Transylvanie est élevée, ayant un taux moyen de 70 % pour l'espace dépressionnaire. L'analyse spatiale montre qu'au centre et au sud - ouest de la région analysée la fréquence de l'occurrence est supérieure à 70 %.

A cause de la versatilité de l'ISP à l'échelle temporelle on a choisi à étudier les saisons intéressantes du point de vue du régime pluviométrique et phénologique: mai - juin - juillet (maximum pluviométrique) et janvier - février - mars (minimum pluviométrique).

Pour les deux saisons les périodes déficitaires pluviométrique ont une fréquence approximativement égale avec celles des périodes excédentaires pluviométrique et les événements normaux sont nettement prédominants (voir tab.1).

Tableau 1 Fréquence (%) ISP- 3 mois \leq -1 (1951 - 2000)

Station météo.	ISP-mai-juin-juillet				ISP-janvier-mars-avril			
	Modéré sèche	Très sèche	Extrêmement sèche	Total (%)	Modéré sèche	Très sèche	Extrêmement sèche	Total
Alba Iulia	12,5	0,0	2,5	15,0	7,5	12,5	0,0	20,0
Bistrița	7,5	7,5	0,0	15,0	2,5	2,5	5,0	10,0
Blaj	12,5	5,0	0,0	17,5	12,5	5,0	0,0	17,5
Cluj	20,0	2,5	0,0	22,5	0,0	7,5	5,0	12,5
Dej	17,5	2,5	0,0	20,0	10,0	2,5	5,0	17,5
Dumbrăveni	12,5	5,0	0,0	17,5	2,5	5,0	5,0	12,5
Făgăraș	10,0	2,5	2,5	15,0	7,5	5,0	5,0	17,5
Odorhei. S	7,5	5,0	2,5	15,0	15,0	2,5	2,5	20,0
Sarmașu	22,5	2,5	0,0	25,0	5,0	5,0	5,0	15,0
Sebeș	15,0	7,5	0,0	22,5	2,5	5,0	7,5	15,0
Sibiu	10,0	5,0	0,0	15,0	10,0	2,5	5,0	17,5
Tg. Mureș	15,0	0,0	2,5	17,5	7,5	2,5	7,5	17,5
Turda	5,0	2,5	5,0	12,5	12,5	2,5	2,5	17,5

Le mode de manifestation des sécheresses de courte durée dans l'espace et dans le temps est assez hétérogène. La cause probable de l'hétérogénéité est l'influence des facteurs locaux qui nuancent la genèse des événements secs. L'analyse des paramètres de la sécheresse montre qu'il n'y a pas une superposition évidente entre la répartition spatiale des quantités moyennes de précipitations et la manière de manifestation des sécheresses.

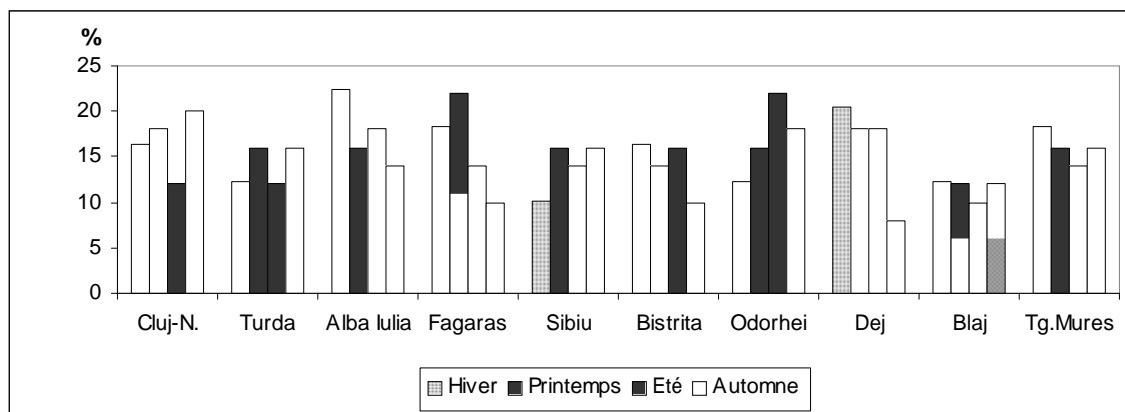


Figure 2. La fréquence des saisons avec $ASP \leq -1$

L'évolution saisonnière des sécheresses étudiée à l'aide de l'ASP montre que la fréquence des périodes déficitaires pluviométriques est maximale au printemps et minimale en automne, mais les différences entre les saisons ne sont pas grandes (fig. 2). Le couplage le plus fréquent entre deux saisons qui ont la valeur $ASP \leq -1$ est hiver - printemps, surtout au centre et à l'est de la dépression.

2.2 Sécheresse météorologique de durée moyenne.

L'analyse des caractéristiques de la sécheresse de moyenne durée a été réalisée à l'aide ISP - 12 mois. On a utilisé l'année hydrologique (de novembre jusqu'en octobre l'année suivante) pour ne pas interrompre la période d'évapotranspiration et des quantités de précipitations réduites. Pour l'étude de la manifestation de la sécheresse pendant l'année civile on a utilisé les valeurs ASP annuelles.

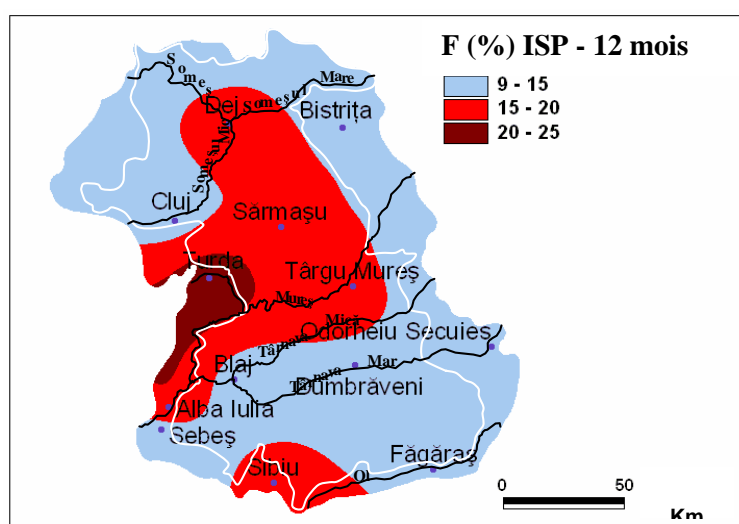


Figure 3. La répartition spatiale de fréquence (%) de l'ISP - 12 mois ≤ -1 (1961/1962 - 1999/2000)

La fréquence des périodes déficitaires pluviométrique (avec $ISP \leq -1$) est approximativement égale avec celle des périodes excédentaires. Quand même, on peut remarquer que pour deux stations météorologiques (Turda et Alba Iulia), situées à l'ouest, la fréquence de périodes excédentaires pluviométrique représente seulement une moitié de celles des périodes déficitaires. Les périodes de 12 mois «normales» du point de vue pluviométrique ont des fréquences entre 62 % et 72 %, nettement supérieures à celles qui caractérisent les deux extrêmes de la variation des quantités de précipitations.

La carte de la répartition des périodes déficitaires pluviométrique peut être considérée comme une estimation du risque de l'occurrence des sécheresses météorologiques de moyenne durée. Dans ce cas il s'agit du composant météorologique de la vulnérabilité du territoire. Les trois classes de fréquence correspondent à des catégories de vulnérabilité, c'est à dire faible, moyenne et grande (fig. 3).

La répartition spatiale des sécheresses de moyenne durée pendant l'année hydrologique relève que la plupart du territoire analysé est caractérisé par une vulnérabilité faible (fréquence $\leq 15\%$). La vulnérabilité moyenne et grande (fréquence $\geq 15\%$) peut être mise en évidence à l'ouest, au centre et au sud (au contact avec la dépression de Sibiu) du territoire analysé.

La manifestation de la sécheresse pendant l'année civile a été évaluée à l'aide des valeurs ASP annuelles. Les différences territoriales de la répartition des années avec $ASP \leq -1$ sont petites et dans une certaine mesure contradictoires, une fréquence élevée apparaît tant dans des zones avec des quantités de précipitations moyennes annuelles plus élevées (Dej) qu'aussi dans des zones avec des quantités de précipitations moyennes annuelles réduites (Turda).

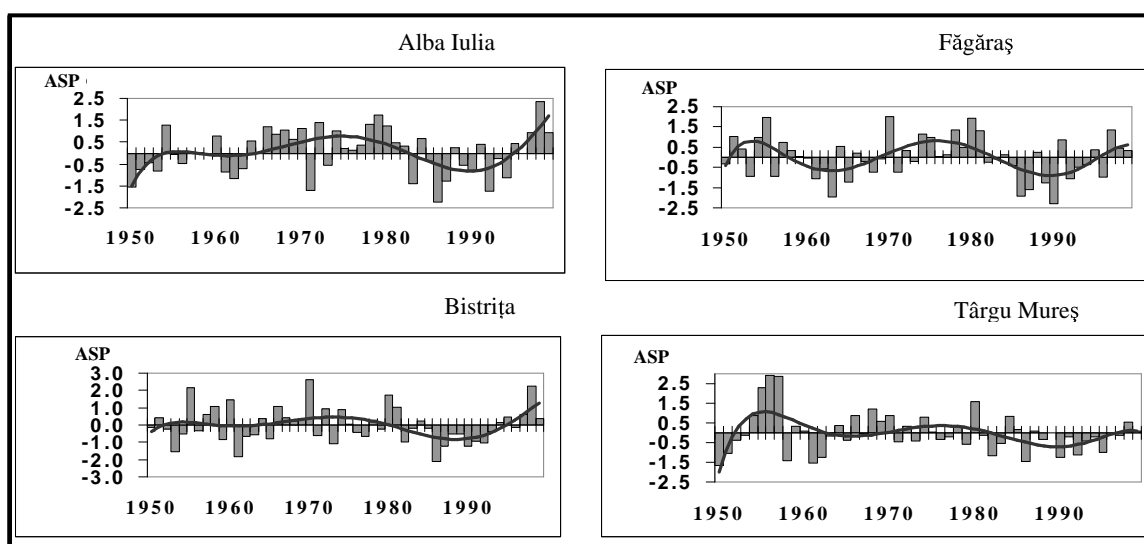


Figure 4. La variabilité de valeurs ASP. La ligne grise représente la tendance polynomiale d'ordre six.

En ce qui concerne l'évolution temporelle on n'a pas pu évaluer un cycle de l'occurrence des années sèches. Toutefois, on peut mentionner que leur fréquence a été plus grande pendant la deuxième moitié des années 80' et le commencement des années 90' (fig. 4).

Conclusion

La standardisation des quantités des précipitations offre la possibilité de comparer les résultats à des stations météorologiques aux régimes pluviométriques différents.

L'analyse des paramètres de la sécheresse de courte et moyenne durée montre qu'il n'y a pas une superposition évidente entre la répartition spatiale des quantités moyennes de précipitations et la manière de manifestation des sécheresses.

On peut remarquer que la fréquence élevée de la sécheresse de durée moyenne peut être mise en évidence à l'ouest, au centre et au sud du territoire analysé, qui est situé dans l'ombre de la pluie.

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.
- Holobacă 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
- Holobacă 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
- Sneyers R., 1992 : On the use of statistical analysis for objective determination of climate change. *Meteorol. Zeitschrift*, **1**, 247-256
- 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. Mkhani & E. Servat), IAHS Publications, **246**, 141-150

CLIMAT ET POTENTIALITES TOURISTIQUES DANS LE NORD DU BENIN

HOUSSOU CHRISTOPHE SEGBE¹, VISSIN EXPEDIT WILFRID^{1&2} ET BOKO MICHEL¹

(1) Laboratoire d'Etude des Climats, des Ressources en eau et de la Dynamique des Ecosystèmes. Université d'Abomey-Calavi. BP 1338, Abomey-Calavi, République du Bénin. Courriel : christpasse@yahoo.fr, exlaure@yahoo.fr, mboko47@yahoo.fr,

(2) Centre de Recherche de Climatologie, Université de Bourgogne, 6, boulevard Gabriel, 21000 Dijon.

Résumé : Le Nord du Bénin regroupant les départements de l'Atacora, de la Donga de l'Alibori et du Borgou, constitue un milieu assez déséquilibré, à orographie contrastée et à pluviométrie variable dans le temps et dans l'espace. Son milieu physique dominé par la montagne de l'Atacora et une végétation de savane bien fournie et une richesse culturelle indéniable lui donne une véritable potentialité touristique. Ce milieu subit l'influence des climats de type atacorien et tropical caractérisés par deux saisons : une saison sèche et une saison de pluies. La saison sèche est proclamée saison touristique, car supposée favorable à cette activité. Les Indices Bioclimatiques (IBC) calculés expriment des ambiances climatiques pas toujours favorables à l'homme, surtout aux personnes expatriées. En conséquence, cette étude montre que les conditions bioclimatiques en période de saison sèche ne sont pas suffisamment favorables aux activités touristiques dans le Nord Bénin malgré la grande potentialité naturelle, culturelle et historique de la région.

Mots-clés : tourisme, saisons, ambiances climatiques, indices bioclimatiques.

Abstract: The North of Benin gathering the departments of Atacora, of Donga of Alibori and Borgou, constitutes a quite disbalanced medium, contrasted with orography and variable pluviometry in time and space. Its physical environment dominated by the Atacora mountain, a vegetation of well-provided savanna and an undeniable cultural richness gives a true touristic potentiality. This medium is subject to the influence of the atacorien climates and tropical characterized by two seasons: the first one a dry season and an other of rains. The dry season is proclaimed tourist season, which is supposed to be favourable to this activity. The Bioclimatic Indices (IBC), calculated express climatic environments not always favourable to man, especially to **foreigners**. Consequently, this study shows that the bioclimatic conditions in times of season dries are not sufficiently favourable to the tourist activities in Benign North in spite of the great natural potentiality, cultural and history of the area.

Key words: tourism, seasons, climatic environments, bioclimatic indices.

Introduction

Le nord du Bénin regroupe les départements de l'Atacora, Donga, de l'Alibori et du Borgou. C'est la région du pays la plus fournie en curiosités touristiques (figure 1). Mais il y a lieu de chercher à savoir si les conditions environnementales offrent aux touristes surtout expatriés la sécurité et le confort bioclimatique. Dans un premier temps, nous allons faire un bref rappel des atouts du nord Bénin et des conditions exigées en matière touristique. C'est le fondement de la problématique. Dans un deuxième temps, nous ferons part de notre démarche méthodologique ; dans un troisième temps, nous exposerons les résultats suivis du commentaire.

1. Données et méthodes

1.1. Données

Nous allons utiliser les données de températures maximales, d'humidité relative, de vitesse de vent (le vent participant à la déperdition thermique de l'organisme humain) et de tension de vapeur au pas de temps mensuel de la série 1961-1990. Les stations synoptiques ou climatologiques concernées sont Natitingou, Kérou et Djougou Kandi. Ces données climatologiques sont fournies par le service climatologie de l'ASECNA.

1.2. Démarche méthodologiques

Elle s'articule autour de trois axes :

- d'une part, une recherche documentaire ayant consisté en une analyse de la documentation

existante à la direction du tourisme et de l'Hôtellerie de Cotonou, à la Direction Départementale du commerce et du tourisme des départements de l'Alibori, Borgou, Donga et Atacora, et au Centre de documentation de la Faculté des Lettres, Arts et Sciences Humaines (FLASH) ;

- d'autre part, une visite exploratoire de certains sites touristiques les plus fréquentés du Nord Bénin ;

- enfin, un entretien direct avec quelques personnes ressources pour des informations complémentaires utiles à une meilleure appréciation de l'importance économique de ces sites.

1.3. Méthodes

L'étude faite par Otschoumare (1974) montrait que le Bénin est favorable au tourisme, pendant 9 mois dans le sud, 5 à 6 mois dans le nord. Pour cet auteur, la tranche de température acceptable se situe entre 18°C et 33°C et l'humidité relative acceptable est comprise entre des valeurs de 50 à 70%. Avec les températures supérieures de 34°C, la vie est moins agréable. Nous voulons aller au-delà des ces simples indications en calculant des indices bioclimatiques avec des seuils définis. Ces indices sont :

- le pouvoir réfrigérant de l'air (k) :

$$K = (10,5 + 10\sqrt{v-v})(33-t) \quad \text{en Kcal/m}^2/\text{h ou en watt /m}^2$$

K mis au point par Siple et Passel en 1945 exprime la quantité de chaleur que le milieu ambiant peut faire perdre au corps pendant un temps donné.

- l'indice thermo-hygrométrique (THI)

$$\text{THI} : T - (0,55 - 0,0055 U\%)(T - 14,5) \text{ en } ^\circ\text{C}$$

THI, mis au point par Thom en 1959, exprime la température effective, c'est-à-dire la température vécue ou la température effectivement ressentie par l'individu quand la température se combine avec l'humidité atmosphérique.

- la tension de vapeur (T_{vap})

La tension partielle de vapeur a été érigée en indice par Nicolas (1958). Cet indice indique l'intensité et le sens des échanges hydriques respiratoires entre le interne et le milieu ambiant. Il est exprimé en hPa.

Pour K, le seuil retenu à l'heure du maximum thermique est de 58 watts/m², k < 58 watts/m² exprime une ambiance éprouvante. Avec K < 0, l'ambiance est torride et très éprouvante.

Pour THI, le seuil est de 26°C. Avec THI < 26°C, l'ambiance est supportable mais avec des valeurs supérieures à 26°C, l'ambiance est éprouvante, voire très éprouvante.

La température maximale est supérieure à 34°C et la tension de vapeur est supérieure ou égale à 26°C donc, l'eau de l'air passe progressivement dans le plasma sanguin.

2. Atouts du tourisme dans le Nord Bénin

2.1. Atouts naturels

Dans le nord Bénin, plusieurs formations végétales se rencontrent malgré l'existence de deux saisons climatiques très prononcées. Ainsi, on a la forêt ripicole et la galerie forestière le long des berges des cours d'eau. La forêt claire, la savane boisée, la savane herbeuse et la savane arbustive occupent les plaines et les plateaux. Compte tenu de la richesse des espèces constituant ces différentes formations, un tourisme scientifique peut trouver là les ressources

indispensables à sa pratique. Cette végétation abondante est le support de l'immense domaine de la recherche que peuvent mener les biologistes et les géographes.

Outre le tourisme scientifique, les autres formes de tourisms (synergétique et de vision) peuvent également se pratiquer aisément compte tenu de la présence de nombreux animaux sauvages. Souvent qualifié de "Paradis touristique" béninois, le nord du Bénin comporte des potentialités touristiques naturelles et humaines.

On recense :

- la cascade de Tanongou, l'espace pittoresque de Koussoukouangou (photo 1) ;
- la plaine du Gourma qui correspond à une savane parc à nérés dans les secteurs habités et à une savane arbustive dans les parcs et réserves du W, de la Pendjari avec possibilité de chasse aux rhinocéros, éléphants, singes etc. ;
- le pic de Koutago à Bembéréké (photo2) ;
- la mare à crocodiles (Kérérou) (photo 3) ;
- la mare à hippopotames (Koudou) (photo 4).



Photo 1 : Cascade de Tanongou.



Photo 2 : pic de Koutago à Bembéréké.



Photo 3 : Mare à Crocodiles (Kérérou).



Photo 4 : Mare à Hippopotames (Koudou).

Clichés : Vissin E. W., 2006.

2.2 Atouts humains

Nous pouvons constater que les populations sont formées de multiples groupes socio-linguistiques suivants : Betammaribè, Waaba, Peuhl, Goulmanché, Tchokossi, Bariba, Bèbèlibè et Somba. Ces populations ont secrété des techniques ingénieuses de construction et des activités culturelles attrayantes. Ce sont les cases rondes des villages Tanneka-Koko et

Tanneka-Béri (photo 3) accrochées aux chaînes quartzitiques et micashistiques sans oublier la grotte sacrée des Tanneka. En pays Otamari (à Boukoumbé ou à Perma), « les Tata somba » (photo 4), véritables châteaux forts, dominant le paysage. Les danses rituelles ou cérémonielles agrémentent le séjour.

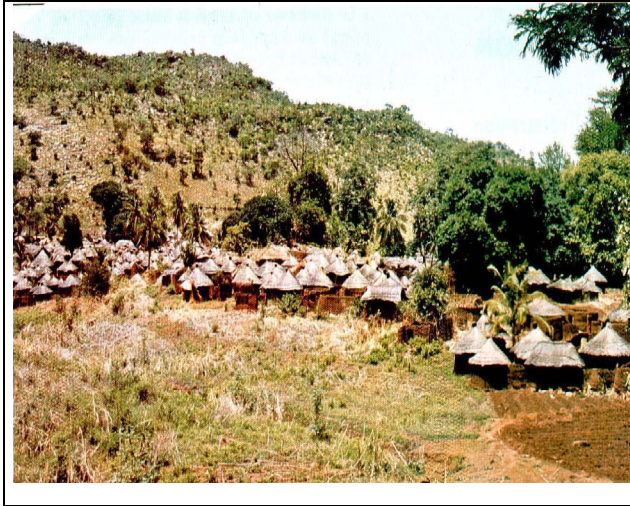


Photo 2 : Habitat rural du village de Tanneka-béri (Adam & Boko, 1993).



Photo 3 : Habitation Otamari (Tata Somba) (Adam & Boko, 1993).

C'est le cas des mariages peuhl avec la flagellation fulani, la fête de la circoncision chez les Betammaribè organisée chaque année en décembre-janvier pendant l'Harmattan.

Ces curiosités sont-elles suffisantes pour drainer de nombreux touristes nationaux ou expatriés ?

En plus de ces atouts, notre région d'étude doit répondre aux exigences des visiteurs. Ces derniers exigent sécurité, agrément et confort (Besancenot, 1989). Aucune activité ne peut se faire sans un minimum de conditions de sécurité, si les touristes sont attirés par les endroits singuliers, uniques, il n'est pas animé par le goût du risque.

3. Contraintes du milieu naturel

Ces résultats se présentent suivant les différents seuils que nous avons considérés pour chaque indice et les graphiques. La température maximale (T_{max}) observée dans l'après-midi est supérieure à 34°C . Les valeurs de la température maximale (figure 1) expriment une ambiance thermique difficilement supportable de décembre à mai à Natitingou avec des valeurs comprise entre $34,4^{\circ}\text{C}$ et $37,5^{\circ}\text{C}$, alors qu'à Djougou, tous les mois sont éprouvants sauf janvier et mai (33°C). A l'exception de janvier ($33,7^{\circ}\text{C}$), tous les autres mois de la saison thermique sont éprouvants ($34,4^{\circ}\text{C}$ à 38°C) à Kérou.

Les valeurs de K (entre 0 et 58 w/m^2) montrent une ambiance très insupportable avec des valeurs négatives (figure 2). Ainsi, l'air n'a plus son pouvoir réfrigérant, mais plutôt « réchauffant », puisque même à l'ombre, l'air est très chaud et l'on respire difficilement. A cette période, l'air est assez sec dans la région et comme le dit Sutour (1996), l'air chaud et sec rend la respiration difficile, déshydrate les jeunes enfants et perturbe le rythme cardiaque des personnes de troisième âge.

Dans ces conditions, la thermolyse est difficile dans cette région dans l'après-midi. Il est donc souhaitable que les touristes prennent certaines dispositions de lutte contre les effets de cette chaleur sur leur organisme inadapté ou insuffisamment préparé.

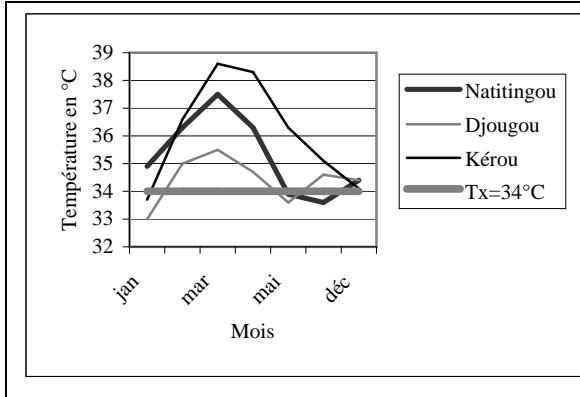


Figure 1 : Situation moyenne des températures maximales.

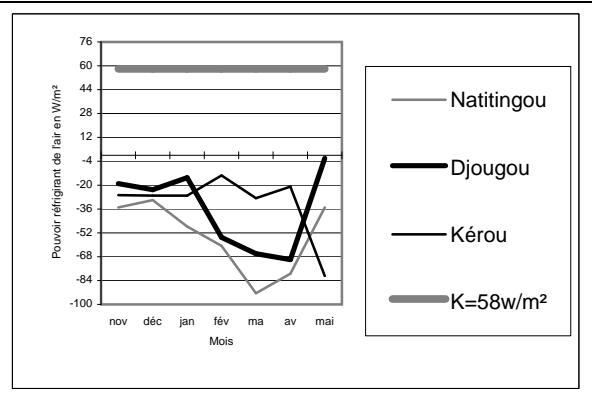


Figure 2 : Situation moyenne du pouvoir réfrigérant de l'air.

Quant à l'indice thermométrique (figure 3), l'inconfort est total à Kérou en décembre, avril et mai avec 29 et 30°C. A Natitingou, l'inconfort s'observe en avril et mai avec THI variant entre 26 et 28°C. Seul le mois de mars représente une période d'inconfort avec un THI d'environ 28°C dans la localité de Djougou.

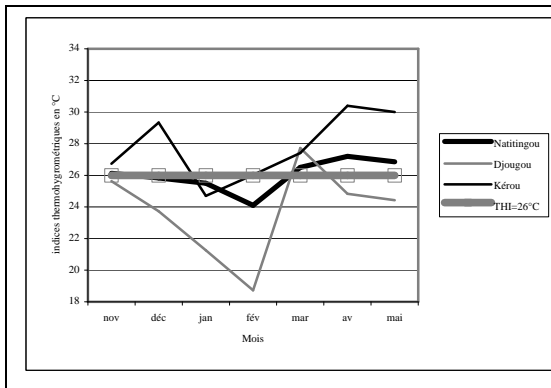


Figure 3 : Indices thermohygrométriques.

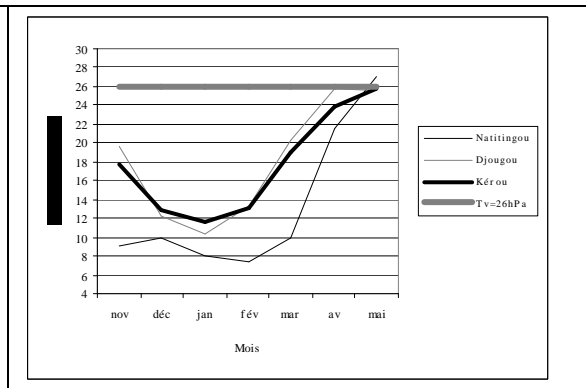


Figure 4 : Tension partielle de vapeur.

La figure 4 montre que, de novembre à mars, la tension de vapeur est comprise entre 8 et 20 hPa ; en avril et mai, l'écart est entre 21 et 27 hPa. Ces ambiances sont quelque peu éprouvantes pour l'organisme humain par passage de l'eau dans le plasma sanguin. Malgré les risques bioclimatiques encourus par les populations, le goût du risque et la volonté de pratiquer la chasse aux grands mammifères en plein soleil peuvent les galvaniser pour affronter le danger.

Conclusion

La période de la saison sèche, déclarée saison touristique par excellence au nord-ouest pose quelques problèmes bioclimatiques surtout à l'heure du maximum thermique, période de promenade touristique. Les conditions bioclimatiques sont peu favorables à l'être humain qui se trouve confronté à une thermolyse mal assurée. Il y a lieu de déterminer dans l'avenir de véritables saisons touristiques non axées sur de simple critère de absence de pluie diurne.

Bibliographie

- Aboubakar M.K., 1993 : *Les possibilités de développement d'un espace touristique au sud Borgou*. Mémoire de maîtrise de géographie, Abomey Calavi, DGAT/ FLASH, 120 pages.
- Adam K.S. et Boko M., 1993 : *Le Bénin*. Paris, Edicef, 97 pages.
- Besancenot J.P., 1996 : *Climat et Tourisme*. Paris, Ed. Masson, 223 pages.
- Bloc-Duraffour P. et Mesplier A., 1992 : *Le Tourisme dans le monde*, Paris, Harmattan, 208 pages.
- Boko M., 1988 : *Rythme climatique et rythme de développement climat des communautés rurales du Bénin*. Thèse d'Etat de géographie, 2 tomes, CRC, Dijon, 608 pages.
- Cales G., 1992 : *Tourisme et Tiers monde*. Paris, Harmattan, 308 pages.
- Hoerner J.M., 1994 : *Introduction au Géotourisme*. Perpignan, PU Perpignan, 232 pages.
- Houssou C.S., 1998 : *Les Bioclimats humains de l'Atacora (nord-ouest du Bénin) et leurs implications socioéconomique*. Thèse de Doctorat de l'Université de Bourgogne, Dijon, CRC, 337 pages.
- Lozato-Glotart J., 1990 : *Géographie du Tourisme*. Paris, Masson, 237 pages.
- Nicolas J.-P., 1958 : Les climats africains et biogéographie humaine. Bulletin de l'IFAN, TXX, série B, N°1-2, 7-67.
- Otschoumare N., 1974 : *Climat et Tourisme*. in AAAIG Bulletin N°12, Paris, 20-23.
- Gazes G., 1989 : *Les Nouvelles colonies de gardes*. T1, Paris, Harmattan, 333 pages.
- Siple P.A. et Passel C.F., 1945 : Measurement of dry atmospheric cooling in subfreezing temperatures. Proceeding of the American Philosophical Society, vol. LXXXIX, n°1, 177-199.
- Sutour F., 1995 : *La Relativité des indices en bioclimatologie humaine*. In 'Climat, pollution atmosphérique, santé', hommage à Gisèle ESCOURROU, Dijon, GDR Climat et Santé, 97-114.
- Thom E.C., 1959 : The discomfort index. *Weatherwise*, **12**, 57-60.

LE RAPPORT CLIMAT - ACTIVITES TOURISTIQUES SUR LE TERRITOIRE DE LA ROUMANIE

MIHAI IELENICZ⁽¹⁾, LAURA COMĂNESCU⁽¹⁾, VIȘAN MIRCEA CRISTIAN⁽¹⁾, VIȘAN GHEORGHE⁽¹⁾

⁽¹⁾Faculté de Géographie, Université de Bucarest, Bd. Nicolae Balcescu N°1, Secteur 1, 70111 Bucarest, Roumanie, Tél : + 40-21-315 30 74/155, visanm@yahoo.com, lauracomnescu@yahoo.com, visan_ghe@yahoo.fr

Résumé: Dans la structure du potentiel touristique d'une région, le climat a un rôle secondaire, mais il peut souvent constituer un facteur favorisant ou au contraire restrictif pour l'activité touristique. Dans cet ouvrage on fait une analyse des effets des conditions de climat sur l'organisme humain et du mode dont ceux-ci déterminent certaines formes de tourisme pour le territoire de la Roumanie. Par la corrélation avec les paramètres climatiques on a déterminé pour la Roumanie trois intervalles hypsométriques : sous 400m, 400-800 (1000m) et plus de 1000m, qui correspondent aux différentes unités de relief et implicitement, sur les formes de tourisme pratiquées. La délimitation de ces aires a été réalisée sur la base d'une formule de calcul de l'indice climat - touristique pour différentes stations météorologiques et différents mois de l'année.

Mots clé: Roumanie, climat, confort thermique, inconfort thermique, caractéristiques climat – touristiques

Abstract: In the potential tourism structure of a region, the climate plays a secondary role, but it can constitute a favourable or on the contrary restrictive factor for the tourist activity. In this presentation, we analyse the effects of the climatic conditions over the human body and the way in which these ones determine some forms of tourism on the Romanian territory. By correlation with all the climate parameters, we have determined three hypsometrical intervals on the Romanian territory: less than 400m, 400-800 (1000m) and higher than 1000m, which correspond to different relief units and implicitly influence the practice of tourism forms. The delimitation of these areas is realized on the basis of the calculation of the climate-tourist index for different meteorological observing stations and different months of the year.

Key words: Romania, climate, thermic comfort, thermic discomfort, tourist climate characteristics

1. Introduction

Le climat ne constitue que rarement un élément direct de potentiel touristique, mais peut être un facteur favorable ou de restrictif pour l'activité touristique. Par rapport aux composantes du relief, des eaux ou de la végétation, qui par physionomie, dimensions et autres caractéristiques s'imposent directement dans le potentiel touristique, le climat semble, à la première vue, avoir une signification d'ensemble ou devient important par certains paramètres nécessaires à être connus pour quelques activités de tourisme spécifique. Dans ce cas, on va insister sur le relevé des valeurs extrêmes, sur la probabilité de leur réalisation en temps et espace, et aussi sur la mise en évidence de toutes les facteurs de nature climatique qui peuvent avoir sur l'ensemble, *caractère favorisant ou restrictif pour l'activité touristique*, en limitant ou en assurant la viabilité de certaines formes de tourisme (Ielenicz M., Comănescu L., 2006).

2. Les effets de la manifestation des conditions climatiques sur l'organisme humain sur le territoire de la Roumanie

Sur le territoire de la Roumanie, en général, les états *de confort* sont liés par les *températures moyennes diurnes* de 18-28°C. On les rencontre surtout dans les régions de collines, plateaux et hautes plaines, dans l'intervalle mai - septembre. En opposition, *l'inconfort thermique* (températures moyennes mensuelles de plus de 28°C ou du moins de 18°C) s'y réalise six - huit mois. Au contraire, dans la plaine et les plateaux bas les mois d'été (juillet et août), le manque de confort est déterminé par la fréquence des jours et des nuits tropicaux, et les mois de décembre - avril par les températures très basses. On enregistre un inconfort thermique à la montagne, la plus grande partie de l'année (octobre - juin au dessous de 1500m d'altitude; avec quelques exceptions diurnes à plus de 1500m).

Dans toute les région, les périodes avec confort thermique varient avec les heures, même dans les optimums intervalles déterminés par les moyennes mensuelles ou diurnes. Les situations sont possibles surtout aux mois d'automne et du printemps à midi, et l'été le matin et le soir. Il en résulte la nécessité de faire des calculs et l'interprétation des valeurs de plusieurs indicateurs: les valeurs moyennes multi annuelles diurnes et mensuelles, le nombre mensuel des jours d'hiver, de gelée, d'été tropical, l'appréciation de la dimension des intervalles diurnes avec des valeurs de 18-28°. En fonction de tous ceux-ci, on détermine les *périodes optimums* mensuelles et journalières favorables aux différentes activités touristiques. Il est nécessaire de faire le rapport de ces valeurs avec *la perception* des touristes en fonction de l'âge et du type d'activité touristique.

C'est ainsi que les limites thermiques de 18-28° sont optimales pour certaines formes de tourisme (randonnée, repos, divertissement, traitement balnéaire, tourisme sportif). Pour d'autres formes, elles sont plus basses (-5-15° pour les sports d'hiver, 10-20°C pour la randonnée dans l'espace alpin et subalpin).

Pour les activités qui présupposent l'utilisation de l'environnement aquatique il est très important de faire le rapport des valeurs thermiques diurnes de l'air et des eaux (la situation optimum dans l'eau est de 20-24°C). Ainsi, sur le littoral, l'optimum est pendant les mois de juillet – août, et le possible pendant les mois de mai - juin et septembre. Pour les lacs des régions de plaine, les intervalles sont: optimum de 15 juin-10 septembre, possible du mois de mai jusqu'à la fin du mois de septembre, et pour les lacs qui se trouvent dans les régions montagneuses (sous 800m) seul le mois d'août est supportable (en exceptant les lacs salés ou ceux avec eaux thermales où les intervalles sont plus longs).

Pendant les activités touristiques, un rôle très stressant revient *au vent* qui crée des sensations d'inconfort. Si les brises de mer et de montagne sont agréables et prévisibles pendant les journées torrides, les courants d'air aux vitesses qui dépassent 3,5m/s deviennent non favorables, et le vent pendant les orages et tempêtes de neige est extrêmement dangereux. Par conséquent, il est nécessaire de faire le calcul du nombre moyen des jours avec du vent de plus de 3,5 m/s, et du nombre des jours calmes.

Pour la randonnée, le divertissement et les traitements, la valeur de la pression de l'air est très importante, en créant parfois (le cas des organismes faibles ou âgés) des dysfonctions dans l'état de l'organisme. Par conséquent, dans l'analyse, à côté de la variation moyenne de la pression d'un mois à l'autre par rapport à l'altitude, on va surveiller aussi le changement de celle-ci avec les masses d'air et d'autres particularités climatiques. Cet aspect est très significatif dans la caractérisation du climat des différentes stations balnéaires ou climatiques, car le régime de la pression peut devenir pour certains touristes un facteur de risque.

L'inconfort climatique peut être dû aussi à *l'humidité de l'air* (que celle-ci soit très élevée ou très réduite). Sous cet aspect, en Roumanie, les mois de printemps et d'automne sont propices aux activités touristiques dans les régions de collines et de plaines et ceux d'été dans l'espace montagneux à 800-1800m d'altitude.

3. La régionalisation climato - touristique du territoire de la Roumanie

Pour l'évaluation du potentiel climato - touristique de la Roumanie, on a calculé l'indice climato - touristique pour les stations représentatives situées dans des unités géographiques différentes. L'indice climato touristique (Peguy, 1961 cité par Fărcaș, Bențe, Trifa, 1968) a été calculé selon la formule $I = (S + T - 5D) / 5$ où *S*- la durée de l'ensoleillement, *T*- température moyenne mensuelle exprimée en dixièmes de degré, *D*- la durée des précipitations, en exceptant celles pendant la nuit.

L'indice climato - touristique a été calculé pour des valeurs moyennes mensuelles. Les valeurs moyennes de cet indice sont comprises entre -90 et 90 pour la Roumanie, et les

maximums pour le continent européen arrivent à 100. Les valeurs favorables pour les activités touristiques sont pour la Roumanie comprises entre 0 et 90 (Teodoreanu E., 2002).

Les plus hautes valeurs de l'indice climato - touristique pendant une année sont enregistrées le mois de juillet dans les régions de plaine, le mois d'août dans les régions de colline et plateau et en septembre dans les régions montagneuses. Les minimum sont enregistrés en janvier (les régions de plaine et de collines) et en février (les régions montagneuses).

On peut déterminer trois intervalles hypsométriques avec des activités touristiques distinctes:

- *l'intervalle hypsométrique sous 400m* est représenté par des plaines (La Plaine Roumaine et la Plaine de l'Ouest) (fig.2), la station d'Oradea). Celui-ci se caractérise par le rythme annuel suivant : une saison froide inconfortable avec des valeurs sous 80, une saison chaude avec plus de 50 mais des jours inconfortables, et deux intervalles (le printemps et l'automne) avec un stress bioclimatique limité. On ajoute le fait que l'été, pour certaines formes de tourisme (la cure héliomarine, la cure balnéaire, les sports nautiques), contient un grand nombre de jours de confort bioclimatique.

La saison la plus favorable pour des activités touristiques est mars-le début de juin et septembre- le début du novembre (Fărcaș, Bețe, Trifa, 1970).

- *l'intervalle hypsométrique compris entre 400 et 800m* (localement il peut arriver jusqu'à 1000m) et il est représenté par les régions de colline et de plateau de la Roumanie (fig. 3), les stations de Târgu Jiu, Constanța), avec des différenciations en fonction de l'altitude, de l'exposition envers le Soleil et la direction dominante des masses d'air. Les caractéristiques du climat sont très favorables au tourisme; les températures sont modérées et les variations des autres éléments qui se conjuguent avec cela, sont supportables.

Les valeurs de l'indice climato-touristique sont négatives dans la saison de novembre-avril, lorsque la fréquence des activités touristiques est réduite et les valeurs positives dans la saison mai - octobre, avec un maximum d'activité touristique en juin- septembre. Les valeurs de l'indice sont plus basses pour le Plateau de la Moldavie et les Subcarpatiques de la Moldavie et plus élevées dans le Plateau de Dobroudja et les Subcarpatiques Gétiques.

- *l'intervalle hypsométrique de plus de 800m (1000m)* montre une augmentation de plus en plus accentuée (en même temps avec l'altitude) de la sollicitation de l'organisme aux modifications thermiques, de pression, de l'exposition aux vents et aux différents phénomènes météorologiques. Cette aire coïncide avec l'unité montagneuse Carpatique (fig.3, station le Pic d'Omu) et l'indice climato - touristique a des valeurs réduites pendant toute l'année.

Le saison la plus favorable dure jusqu'en d'octobre, avec les mois de juillet - septembre de pointe lorsqu'on pratique différentes formes de tourisme, inclus la randonnée à l'altitude très hautes de plus de 2000m. L'activité touristique est limitée en juin-juillet par la nébulosité élevée, la grande quantité de précipitations, la fréquence des précipitations torrentielles et des phénomènes orageux.

Pendant l'hiver, l'indice climato - touristique a des valeurs négatives, mais on pratique les sports d'hiver là où les conditions topographiques et la qualité de la couche de neige (durée et épaisseur) le permettent. (Fărcaș, Bețe, Trifa, 1970).

4. Conclusions

Par le calcul des indice climato - touristiques et la délimitation des aires favorables et défavorables pour les activités touristiques dans des intervalles mensuelles pendant une année, on a souligné le cadre du climat général où se développe une gamme variée de formes et de types de tourisme sur le territoire de la Roumanie.

Bibliographie

BERBESCU ELENA, (1997), *Mica enciclopedie de balneoclimatologie a României*, Edit. All, București.

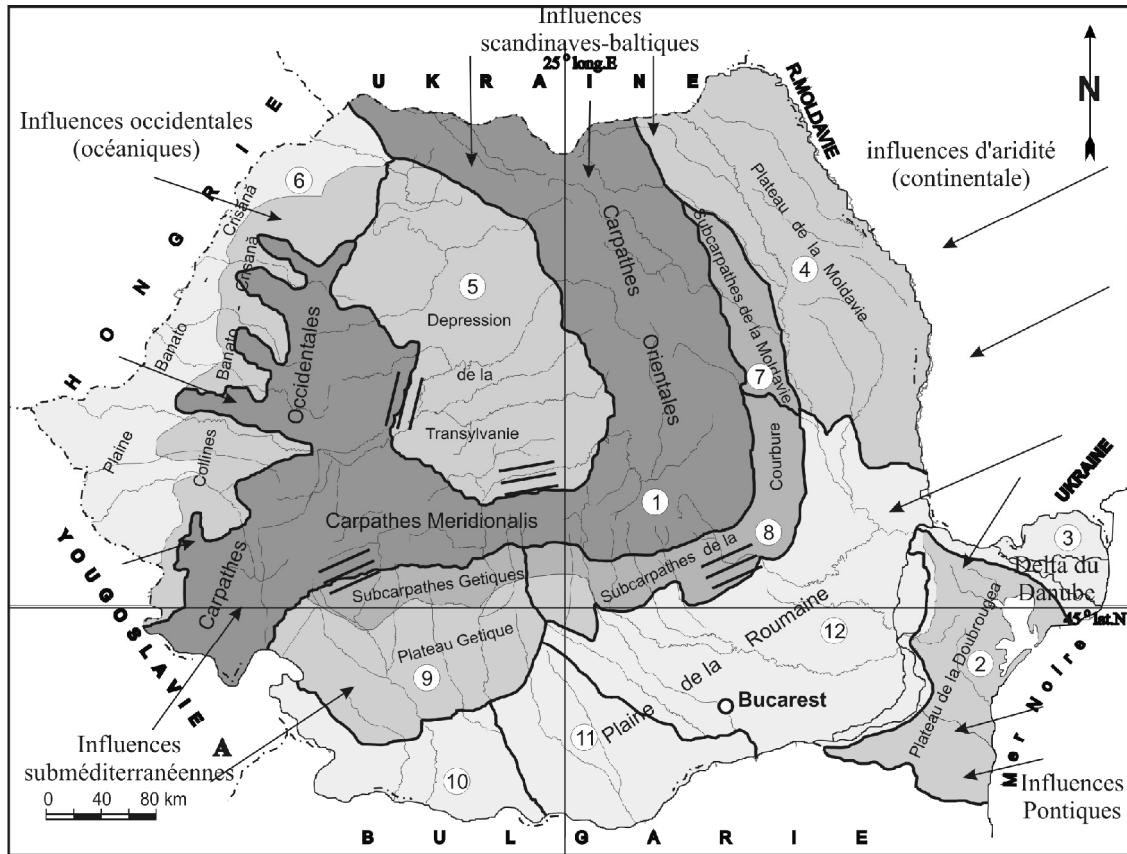
FARCAȘ I., BENȚE, D., TRIFA P., (1968), *Indicele climatic-turistic. Aplicații la teritoriul R. S. România*, Studia Univ. Babeș-Bolyai, Cluj-Napoca, series Geologia-geographia, fasc. 1.

FARCAȘ I., BENȚE, D., TRIFA P., (1970), *Harta climatică-turistică a României*, Studia Univ. Babeș-Bolyai, Cluj-Napoca, series Geologia-geographia, fasc. 2.

IELENICZ M., COMĂNESCU LAURA, (2006), *România-potențial turistic*, Edit. Universitară, București, pag. 464.

TEODOREANU ELENA, (2002), *Bioclimatologie umană*, Edit. Academiei Române, București.

*** ,(1961), *Clima RPR*, vol II, Edit. Academiei Române.



- Vents de type föhn. 1. Climat de montagne, 2. Climat de plateau et de basse colline avec des influences pontiques et est-européennes, 3. Climat de plaine deltaïque avec des influences pontiques et est-européennes, 4. Climat de colline avec de fortes influences est-européennes et scandinave-baltiques, 5. Climat de plateau et de colline avec un climat d'abri et de faibles influences occidentales, 6. Climat de plaine et de colline basse avec de fortes influences occidentales (N) et subméditerranéennes (S), 7. Climat de (haute) colline et dépression submontagneuses avec influences scandinave-baltiques, 8. Climat de (haute) colline et dépression avec un climat de transition. 9. Climat de collines et dépression avec influences subméditerranéennes (V) et de transition (E). 10. Climat de plaine avec influences subméditerranéennes. 11. Climat de plaine de transition entre les influences subméditerranéennes et celles d'aridité. 12. Climat de plaine avec de fortes influences d'aridité.

Fig.1- Carte, la Roumanie, les unités et les provinces climatiques.

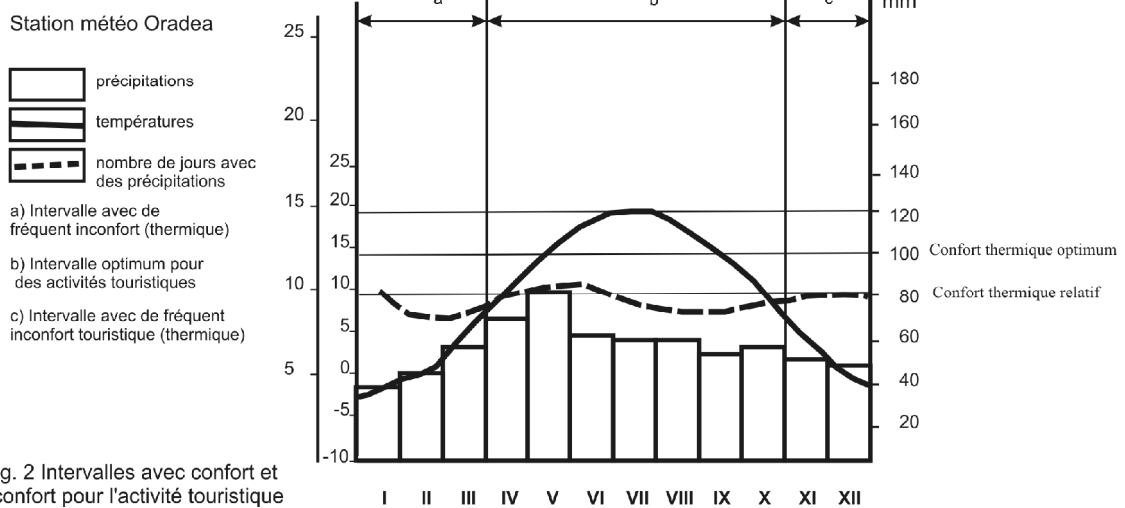
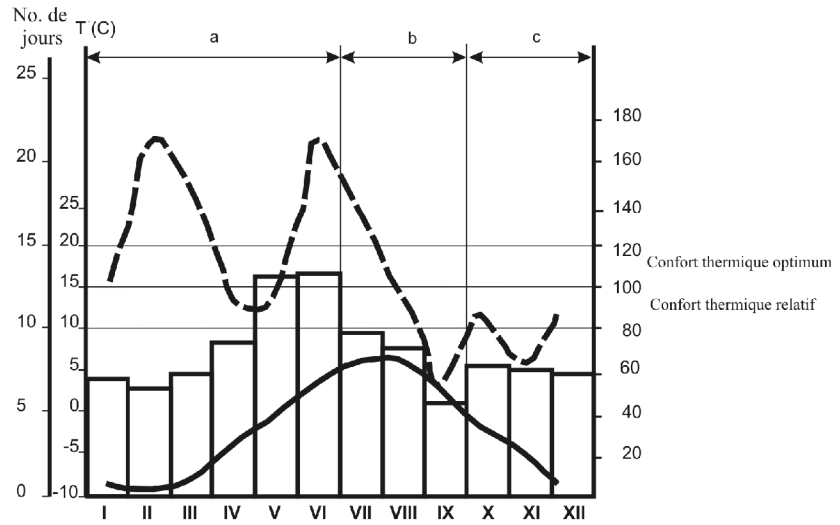
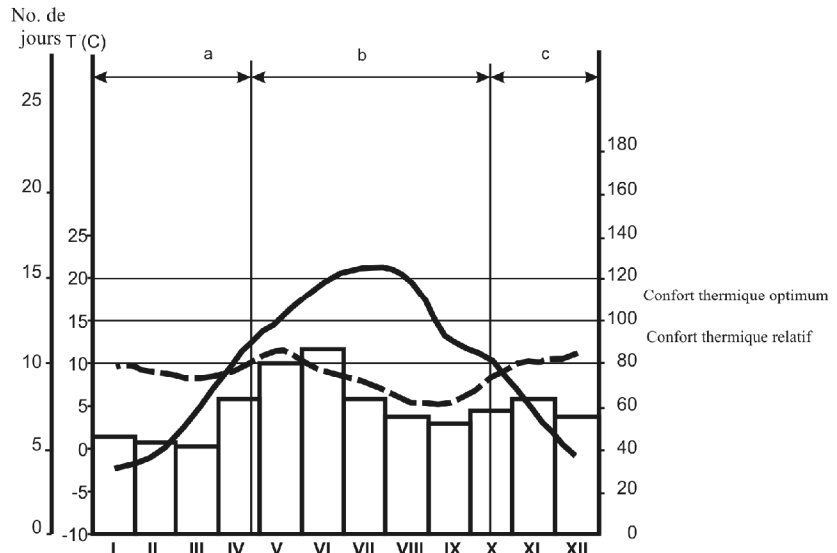


Fig. 2 Intervalles avec confort et inconfort pour l'activité touristique

Station météo Vf. Omu



Station Tg. Jiu



Station météo Constanta

- précipitations
- températures
- nombre de jours avec des précipitations

- a) Intervalle avec de fréquent inconfort (thermique)
- b) Intervalle optimum pour des activités touristiques
- c) Intervalle avec de fréquent inconfort touristique (thermique)

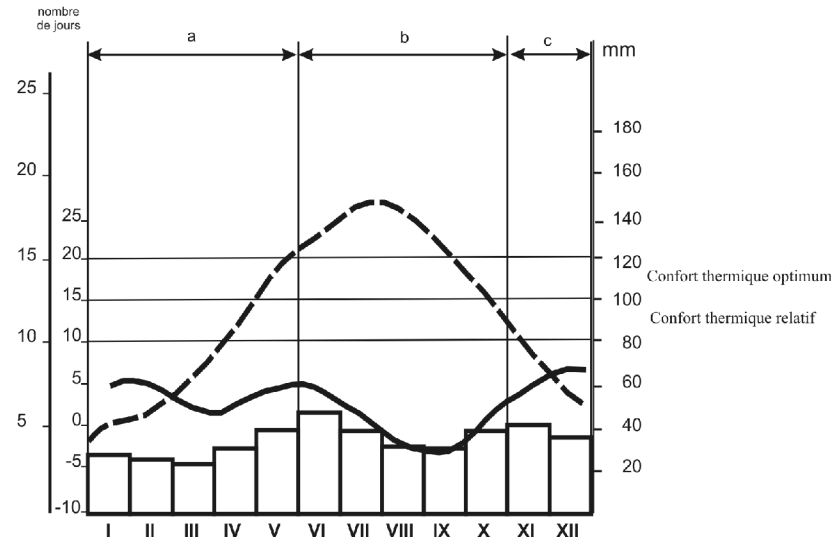


Fig. 3 Intervalles avec confort et inconfort pour l'activité touristique

TYPOLOGIE DES SITUATIONS METEOROLOGIQUES ASSOCIEES A DES FORTS EPISODES PLUVIEUX DANS LE BASSIN VERSANT DE LA PRAHOVA (ROUMANIE)

G. IOANA-TOROIMAC ^(1,4), G. BELTRANDO ⁽²⁾, O. PLANCHON ⁽³⁾, L. ZAHARIA ⁽⁴⁾

⁽¹⁾ USTL, Cité Scientifique, Géographie, Villeneuve d'Ascq 59655 France, g.ioana-toroimac@ed.univ-lille1.fr.

⁽²⁾ Université Denis Diderot UMR 8586 (PRODIG) du CNRS (cc 7001) 75205 PARIS Cedex 13
beltrando@paris7.jussieu.fr.

⁽³⁾ Université de Rennes 2, UMR 6554 LETG (Laboratoire COSTEL), Place Recteur Henri Le Moal, 35043 Rennes Cedex, olivier.planchon@uhb.fr.

⁽⁴⁾ Université de Bucarest, Faculté de Géographie, Boulevard Nicolae Balcescu N°1, sector 1, Bucarest, Roumanie, zaharia@geo.unibuc.ro.

Résumé : Les types de situations météorologiques associées aux 78 jours qui ont reçu plus de 50 mm de précipitations dans au moins une des quatre stations du bassin versant supérieur de la Prahova sont analysées. La plupart de ces épisodes pluvieux (62,9%) surviennent en été (21,8% en automne, 8,8% au printemps, 6,5% en hiver). Les situations météorologiques associées sont classées en 22 sous-types d'après la méthode dite de Hess-Brezowsky ; les situations dominantes sont la situation cyclonique d'ouest et la situation à talweg. A partir des cartes de reanalyses NCEP (à 500 hPa et en surface) et en utilisant deux critères (la position des centres de pression sur l'Europe et la présence d'une dépression sur l'Europe du sud ou du sud-est), cet article propose le classement des situations météorologiques associées à de forts épisodes pluvieux en trois types.

Mots clés : situation météorologique, précipitations fortes, Prahova (Roumanie).

Abstract: The weather situation types associated to the seventy eight days receiving more than 50 mm of precipitations in at least one of the four stations within the upper Prahova basin are analysed. Most of these pluvial episodes (62,9%) take place in summer (21,8% in autumn, 8,8% in spring, 6,5% in winter). The corresponding weather situations are classified in 22 subtypes according to the Hess-Brezowsky method; the dominant weather situations are the west low pressure type and the shallow-low type. Using the NCEP reanalyses maps (at 500 hPa and at the surface) and two criteria (the position of the pressure centres over Europe and the presence of a low pressure area over the south or the south-eastern Europe), this article proposes the classification of the weather situations types associated to the heavy pluvial episodes in three types.

Key words: weather situations, heavy precipitations, Prahova (Romania).

Introduction

Le bassin versant de la Prahova (3740 km²) est situé dans le centre-est de la Roumanie et s'étend sur trois régions naturelles : Carpates, Subcarpates et Plaine Roumaine. A plusieurs reprises durant les trois dernières décennies, ce bassin versant a reçu des quantités importantes de précipitations qui ont engendré des crues torrentielles accompagnées de glissements de terrain. Plusieurs de ces phénomènes ont provoqué des dégâts préjudiciables à la population qui réside dans cette vallée. C'est notamment le cas du secteur supérieur du bassin versant de la Prahova qui correspond à la région montagneuse et collinaire, où la hauteur moyenne annuelle des précipitations (sur la période 1970-2005) varie de 1014 mm à Sinaia (1510 m d'altitude) à 774 mm à Campina (461 m). Le maximum des précipitations en 24 heures tombe en été (juin-juillet) ou en septembre (figure 1).

Afin de mieux comprendre les entrées de ce système pluie-débit-morphologie, nous avons comptabilisé et classé les situations météorologiques associées à des forts épisodes pluvieux responsables de dégâts importants dans ce bassin versant.

Les « forts épisodes pluvieux » sont définis comme les jours recevant plus de 50 mm de précipitations dans au moins une des stations météorologiques analysées. Le seuil pluviométrique de 50 mm a été choisi de façon aléatoire ; il délimite une catégorie peu fréquente de jours pluvieux, ce que permet l'analyse des cas rares.

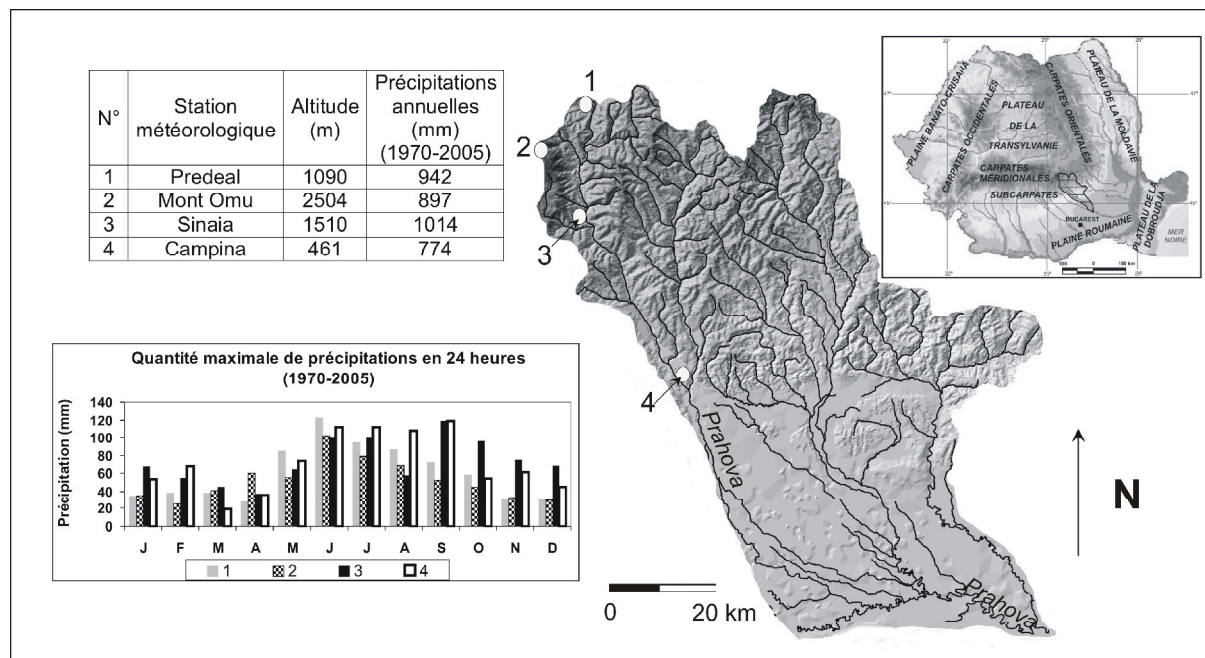


Figure 1. Stations météorologiques analysées dans le bassin versant supérieur de la Prahova – position géographique, moyenne annuelle de précipitations et quantité maximale de précipitations en 24 heures (1970-2005).

1. Données et démarche méthodologique

Les données de base analysées sont les précipitations quotidiennes des quatre stations météorologiques (Mont Omu située à 2504 m d'altitude, Sinaia située à 1510 m, Predeal située à 1090 m et Campina située à 461 m), les cartes de reanalyse NCEP (géopotential 500 hPa et champs de pression en surface) et les Bulletins Météorologiques Européens (cartes synoptiques en surface).

Quatre étapes ont été suivies afin de répondre à la problématique exposée ci-dessus :

1) identification des jours recevant plus de 50 mm de précipitations dans au moins une des quatre stations météorologiques du bassin versant de la Prahova (Predeal, Mont Omu, Sinaia et Campina) durant la période 1970-2005.

2) classement des épisodes pluviométriques repérés selon la méthode dite de Hess-Brezowsky ; cette méthode identifie sur l'Europe trois groupes de circulations divisés en 29 sous-types (Gerstengarbe et Werner, 2005). Cette classification des situations météorologiques est basée essentiellement sur la position des grands centres d'action influençant la direction des flux dominants sur l'Europe centrale.

3) application de deux critères d'analyse sur les cartes de reanalyse NCEP (géopotential à 500 hPa et champs de pression en surface ; période 1970-2005) du Wetterzentrale (<http://www.wetterzentrale.de/topkarten/>). Cela permet d'établir les particularités des situations météorologiques des jours recevant plus de 50 mm de précipitations dans le bassin versant de la Prahova : la position des centres de pression sur l'Europe et la présence d'une dépression sur l'Europe du sud ou du sud-est.

4) analyse par observation visuelle des cartes synoptique en surface des Bulletins Météorologiques Européens, publiés par l'association Berliner Wetterkarte en collaboration avec l'Institut de Météorologie de l'Université de Berlin (période 1989-2005), à partir des trois critères : la position des centres de pression sur l'Europe, la présence d'une dépression sur l'Europe du sud ou du sud-est et la disposition des fronts atmosphériques sur l'Europe.

Les situations météorologiques sont classées selon la méthode dite de Hess-Brezowsky à 0 heures UTC, tandis que les valeurs de précipitations quotidiennes utilisées dans cet article correspondent à un intervalle de 24 heures de 17.30 UTC le jour précédent à 17.30 UTC le jour concerné.

2. Types de situations météorologiques associées aux forts épisodes pluvieux dans le bassin versant de la Prahova (période 1970-2005)

L'analyse montre que 78 jours reçoivent plus de 50 mm de précipitations dans au moins une des quatre stations météorologiques considérées durant la période 1970-2005 : 62,9% de ces jours apparaissent en été (juin à août), 21,8% en automne, 8,8% au printemps (tous les épisodes pluvieux sont concentrés au mois de mai), 6,5% en hiver. Une analyse décennale de la distribution des jours recevant plus de 50 mm de précipitations montre que 27 jours sur 78 sont enregistrés dans les années 70, 19 sur 78, dans les années 80, 23 sur 78, dans les années 90, 9 jours sur 78 dans les années 2000-2005. Il n'est donc pas possible de conclure sur une quelconque évolution du nombre de jours très pluvieux sur la période d'étude.

Les pluies d'été sont habituelles en Europe centrale et orientale (frontales et/ou thermo-convectives) ; les précipitations excessivement abondantes qui s'y abattent de temps en temps en cette saison ne sont donc pas intempestives et s'inscrivent dans la logique des rythmes saisonniers (Planchon, 2005). En Europe centrale, ces précipitations sont souvent liées, en début d'été notamment, à des circulations de nord-ouest perturbées, tandis que le réchauffement rapide du continent engendre instabilité et convection (Kendrew, 1961 ; Schüepp et Schirmer, 1977 ; Weischet et Endlicher, 2000). Un apport d'air chaud et humide à l'avant de ces perturbations les réactive lorsque celles-ci pénètrent à l'intérieur du continent. Dans ces conditions, l'effet orographique des Carpates peut être déterminant pour amplifier localement l'abondance des pluies de début de saison chaude (Suffert, 1972 ; Apostol et Amăriucăi, 2005). La fréquence des situations météorologiques associées aux jours recevant plus de 50 mm de précipitations, classées selon la méthode de Hess-Brezowsky, est représentée sur la figure 2.

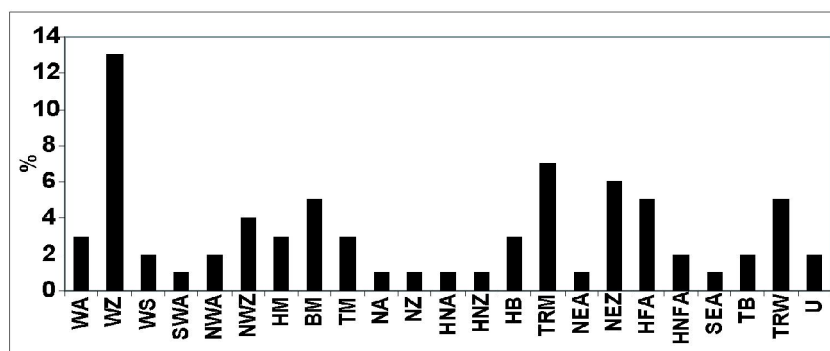


Figure 2. Fréquence des situations météorologiques, selon la classification de Hess-Brezowsky, associées aux jours recevant plus de 50 mm de précipitations pendant la période 1970-2005 (WA=circulation d'ouest, anticyclonique ; WZ= circulation d'ouest, cyclonique ; WS= circulation d'ouest, méridionale ; SWA= circulation de sud-ouest, anticyclonique ; NWA= circulation de nord-ouest, anticyclonique ; NWZ= circulation de nord-ouest, cyclonique ; HM=anticyclone sur l'Europe centrale ; BM=dorsale de haute pression sur l'Europe moyenne ; TM=dépression sur l'Europe centrale ; NA= circulation de nord, anticyclonique ; NZ= circulation de nord, cyclonique ; HNA=anticyclone sur Mer du Nord-Islande, anticyclonique ; HNZ=anticyclone sur Mer du Nord-Islande, cyclonique ; HB=anticyclone sur les îles Britanniques ; TRM=talweg sur l'Europe centrale ; NEA= circulation de nord-est, anticyclonique ; NEZ= circulation de nord-est, cyclonique ; HFA=anticyclone sur Scandinavie, anticyclonique ; HNFA=anticyclone sur Mer du Nord-Scandinavie, anticyclonique ; SEA= circulation de Sud-Est, anticyclonique ; TB=dépression sur les îles Britanniques ; TRW=talweg sur l'Europe occidentale ; U=situation de transition).

Les situations météorologiques les plus fréquentes associées⁹ à ces épisodes pluvieux, selon la méthode dite de Hess-Brezowsky, sont : la situation cyclonique d'ouest (17,6%), la situation à talweg sur l'Europe centrale et sur l'Europe de l'ouest (16,2%) et la situation cyclonique de nord-est (8,1%). La situation cyclonique d'ouest correspond surtout aux épisodes pluvieux d'été (11 jours sur 13) et à des épisodes isolés en mai et en octobre (1 jour sur 13). La situation à talweg amène des pluies abondantes de mai à octobre. La situation cyclonique de nord-est caractérise surtout les mois des extrêmes thermiques: 2 jours sur 6 en janvier, 2 jours sur 6 en juillet, 1 jour sur 6 en août, 1 jour sur 6 en novembre.

37,8% des jours classés se caractérisent par une situation météorologique anticyclonique ou de haute pression. L'utilisation de la classification de Hess-Brezowsky (échelle de l'ensemble de l'Europe) pour l'étude des événements hydro-climatiques du bassin versant de la Prahova (échelle locale) nécessite donc un examen des types de circulations tenant compte de la position de l'espace étudié par rapport aux principaux centres d'action de référence.

A partir de l'analyse de la disposition des isobares sur les cartes de reanalyse NCEP du géopotential à 500 hPa et des champs de pression en surface pour les 78 jours recevant plus de 50 mm de précipitations, trois types de situations météorologiques sont identifiés (figure 3).

Type 1. Un centre de basses pressions se situe au nord-ouest ou au nord de l'Europe. Une dépression isolée (ou une goutte froide) se situe alors sur l'Europe du sud-est. Les situations météorologiques de 38 jours sur 78 appartiennent à ce type. En référence à la classification de Hess-Brezowsky, ce sont les situations à talweg (sur l'Europe de l'ouest ou sur l'Europe centrale), à dépression sur les îles Britanniques, cyclonique de nord-ouest, à dépression sur l'Europe centrale, méridionale d'ouest et à cyclone sur la Mer du Nord – Islande (cyclonique). 86,7% des jours de juin recevant plus de 50 mm de précipitations appartiennent à ce type de situation météorologique. La plupart des épisodes pluvieux d'octobre et de novembre s'inscrivent dans cette catégorie (4 jours sur 5). C'est également la situation typique des épisodes pluvieux (isolés) de décembre et de février. Un exemple démonstratif pour ce type est la situation météorologique du 9 juin 1991 (à talweg sur l'Europe centrale) ; elle est représentée sur la figure 3.

Type 2. Des hautes pressions couvrent l'ouest, le centre et le nord de l'Europe, tandis qu'une dépression se situe sur l'Europe du sud-est. Les systèmes perturbés associés à ce centre de basses pressions sont soit d'origine méditerranéenne, soit venant du nord-est (situation cyclonique de nord-est). Ce type explique 19 sur 78 des situations météorologiques des jours recevant plus de 50 mm de précipitations. Un cas typique est celui du 12 juillet 1982 (anticyclone sur Scandinavie) représenté sur la figure 3. Les circulations de type cyclonique de nord-est, anticyclonique de nord-est et de nord et à anticyclone sur l'Europe centrale étaient représentées dans cette catégorie. Ces situations ont été observées de préférence du début mai au début de l'automne.

Type 3. Ce type regroupe des situations à basses pressions de surface peu accentuées au voisinage de la mer Noire, parfois associées à une goutte froide d'altitude sur le sud-est de l'Europe, tandis que des conditions anticycloniques dominent le plus souvent sur l'Europe occidentale et éventuellement centrale. 21 sur 78 des jours analysés s'identifient à ce type de situation météorologique. 17 jours sur 21 sont en juillet-août (possibilité de processus thermoconvectifs). L'exemple du 3 août 1997 (anticyclone sur Scandinavie) est considéré démonstratif pour ce type de situations météorologique ; en conséquence il a été représenté sur la figure 3.

⁹ 4 jours de l'année 2005 ne sont pas classés.

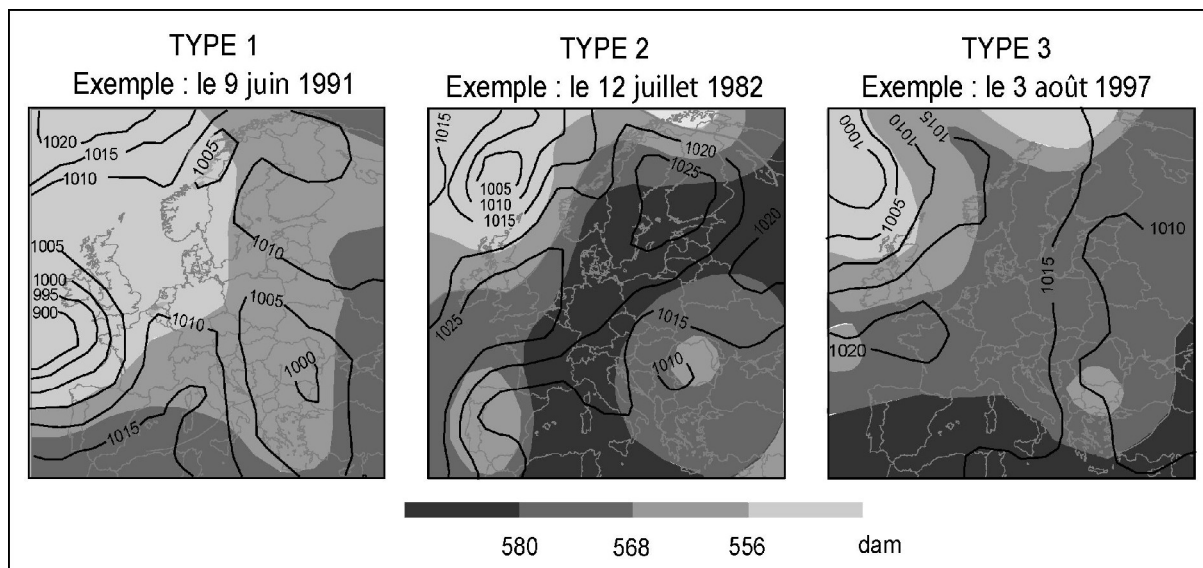


Figure 3. Types de situations météorologiques associées à des forts épisodes pluvieux dans le bassin versant de la Prahova (1970-2005) représentés par trois exemples. Champ de pression en surface (hPa) : lignes (isobares) noires ; géopotential à 500 hPa : niveaux de gris. (Retravaillés d'après les cartes des reanalyse NCEP du *Wetterzentrale*.)

Les autres sous-types de situations météorologiques (dorsale de hautes pressions sur l'Europe moyenne, anticyclone sur la Mer du Nord-Scandinavie) sont représentés dans au moins deux des types identifiés ci-dessus. 73% des jours relevant du type 1 sont caractérisés par des circulations de type cyclonique. 53,8% des situations météorologiques relevant du type 2 et du type 3 sont anticycloniques. Les épisodes pluvieux de janvier sont de type 1 et 2, en fonction de l'action des centres de pression sur l'Europe.

L'importance de la circulation d'ouest et de l'activité cyclonique sur l'Europe a déjà été constatée dans des recherches antérieures sur le sujet pour le centre de la Roumanie (Holobaca et Croitoru, 2000).

Les plus forts épisodes pluvieux (plus de 100 mm en 24 heures) sont associés à des circulations de type 2 (6 cas sur 8). Leur caractéristique commune est l'existence d'une dépression sur l'Europe du Sud ou du Sud-Est, tandis que les hautes pressions sur l'Europe de l'Ouest ou du Nord-Ouest empêchent la pénétration des systèmes perturbés d'origine atlantique vers l'intérieur du continent. Les deux autres cas correspondent aux circulations de type 1 et de type 3.

3. Fronts atmosphériques associés aux situations météorologiques pluvieuses dans le bassin versant de la Prahova (période 1989 – 2005)

Afin de mieux comprendre la situation météorologique qui a généré les épisodes pluvieux, nous avons restreint l'analyse aux jours recevant plus de 50 mm de précipitations pendant la période 1989-2005. Durant cette période, 33 jours ont dépassé le seuil de 50 mm dans le bassin versant de la Prahova. Le choix de cette période de 17 ans a été défini en fonction des données disponibles (Bulletins Météorologiques Européens).

En utilisant les trois critères mentionnés dans la quatrième étape de la démarche méthodologique (2.), au moyen des cartes synoptiques de surface publiées dans les Bulletins Météorologiques Européens, deux types de situations météorologiques pluvieuses se distinguent.

- Le premier type se caractérise par le passage d'un front froid sur l'Europe du sud-est. Les masses d'air se déplacent du nord-ouest ou de l'ouest vers le sud-est de l'Europe. La

dépression se situe au nord de la Mer Noire ou à l'ouest de la Roumanie. Cette situation pluviogène explique plus de la moitié (57,6%) des épisodes pluvieux analysés.

- Le deuxième type se caractérise par le passage d'un front chaud provenant du sud-est. Il accompagne une perturbation d'origine méditerranéenne. Ce type de situation météorologique explique 33,3% des événements pluviométriques concernés.

Les trois jours restants (sur 33 cas) se caractérisent par des situations météorologiques particulières ; un front chaud du nord-est, un front froid du nord-est et une situation de marais barométrique ont généré des précipitations dans le bassin versant de la Prahova.

Conclusion

La classification simplifiée dans trois types des situations météorologiques permet de comprendre les contextes atmosphériques caractéristiques associées à des forts épisodes pluvieux du bassin versant de la Prahova. Ceux-ci surviennent soit dans une situation du nord-ouest ou à talweg, soit quand une dorsale sur l'Europe centrale limite l'action des centres de basses pressions sur l'Europe du sud ou du sud-est. L'apparition de ces situations pourrait servir aux météorologues en charge de la prévision des forts abats pluviométriques.

Remerciements : L'obtention et l'utilisation des données pluviométriques quotidiennes ont été possibles grâce à l'amabilité de l'Administration Nationale de Météorologie de Roumanie.

Bibliographie

- Apostol L., Amăriucăi M., 2005 : *The exceptional torrential rains in the summer of 2004, in the counties of Neamț and Bacău, as a special situation in the period 1991-2004*. Romanian Journal of Climatology, **1**, 57-71.
- Gerstengarbe F.W., Werner, P.C., 2005 : *Katalog der Grosswetterlagen Europas (1881-2004)*. In : *PIK Report n°100, Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung*, 153 p. www.pik-potsdam.de.
- Holobaca I.H., Croitoru A.E., 2000 : *Les risques pluviométriques dans la Dépression de la Transylvanie*. Publications de l'Association Internationale de Climatologie, **13**, 128-135.
- Kendrew W.G., 1961 : *The climates of the continents*. Oxford University Press, London, 608 p.
- Planchon O., 2005 : *A propos des excès pluviométriques d'été dans le centre-ouest de l'Europe*. In Lamarre D. GDR RICLIM (et al.). *Les risques climatiques*, Belin, 129-145.
- Schüepp M., Schirmer H., 1977 : *Climate of Central Europe*. In : *World Survey of Climatology*, Elsevier Scientific Publishing Company, 6 (2), 3-73.
- Suffert J.D., 1972 : *Les inondations catastrophiques de mai 1970 en Roumanie : données climatiques et hydrologiques*. *Revue Géographique de l'Est*, 2-3 (12), 249-263.
- Weischet W., Endlicher W., 2000 : *Regionale Klimatologie*. Teil 2 : Die Alte Welt, Stuttgart-Leipzig, B.G. Teubner.
- Wetterzentrale : <http://www.wetterzentrale.de/>.
- ***, 1989-2005 : *Berliner Wetterkarte*. Editions Berliner Wetterkarte, Berlin.

PLUVIOMETRIE ET RUISSELLEMENT DANS LE BASSIN VERSANT DE LA HAUTE MAJERDAH

R. JOUINI, Z. BENZARTI

U.R GEOHYDE, Faculté des Lettres, des Arts et des
Humanités de Manouba, Manouba 2010
rajadoz@yahoo.fr

Résumé : La Tunisie est un pays qui appartient au domaine méditerranéen. Dans ce domaine, les paramètres climatiques et particulièrement la pluviométrie jouent un rôle fondamental sur l'écoulement. Dans cette communication nous présentons les traitements et les résultats d'évènements averses-crues enregistrés au cours de la période 1990-2000 dans trois stations hydrométriques appartenant au bassin versant de la Majerdah à savoir les stations de Ghzala-Fernana, de Ghardimaou et de Jendouba.

Mots-clé : *averse-crue, intensité, écoulement.*

Abstract: Tunisia is a country which belongs to the Mediterranean field. In this field, the climatic factors, mainly the rain, plays a fundamental role in the flows. In this communication, we present the treatments and the resulting events of the downpours-floods registered in the period between 1990-2000 in three hydrometric stations belonging to the catchment area of Majerdah. The following stations are Ghzala-Fernana, Ghardimaou and Jendouba..

Key words : *downpour-flood, intensity, flows.*

Introduction :

La Majerdah constitue le plus important cours d'eau de la Tunisie. Elle représente une forte proportion des ressources en eau du pays. Les différents secteurs économiques et en particulier l'agriculture, restent tributaires des potentialités en eau du pays (Monographie de la Medjerdah, 1974). En milieu méditerranéen, les paramètres climatiques et particulièrement la pluviométrie ont un rôle déterminant sur l'écoulement. Nous essayerons dans cette communication de dégager les caractéristiques des évènements averses-crues dans les stations hydrométriques retenues et d'établir les corrélations qui existent entre l'écoulement et quelques facteurs explicatifs qui sont liés aux intensités de pluie.

1 . Les données de base :

La plupart des données pluviographiques et hydrométriques nécessaires à cette étude étaient à l'état brut. Il a fallu donc les dépouiller et les traiter afin de les rendre exploitables et qu'elles répondent à nos objectifs.

Les sources des données hydrométriques sont multiples. La Direction Générale des Ressources en Eau constitue l'organisme principal qui détient les séries de base.

Pour les données pluviographiques nous avons consulté en plus de la D.G.R.E, les archives du Commissariat Régional au Développement Agricole du Kef et du Commissariat Régional au Développement Agricole de Jendouba.

1.1. Les données hydrométriques :

Les mesures proviennent de deux types de réseaux :

Un réseau de base pour la connaissance des volumes d'eau s'écoulant dans les oueds. Il fonctionne de façon permanente et est constitué de stations hydrométriques principales équipées de dispositifs de mesure des hauteurs d'eau, elles concernent l'oued Majerdah et ses principaux affluents

et un réseau secondaire ou temporaire constitué de stations qui ne sont pas fixes et qui peuvent être déplacées.

Ces données sont sous forme de débits instantanés. Elles sont élaborées par le logiciel « HYDROM » un logiciel de gestion des données hydrométriques. Toutefois, ces séries de

base contiennent plusieurs lacunes. Pour les compléter nous avons eu recours à la base de données hydrologique du Commissariat Régional au Développement Agricole du Kef et du Commissariat Régional au Développement Agricole de Jendouba. Malgré les efforts entrepris auprès des observateurs des lacunes persistent dans certaines stations.

Nous avons choisi comme période de référence pour notre étude 11 années hydrologiques allant de 1989-1990 à 1999-2000. En plus nous avons inclus les derniers événements de l'année 2003 là où les données sont disponibles. Nous avons tenté d'étendre cette période pour couvrir une période plus longue, mais faute de disponibilité de données pluviographiques dépouillées nous avons conservé une période de 11 ans. En effet, notre choix est guidé surtout par la disponibilité d'un maximum d'informations pluviographiques relatives aux événements hydrologiques enregistrés.

Les stations hydrométriques ciblées sont des stations à écoulement naturel c'est à dire qu'elles ne sont pas influencées par les lâchers des barrages et elles disposent en même temps de séries pluviographiques et hydrométriques durant toute la période d'étude. En tenant compte de ces critères, nous avons retenu au total trois stations hydrométriques appartenant au cours principal et à la rive gauche de la Majerdah soit les stations de Ghzala Fernana, Ghardimaou et Jendouba.

<i>Cours d'eau</i>	<i>Stations</i>	Surface du BV en Km²	Périmètre du BV en km
<i>Rhezala</i>	<i>Fernana</i>	137	60.3
<i>Mejerda</i>	<i>Ghardimaou</i>	1480	215
<i>Mejerda</i>	<i>Jendouba</i>	2410	290

Tableau 1 : Caractéristiques physiques des bassins retenus

1.2 Les données pluviographiques :

Compte tenu des stations hydrométriques retenues dans le bassin de la Mejerdah, nous avons été amenés à considérer le maximum de pluviographes. Selon la disponibilité des données, nous avons utilisé au moins un pluviographe pour chaque station hydrométrique. En effet, le choix des pluviographes est guidé par le souci d'atteindre les objectifs suivants :

-Obtenir le maximum d'informations pluviographiques pour couvrir le maximum de superficie contrôlée par la station hydrométrique considérée d'une part et localiser l'origine de la crue d'autre part. Il arrive que l'évènement averse-crue soit localisé en amont ou en aval du bassin, ou bien il peut couvrir tout le bassin versant.

-Choisir les pluviographes qui présentent le minimum de lacunes. Il est à signaler que toutes les stations pluviographiques présentent des lacunes. C'est seulement durant les deux années hydrologiques 1990-1991 et 1991-1992 que le fonctionnement de toutes les stations pluviographiques est complet. Les lacunes vont déterminer le nombre des événements analysés.

Les données pluviographiques obtenues sont de deux types :

- des données sous format « ASCII » traitées par un logiciel de gestion de données pluviographiques « PLUVIOM »

- et des données sous forme graphique c'est à dire des pluviogrammes. En effet, pour faire face à la rareté des données pluviographiques dépouillées et mises sur support informatique nous avons emprunté des pluviogrammes auprès des CRDA du Kef et de Jendouba afin de les dépouiller nous mêmes. Toutefois, il reste des lacunes là où les pluviographes n'ont pas toujours bien fonctionné.

2. Les méthodes d'analyse:

2.1 *Le traitement des données hydrologiques :*

Nous avons traité ces données par un logiciel appelé « HYDROX ». Ce dernier comme les logiciels « PLUVIOM » et « HYDROM » a été élaboré à l'ORSTOM. C'est un logiciel qui permet la séparation des évènements et la transformation des données d'un pas de temps donné à un pas de temps très fin et régulier pour les rendre exploitables sous EXCEL.

Une fois, les données affichées sous EXCEL nous avons tracé les hydrogrammes de crues enregistrées pour chaque station. Nous avons considéré comme crue, toute élévation du niveau des débits supérieure à 10 m³/s. Nous avons traité uniquement les crues pour lesquelles nous disposons d'enregistrements pluviographiques. Puis, nous avons essayé de dégager quelques caractéristiques des hydrogrammes de crues à savoir le temps de montée de la crue (tm), le temps de base (tb), le volume de la crue (m³/s), la lame ruisselée (Le mm) et le débit maximum de la crue (Qm³/s).

2.2 *Le traitement des données pluviographiques :*

Pour les fichiers numériques nous avons utilisé le logiciel « HYDROX » pour les traiter et les rendre exploitables sous EXCEL. Pour les pluviogrammes nous les avons dépouillés selon la méthode classique, c'est à dire manuellement. Ce dépouillement était fait suivant un pas de temps de cinq minutes. Ensuite, nous avons calculé les intensités horaires (I mm/h) des averses qui ont provoqué des crues soit l'intensité horaire maximale et l'intensité horaire moyenne enregistrée. Pour distinguer les averses les unes des autres nous avons choisi un intervalle de temps d'une heure sans pluie pour séparer une averse de l'averse suivante.

Le traitement des données pluviographiques, travail fastidieux, nous a permis de dégager quelques caractéristiques des averses : La durée des averses qui ont engendré la crue (en heure), la quantité de pluie enregistrée par ces averses (P mm). La date des dernières pluies enregistrées avant les pluies qui ont généré une crue quelconque a été relevée à partir des annuaires pluviométriques et d'après le bulletin pluviométrique mensuel de Janvier 2003 pour celles de ce mois.

Ainsi nous avons retenu au total 35 évènements averses-crues dont 9 appartiennent à la station de Ghardimaou, 15 appartiennent à la station de Ghzala-Fernana et 11 appartiennent à la station de Jendouba.

2.3 *Etude des corrélations entre la lame d'eau écoulée et la pluviométrie :*

Nous avons étudié l'effet des paramètres qui conditionnent la formation des lames d'eau écoulées générées par des événements pluviométriques enregistrés au niveau du bassin versant durant la période 1990-2000. Les facteurs explicatifs de la formation des crues à l'exutoire du bassin versant liés à la pluie, proposés sont:

- La hauteur totale de l'averse (Pmm)
- La hauteur maximale de pluie enregistrée en 15 minutes (P15)
- La hauteur maximale de pluie enregistrée en 30 minutes (P30)
- La hauteur maximale de pluie enregistrée en 60 minutes (P60)
- La durée totale des averses (d en heures)

Dans notre étude, nous avons travaillé avec la régression multiple dans le but de connaître l'importance des paramètres explicatifs adoptés dans l'explication de la lame d'eau écoulée observée à l'exutoire du bassin versant étudié.

Des corrélations simples mettant en jeu la lame écoulée en fonction de chaque paramètre explicatif à part, ont été élaborées pour tenter d'expliquer l'influence de chaque variable sur la tranche d'eau écoulée induite par la crue. En effet, nous avons travaillé avec la corrélation

simple standard (linéaire) pour identifier ces relations.

3. Les résultats obtenus :

3.1 Analyse des événements pluie – débits :

Durant la période d'étude nous avons retenu 35 évènements répartis entre crues simples et crues complexes.

Années Station	89-90	90-91	91-92	92-93	93-94	94-95	95-96	96-97	97-98	98-99	99-00	Total
	Ghzala-Fernana			++	++ ++ +			++ +			++ ++	
Ghardimaou		++ ++	++			+	+			+		9
Jendouba		+	++			++ ++	++ ++					11

Tableau 2 : Nombre d'évènements retenus

Les crues simples représentent 55% de l'ensemble des évènements retenus à la station de Ghardimaou, 60% des évènements retenus à la station de Ghzala-Fernana et 81% des évènements retenus dans la station de Jendouba. Elles se caractérisent à la fois par l'importance des durées de leurs averses et de leurs quantités totales de pluie. L'évènement du 10/04/1992 (Fig.1) enregistré à la station de Ghardimaou était précédé par des averses s'étalant sur 38 heures 06 minutes et a enregistré 50,2 mm de pluie. Nous citons aussi le cas de la crue du 10/04/1992 (Fig.2) enregistrée à la station de Jendouba qui était engendré par des pluies qui ont duré 38 heures.

Durant ces évènements nous remarquons que les pluies se caractérisent par des intensités horaires moyennes faibles et même très faibles. En effet, à part les évènements enregistrés à la station de Ghzala-Fernana qui se caractérisent par des intensités horaires moyennes assez importantes et qui atteignent une intensité maximale de 13,6 mm/h, les intensités horaires moyennes ne dépassent pas les 4 mm/h dans les évènements enregistrés dans les deux autres stations.

Les crues générées par ces épisodes pluvieux se caractérisent par l'importance de leurs pointes principales. Les débits de pointe sont dans la majorité des cas supérieurs à 45 m³/s. Les volumes d'eau ruisselés par ces crues sont importants puisqu'ils dépassent dans la majorité des cas le million de m³. Ils sont à la fois le résultat des pluies qui ont généré ces crues et de l'apport des affluents.

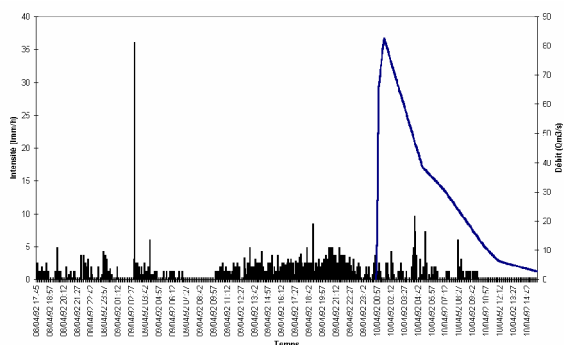


Fig 1: Ghardimaou : Averses-Crue du 10/04/1992

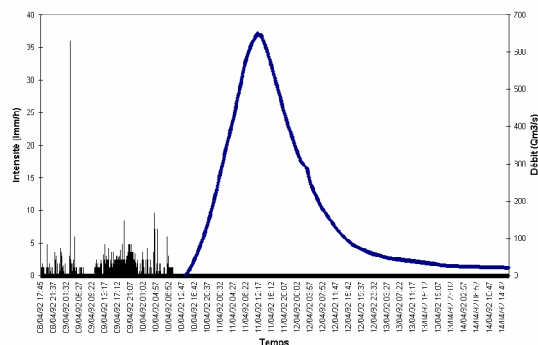


Fig 2: Jendouba: Averses-crue du 10/04/1992

Les crues complexes représentent 45% de l'ensemble des évènements retenus durant la période d'étude dans la station de Ghardimaou 40% à la station de Ghzala Fernana et 19% à la station de Jendouba. Elles sont aussi générées par des épisodes pluvieux assez étalés accompagnés par des quantités assez importantes de pluie qui peuvent dépasser les 100 mm. Ces pluies se caractérisent par des intensités horaires moyennes faibles.

Les débits maximums enregistrés par ce type des crues sont plus ou moins importants. Ils varient entre 18 m³/s durant la crue du 22/02/1991 enregistrée à la station de Ghzala Fernana et 400m³/s durant la crue du 02/02/1996 enregistrée à la station de Jendouba. Ces débits de pointe sont atteints dans des intervalles de temps généralement assez longs. Toutefois, la décrue est beaucoup plus longue que la montée d'où son influence sur les durées totales des crues. Les crues complexes se caractérisent aussi par l'ampleur de leurs volumes d'eau ruisselés, qui sont presque toujours supérieurs à 1 Million de m³.

Fig 1: Ghardimaou : Averses-Crue du 10/04/1992

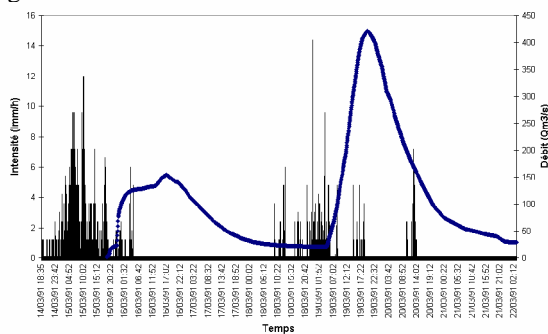


Fig 2: Jendouba: Averses-crue du 10/04/1992

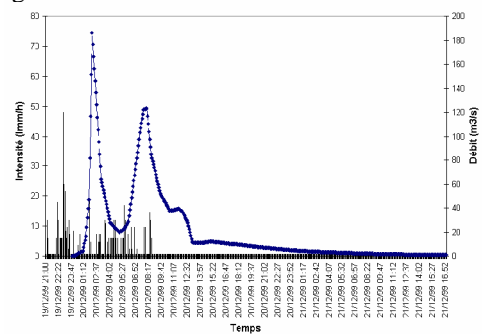


Fig 3: Jendouba: Averses-crue du 15/03/1991 au 22/03/1991

Fig 4 : Ghzala Fernana : Averses-Crue du 19/12/1999 au 21/12/1999

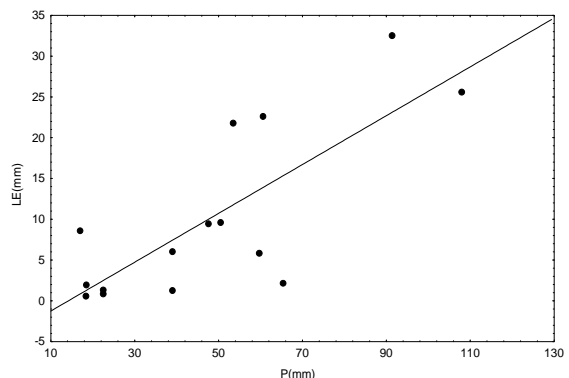
Les figures 3 et 4 illustrent les cas des crues complexes engendrées par des intensités moyennes faibles et une nette corrélation entre pluie et débits.

3.2. Résultats des corrélations :

Les données d'observations sont relatives à 35 évènements averses-crues durant la période d'étude comprise entre 1990 et 2000 dans la station de Ghardimaou.

L'étude des corrélations simples entre la lame écoulee et les facteurs explicatifs décrits précédemment montre une tendance à l'accroissement avec l'augmentation des quantités de pluie enregistrées par les averses qui ont provoqué ces écoulements. Le coefficient de corrélation r est égal à 0,77 à la station de Ghzala-Fernana(Fig5) et à 0,73 à la station de Jendouba

Fig 5 : Corrélation : lame écoulee - hauteur totale de l'averse dans la station de Ghzala Fernana



La corrélation simple est importante aussi dans cette dernière avec l'épisode pluvieux. Le coefficient de corrélation r est égal à 0,82. Toutefois, nous remarquons que les coefficients de corrélation linéaire sont lâches avec les autres variables : (P15, P30 et P60,). Ceci nous amène à constater que les hauteurs totales des pluies et l'importance de l'épisode pluvieux sont les responsables de premier ordre de la variation de la lame écoulée. En contre partie les intensités de pluies ne jouent pas un grand rôle dans la formation de l'écoulement en crue. D'ailleurs, ce résultat était constaté dans l'analyse des événements averse-crue lorsque nous avons montré que les crues sont précédées par d'importantes quantités de pluie et des périodes pluvieuses très longues.

Le traitement par régression multiple de la lame écoulée en fonction des paramètres explicatifs adoptés a donné des coefficients de corrélation importants. En effet, le coefficient de corrélation R est égal à 0,72 avec un coefficient de détermination R^2 de l'ordre de 0,52 à la station de Ghardimaou, R est égal à 0,85 avec un coefficient de détermination R^2 est égal à 0,72 à Ghzala Fernana et R est égal à 0,84 avec un coefficient de détermination R^2 est égal à 0,71 à Jendouba. Ceci nous permet de conclure que les paramètres explicatifs adoptés jouent un rôle important dans la formation de la lame écoulée des événements retenus pendant la période d'étude. L'analyse par régression multiple a montré que les facteurs adoptés dans cette étude expliquent :

- 52% de la lame écoulée dans le bassin de Ghardimaou.
- 71% de la lame écoulée dans le bassin de Jendouba.
- 72% de la lame écoulée dans le bassin de Ghzala Fernana.

Conclusion :

Le phénomène du ruissellement dans le bassin versant de la haute Majerdah est très complexe à cause de l'interdépendance de plusieurs paramètres dans l'explication de son avènement. En effet, l'analyse par régression simple et multiple montrent qu'en plus des facteurs qui reviennent aux caractéristiques des pluies et qui interviennent directement dans le ruissellement, il y a d'autres facteurs qui peuvent intervenir indirectement, nous en citons principalement : les facteurs morphologiques et pédologiques, le rôle joué par la végétation sur le ruissellement et l'importance et l'extension de la superficie de certains bassins sur deux pays la Tunisie et l'Algérie...

Bibliographie :

- ASSOCIATION SUISSE DES PROFESSIONNELS DE L'EPURATION DES EAUX ., 1988 : Modélisation des événements de pluie. Séminaire de formation continue Grangeneuve.
- CHAUMONT M., 1962 : Les crues de la Medjerdah à Ghardimaou, Souk El Khemis et Medjez El Bab après régulation par les barrages de Nebeur et Ben Métir. B.I.R.H, 11 pages
- COSANDEY C., ROBINSON M., 2000 : Hydrologie continentale. Armand Colin, Paris, 360 pages.
- D.G.R.E., 1974 : Monographie de la Medjerdah. Tunis, D.C.R.E, 427 pages.
- D.G.R.E .,2001 : Actes : 18 ème journée des ressources en eau. Le transport des oueds en Tunisie. INAT, 135 pages.
- HENIA L., 1980 : Les précipitations pluvieuses dans la Tunisie Tellienne. Publication de l'université de Tunis , 262 pages.
- HABAIEB H., 1985 : Crue de la Medjerdah, essai de reconstitution et de prévision. Tunis ; INAT, 69 pages.
- JOUINI R., 2003 : Etude hydro-climatique de la Mejerda en amont de Barrage de Sidi Salem : effets des intensités horaires de pluie. Mémoire de Master Faculté des Sciences humaines et Sociales de Tunis, 149 pages

IMPACT DU CHANGEMENT CLIMATIQUE SUR L'HYDROLOGIE

JUVANON DU VACHAT REGIS

Météo-France, D2I

1, Quai Branly, 75340 Paris Cedex 07

Regis.Juvanon-du-Vachat@meteo.fr

Résumé : *On étudie l'impact du changement climatique futur sur le cycle hydrologique. On rappelle d'abord le fonctionnement général du cycle de l'eau, en identifiant les différents processus. On examine ensuite avec les scénarios les plus récents de Météo-France sur le changement climatique comment ce cycle est modifié et quels impacts on peut attendre sur les précipitations notamment. Ainsi les évolutions possibles des régimes des fleuves Seine et Rhône sont étudiées. On tire les conclusions pour l'adaptation dans les domaines du tourisme (problèmes de neige), de l'agriculture (sécheresse et ressources en eau) et de l'aménagement (inondations).*

Mots-clés : *Hydrologie, Changement climatique, Impacts, Adaptation.*

Abstract : *We consider the impact of future climate change on the hydrological cycle we primarily remind of the general functioning of water cycle while identifying various processes.*

Key Words: *Hydrologie, climatic, change, impacts, adaptation.*

1. Introduction

Les questions de l'eau ne manquent pas d'attirer l'attention de l'opinion, que ce soit au niveau national (problèmes de sécheresse, absence de neige dans les massifs montagneux, ...) ou aussi bien au niveau international (4^e Forum Mondial de l'Eau à Mexico en 2006 et problèmes d'accès à l'eau potable, Objectifs de Développement du Millénaire). Le changement climatique futur mais déjà commencé va exacerber ces problèmes. Aussi se propose-t-on d'aborder cette question de l'impact du changement climatique sur l'hydrologie qui a fait l'objet de récentes publications et conférences : Académie des Sciences en septembre 2003 ; Rapport « Les eaux continentales », 2006 ; colloques de la Société Hydrotechnique de France sur ce thème en 2001 et 2007. On remarquera d'ailleurs que les changements hydrologiques (pluies, sécheresse) affecteront davantage les sociétés que la seule température qui fait l'objet des projections des différents scénarios du futur. Pour terminer cette brève introduction, indiquons aussi que la variable « eau » représente une composante difficile dans les modélisations à travers les processus physiques que sont les précipitations et les nuages, notamment. Enfin dans cette étude greffée sur le changement climatique, on ne manquera pas de rappeler que la vapeur d'eau est aussi reconnue comme le principal gaz à effet de serre. Ce qui ne fait qu'ajouter à la complexité des phénomènes et susciter de multiples interrogations.

Le décor étant posé, présentons maintenant le plan de cette contribution. Après un rappel général sur le fonctionnement du cycle de l'eau, on examinera à la lumière des scénarios les plus récents de Météo-France sur le changement climatique comment ce cycle est modifié et quels impacts on peut attendre sur les précipitations pluvieuses ou neigeuses. On examinera aussi dans le cadre des projets GEWEX et GICC les évolutions possibles des régimes des fleuves Seine et Rhône en cas de changement climatique sur la France. Pour terminer on en tirera les conclusions dans les domaines du tourisme (problèmes de neige), de l'agriculture (sécheresse et ressources en eau) et de l'aménagement (inondations). Tout cela s'intégrera naturellement dans la stratégie nationale d'Adaptation de l'ONERC (Observatoire National des Effets du Réchauffement Climatique).

2. Analyse générale du cycle de l'eau

Le cycle de l'eau présente une très grande variabilité dans l'espace (distribution de précipitations très localisée) comme dans le temps (régimes de blocage limitant les précipitations pendant une dizaine de jours). Si l'on examine ce cycle à l'échelle globale, on observe que les océans jouent un rôle majeur en fournissant 85% de l'évaporation de surface

et en recevant 80 % des précipitations. L'océan pourvoit ainsi de la vapeur d'eau dans l'atmosphère, dont une partie est advectée sur les continents pour conduire aux 20% de précipitations restants. Sur les continents ces précipitations se répartissent sous quatre formes : stockage dans le sol, évaporation (60% des pluies), drainage (25%) et ruissellement (15%) qui alimentent les rivières ou les nappes en profondeur. Pour boucler le cycle, il faut rajouter le ruissellement et les écoulements des fleuves vers les océans, ce qui assure la conservation de l'eau à l'échelle globale et compense ainsi l'évaporation. La connaissance détaillée dans l'espace et le temps des différents termes du bilan hydrique est limitée par le nombre d'observations disponibles, sauf cas particuliers de campagnes intensives (HAPEX-MOBILHY en 1986 dans le Sud-Ouest ou HAPEX-Sahel en 1992). Globalement les mesures d'évaporation et de contenu en eau du sol sont locales et peu nombreuses et souvent récentes, alors que les mesures de précipitations et de débit des fleuves sont plus nombreuses et anciennes permettant d'établir de véritables climatologies.

3. Modélisation des processus physiques précipitants

On fait le point maintenant sur la représentation de ces mécanismes hydrologiques dans les modèles numériques opérationnels qui sont aussi utilisés pour les simulations du climat futur. Ce qui suit est largement inspiré de Habets et al. (2005). C'est une évidence que de souligner la difficulté à laquelle on est confronté, puisque les mécanismes en jeu (convection, précipitation, nuages) couvrent une gamme d'échelle variée, ce qui conduit à des paramétrisations qui sont nécessairement des simplifications. Le fait d'utiliser une maille assez grossière (100 km environ) pour les simulations climatiques conduit à une représentation très simplifiée des phénomènes, où ce qui importe est davantage l'effet de ces phénomènes à l'échelle réelle du modèle que leur représentation précise. Ainsi les précipitations résultent d'interactions thermodynamiques complexes se développant au sein de systèmes météorologiques d'échelles variées : moussons, fronts, cyclones tropicaux, orages et systèmes convectifs. Les phénomènes de condensation résultent de processus microphysiques qui mettent en jeu les trois phases de l'eau (liquide, glace, vapeur) ainsi que les aérosols et particules en suspension. A une échelle plus large ce sont les conditions de surface (relief, végétation) ou de grande échelle (champ de pression) qui pilotent l'évolution générale et font que tel nuage d'orage viendra éclater sur telle zone géographique ou pas, que tel système précipitant restera stationnaire dans telle configuration. Cependant on peut résumer la situation en deux types de phénomènes conduisant à des précipitations soit d'origine convective (orages localisés d'été, avec développement vertical) ou de caractère stratiforme (système à grande échelle d'hiver quasi-horizontal). Ces deux types sont liés à une circulation générale de l'atmosphère différente qu'il s'agit de reproduire le plus fidèlement possible, si l'on veut générer les précipitations d'un type donné. C'est ce qui explique la nécessité de passer à une maille très fine avec la vitesse verticale comme variable d'état pour les modèles non hydrostatiques lorsque l'on cherche à représenter les phénomènes convectifs. Ce qui s'illustre à travers le développement du modèle non hydrostatique Méso-NH à Météo-France (en collaboration avec le Laboratoire d'Aérodynamique de Toulouse) et le projet de prévision numérique AROME qui opérationnalise ces développements. Des exemples de situation météorologique convective ou stratiforme ne manquent pas dans les archives, voire même des situations exceptionnelles. Ainsi le modèle Méso-NH a simulé avec succès les épisodes convectifs cévenols responsables de crues rapides et dévastatrices et dont les noms sont dans toutes les mémoires (Vaison-la-Romaine, 22 septembre 1992; inondations de l'Aude, 12 et 13 novembre 1999 et du Gard, 8 et 9 septembre 2002). Le modèle a pu simuler les épisodes précipitants sur le massif alpin (effets orographiques) lors de la campagne MAP (Mesoscale Alpine Program) en septembre 1999. Pour ce qui est des épisodes cévenols la circulation atmosphérique qui est à leur origine suggère l'utilisation de schémas tridimensionnels à haute résolution, comme le modèle Méso-NH à 2 ou 3 km de résolution.

Mais ceci n'est pas toujours suffisant pour une reproduction la plus fidèle possible des extrêmes de précipitation, le champ initial d'humidité devenant la dernière variable d'ajustement comme l'ont montré les études de Ducrocq et al. (2002) sur cinq événements précipitants du Sud de la France.

Nous terminons par les développements hydrométéorologiques récents (Habets et al. 2005). Le perfectionnement des modèles en vue de mieux simuler le cycle hydrologique a conduit à coupler le modèle opérationnel avec des modèles de surface (ISBA) et d'hydrologie (MODCOU) en utilisant les analyses SAFRAN. Ce système hydrométéorologique permet d'évaluer les bilans d'eau et d'énergie sur l'ensemble de la France, mais aussi de simuler l'évolution des principaux aquifères et les débits journaliers des fleuves. Il a ainsi été appliqué avec succès aux trois bassins : Rhône, Seine et Garonne. On a reproduit correctement les débits observés aux exutoires (la Seine à Poses, le Rhône à Beaucaire et la Garonne à Tonneins) de ces trois bassins pour la période de 7 ans 1996-2003 (Figure 1). Il a aussi été validé en calculant le bilan hydrique sur la France pour la période de 3 ans août 1999 – mai 2002, à travers les trois composantes : précipitations, évaporation et écoulement (Fig. 2).

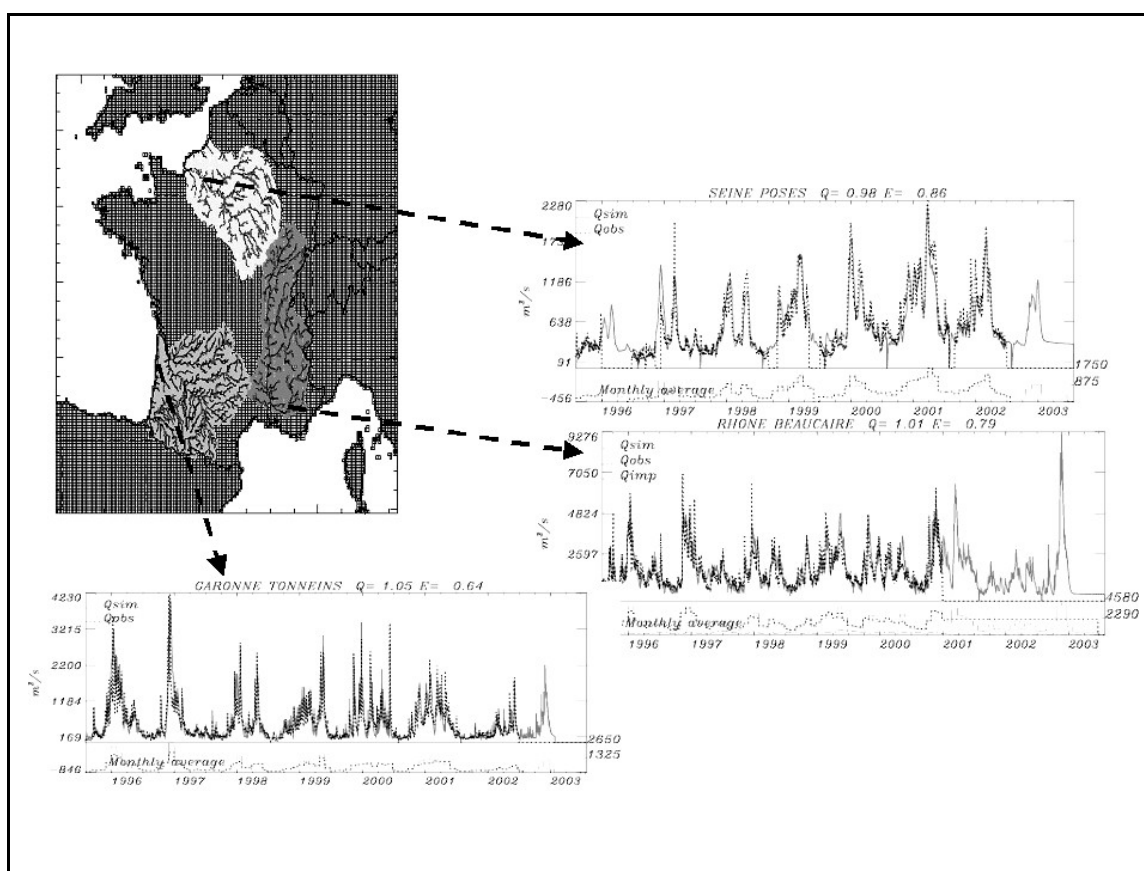


Figure 1 : Validation d'un modèle hydrométéorologique en calculant les débits journaliers de la Garonne à Tonneins, la Seine à Poses et le Rhône à Beaucaire pendant 7 ans (1996 – 2003).

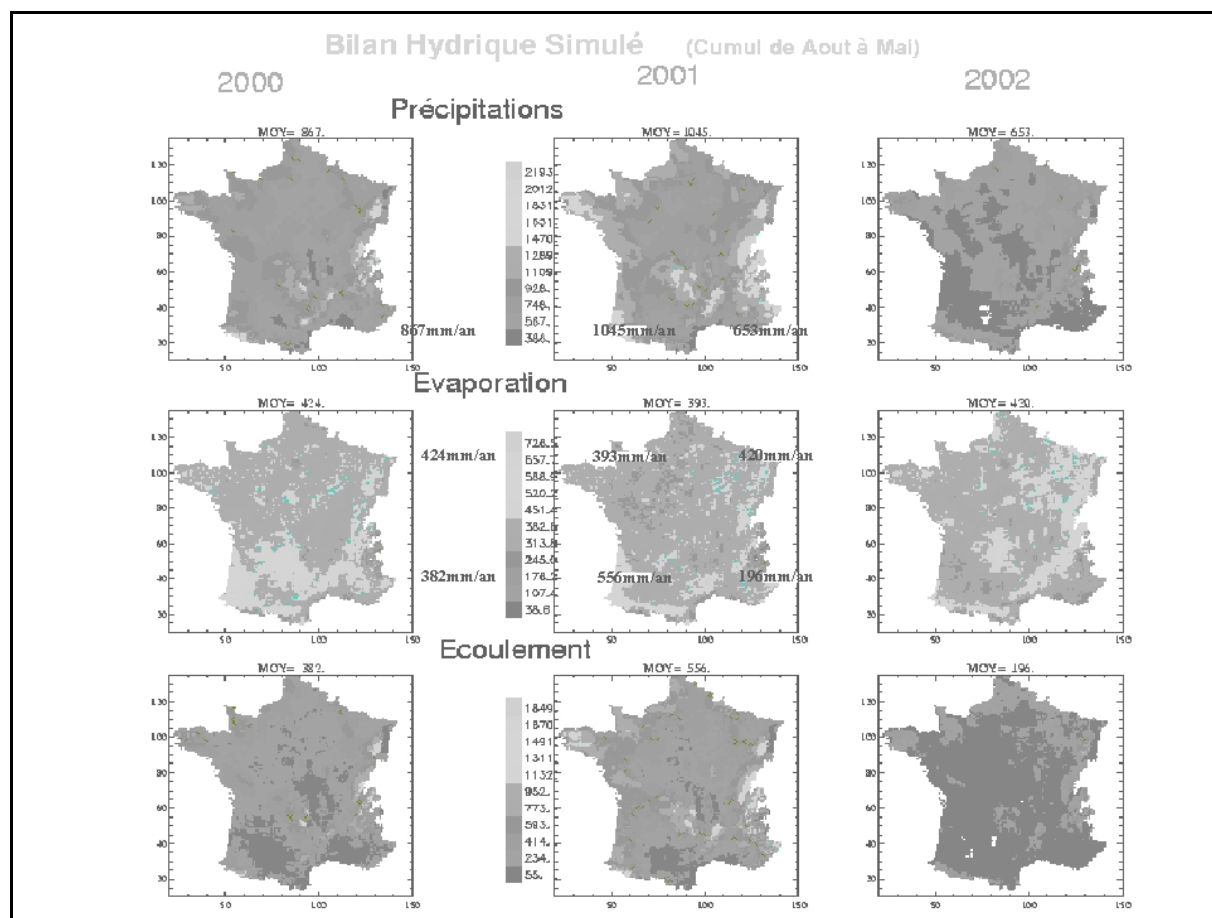


Figure 2 : Simulation des trois composantes : précipitations, évaporation, écoulement sur la France avec un modèle hydrométéorologique pendant 3 ans (1999 – 2002).

4. Impact du changement climatique sur le cycle hydrologique

Nous étudions maintenant l'impact du changement climatique sur le cycle hydrologique à l'aide d'un modèle numérique (Planton et al., 2005). Dans le cadre des intercomparaisons CMIP (Coupled Model Intercomparison Project) de modèles de simulation du climat futur, avec 1% d'augmentation de CO₂ atmosphérique par an, on obtient une augmentation limitée des précipitations totales sur la planète (0,07 mm/jour pour une estimation des observations de l'ordre de 2,75 mm/jour). Ce résultat pourrait être dû à une compétition entre deux mécanismes (réduction liée au réchauffement radiatif et amplification due au réchauffement de surface). Ceci cache des disparités géographiques importantes, où l'on perçoit cependant l'image d'un cycle hydrologique plus contrasté : précipitations augmentées là où elles sont déjà importantes et diminuées là où elles sont plus faibles. Une étude plus récente (Douville et al., 2002) réalisée avec le scénario B2 du GIEC donne une image cohérente d'intensification du cycle hydrologique à l'échelle planétaire mais avec un ralentissement et non une accélération, ralentissement qui est en liaison avec une diminution de l'efficacité du mécanisme de formation des précipitations. Par ailleurs la source des changements de précipitation varie suivant la région et suivant la saison. En Europe en hiver les précipitations sont reliées à une dynamique de perturbations de grande échelle, tandis qu'en été c'est le processus de formation des précipitations qui est modifié. Bien que les résultats des modèles au niveau régional (Europe par exemple) soient plus dispersés qu'au niveau global, on peut donner quelques tendances générales sur la réponse du cycle hydrologique. Ainsi on pourra observer une avancée du pic de fonte nivale et une amplification du cycle saisonnier des précipitations et des humidités de surface. On obtient une relative dispersion des résultats des

modèles à l'échelle régionale, spécialement concernant les événements extrêmes. Ainsi sur la France la probabilité d'occurrence des précipitations extrêmes quotidiennes pourrait augmenter jusqu'à 60% en hiver. Cette augmentation se vérifie qualitativement sur tous les modèles et scénarios pour le Nord de l'Europe et la plupart des régions françaises. Quantitativement elle devrait être plus importante que celle de la moyenne des précipitations. En été, où les précipitations extrêmes devraient diminuer, elles pourraient aussi localement augmenter. Ce résultat étant fortement dépendant du modèle utilisé.

Le programme IMFREX (Impacts sur la France des événements EXtrêmes) du Ministère de l'Ecologie a permis grâce aux simulations du modèle Arpège-Climat sur la France de préciser davantage ces résultats suivant le type de scénario du GIEC (A2 ou B2) utilisé et suivant les saisons (voir les cartes sur le site IMFREX, www.medias.obs-mip.fr/imfrex).

5. Influence du changement climatique sur le régime des fleuves

Dans le cadre du programme GICC (Gestion et Impacts du Changement Climatique) du Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable deux projets spécifiques ont été conduits sur les régimes hydrologiques des fleuves Seine et Rhône qui permettent d'examiner l'ensemble des bassins versants et de faire un couplage des modèles de simulation du climat avec un modèle hydrologique. Pour la Seine on a étudié l'influence du changement climatique sur le fonctionnement hydrologique et biogéochimique du bassin. En cas de changement climatique, on observe une intensification des contrastes saisonniers avec une diminution des débits d'étiage (l'évolution des crues étant moins certaine) et une amélioration générale de la qualité biogéochimique de l'hydrosystème. Concernant le Rhône voici les principaux résultats obtenus sur la partie française du bassin du Rhône (Leblois 2002). Il s'agit d'un changement équivalent à un doublement de CO₂ atmosphérique, ce qui correspond approximativement à l'échéance 2050. On a utilisé plusieurs modèles de simulation climatique pour fournir des sorties qui permettent d'en déduire le forçage des modèles hydrologiques à appliquer au bassin versant du Rhône et à ses affluents. On a examiné l'hydrologie générale des cours d'eau ainsi que les impacts relatifs à des domaines physiques (eaux souterraines, végétation) ou biologiques (population de poissons). On s'est également intéressé à la simulation du manteau neigeux, dont l'économie est particulièrement importante dans cette région. Voici les résultats présentés lors des journées GICC (11 et 12 mai 2006). La plupart des hauts débits tendent à augmenter, les eaux moyennes et les étiages à diminuer. Ceci reste dépendant fortement du scénario choisi. Pour le manteau neigeux, les simulations ont été comparées avec les hauteurs de neige et de débits. On observe une diminution générale des hauteurs de neige, de l'accumulation maximale et de la durée de l'enneigement. Cette diminution peut aller jusqu'à 50% (voire disparition) à basse et moyenne altitude (en-dessous de 1500 m) et se limite à 20% pour l'accumulation maximale en haute montagne. Les surfaces enneigées pendant l'hiver diminuent de 25 à 40% suivant les scénarios. Conséquence de ces évolutions de régime hivernal, les forts débits printaniers sont réduits et apparaissent un mois plus tôt. Les débits hivernaux augmentent sensiblement, les débits estivaux diminuent de 50% environ.

6. Conclusion : stratégie d'adaptation

On a fait la revue de l'impact du changement climatique futur sur l'hydrologie, tant sur le plan conceptuel que sur les applications en France. C'est un domaine où les projections contiennent plus d'incertitudes que les projections pour la température moyenne. C'est encore le cas des résultats récents du projet ESCRIME qui concrétise la collaboration entre Météo-France et l'IPSL pour les simulations des modèles pour le 4ème rapport du GIEC (2007). Dans le chapitre « hydrologie » notamment on peut lire. « Les projections hydrologiques globales sont très variables d'un modèle à l'autre. Les incertitudes sont réparties de manière hétérogène, et sont importantes pour les précipitations tropicales, notamment sur l'Afrique de

l'Ouest. Elles sont plus faibles aux moyennes et hautes latitudes, en particulier sur l'Europe où les modèles s'accordent pour prévoir un assèchement estival marqué au Sud et une augmentation des précipitations hivernales au Nord. Globalement, on semble se diriger vers une accentuation des contrastes hydrologiques spatio-temporels qui devrait se traduire par une multiplication et une intensification des inondations et des sécheresses. »

On examine maintenant la stratégie d'adaptation de l'ONERC dans ce domaine. On rappelle que l'adaptation au changement climatique est inévitable dans le court terme. En effet, même si on réduit les émissions de gaz à effet de serre par l'atténuation (ou mitigation) il sera nécessaire de s'adapter tout simplement du fait de l'inertie du système climatique (Juvanon du Vachat, 2006). Pour la France c'est l'ONERC (créé par la loi du 19 février 2001) qui fait cette évaluation des vulnérabilités et a préparé la stratégie d'adaptation, entérinée par le gouvernement au Conseil National du développement Durable du 13 novembre 2006. Dans tout ce qui précède on a tous les éléments pour définir la stratégie dans le domaine hydrologique et cette synthèse représente typiquement l'effort de collecte des informations scientifiques que l'ONERC a pour mission de réaliser. Parmi les thèmes concrets à aborder touchant le cycle de l'eau, on trouve les ressources en eau, les inondations, le problème de la neige (et des sports d'hiver) et également la qualité de l'eau (fourniture d'eau potable). Dans ce domaine la MIES a commandé un rapport au Conseil Général du Génie Rural et des Eaux et Forêts (Redaud 2002). Et sur le thème du tourisme un rapport de la Direction du Tourisme (Dubois 2006) fait le point sur les orientations à prendre (problème de ressources en eau et de neige). Il reste à intégrer tout cela dans un cadre stratégique en tirant partie des cadres législatifs existant et en insistant sur la sensibilisation nécessaire de tous les acteurs.

Bibliographie

- Académie des Sciences, 2003 : « Eaux continentales », Colloque Académie des Sciences, sept. 2003, CR *Geosciences*, **337**, fascicule 1-2 (janvier-février 2005).
- Douville H., F. Chauvin, S. Planton, J.F. Royer, D. Salas-Mélia, S. Tyteca, 2002 : Sensitivity of the hydrological cycle to increasing amounts of greenhouse gases and aerosols. *Climate Dynamics*, **20**, 45-68.
- Dubois Gh. et JP. Céron, 2006 : *Changement climatique et développement durable du tourisme*. Rapport TEC-Direction du Tourisme, mai 2006.
- Ducrocq V. et al., 2002 : Storm-scale numerical rainfall prediction for five precipitation events over France : on the importance of initial humidity field. *Weather Forecasting*, **17**, 1236-1256.
- Habets F., V. Ducrocq, et J. Noilhan, 2005 : Prévisions hydrologiques et échelles spatiales : l'exemple des modèles opérationnels de Météo-France. *CR Geoscience*, **337**, 181-192.
- Juvanon du Vachat R., 2006 : L'adaptation au changement climatique en France. Evaluation des vulnérabilités et stratégie. *19^{ème} Colloque de l'AIC, Epernay*, 21-26.
- Leblois E., 2002 : Evaluation des impacts possibles du changement climatique par modélisation distribuée (projets GEWEX-Rhône et GICC-Rhône). *La Houille Blanche*, **8**, 77-83.
- Planton S., M. Déqué, H. Douville et B. Spagnoli, 2005 : Impact du réchauffement climatique sur le cycle hydrologique. *CR Geoscience*, **337**, 193-202.
- Redaud J. L., J. Noilhan, M. Gillet, M. Huc et G. Begni, 2002 : *Changement climatique et impact sur le régime des eaux en France*. Rapport Mission Interministérielle de l'Effet de Serre, septembre 2002.

IMPACT DE LA VITESSE ET DE LA DIRECTION DU VENT SUR L'ESTIMATION DES PRINCIPALES SOURCES DE POLLUTION EN SO₂ DE LA VALLEE DE LA SEINE JUSTE EN AVAL DE PARIS

A. KHLAIFI, A. IONESCU

Centre d'Etudes et Recherches en Thermique, Environnement et Systèmes (CERTES), Université Paris 12 – Val de Marne 61, avenue du Général de Gaulle 94010 Créteil Cedex ; khlaifi@univ-paris12.fr

Résumé : Dans cette étude, on s'intéresse à l'analyse de la sensibilité de l'estimation des sources de pollution par rapport à la vitesse et la direction du vent. L'estimation des sources est basée sur la linéarisation du modèle gaussien de dispersion et sa transformation en un problème de minimisation au sens des moindres carrés.

La résolution s'appuie sur les données de la zone industrielle de la vallée de la Seine (concentration de polluants et facteurs météorologiques) - située en aval de Paris, centrée autour de la Centrale Electrique de Porcheville- montre que l'ajustement du vent (vitesse et direction) est indispensable pour une bonne représentativité des capacités dispersives du SO₂, et par conséquent, pour une bonne estimation des principaux émetteurs du site d'étude.

Mots-clés: Modélisation inverse, identification de sources, modèle gaussien, SO₂, vitesse et direction du vent.

Abstract : In this study, we are interested in the analysis of the awareness of the estimated source of pollution with regard to the wind speed and the wind direction. This estimation is based on the linearization of the Gaussian model dispersion and its transformation into a least square minimization problem.

The resolution which leans on the data of the industrial park of the Seine valley (pollutant concentration and meteorological factors) - situated downstream to Paris, centered around the Power plant of Porcheville- shows that the adjustment of the wind (speed and direction) is indispensable for a good representativeness of the dispersive capacities of SO₂, and consequently, for a good estimation of the main sources in the study zone.

Key-words: Inverse modelling, source identification, gaussian model, SO₂, wind speed, wind direction.

1. Introduction

La modélisation inverse, en tant que méthode de mathématiques appliquées, est de plus en plus utilisée pour les problèmes d'identification des sources de pollution atmosphérique. Elle vise à tenir compte, de façon optimale, des mesures de terrain d'une part, et des modèles numériques exploitant la physique des phénomènes de dispersion, d'autre part.

Cette étude s'intéresse à la mise en valeur de l'impact des données météorologiques (direction et vitesse du vent) sur le processus d'inversion, à travers l'étude d'un cas réel.

2. Site d'étude et données

2.1. Site d'étude

Le site d'étude concerne la zone industrielle de la vallée de la Seine en aval de Paris, centrée autour de la centrale électrique de Porcheville. Compte tenu des sources fixes de pollution qui y sont installées, plusieurs travaux contribuant à l'amélioration de la qualité de l'air ont été développés depuis quelques dizaines d'années. Ainsi, Hodin (1972) a étudié les conditions de diffusion des effluents gazeux autour du complexe industriel de Porcheville. Il a étudié l'impact des paramètres météorologiques sur les mesures de SO₂. Un travail plus général concernant la modélisation de la dispersion de SO₂ sur le même site a été effectué par Avila Galarza (1996), qui a développé un modèle gaussien de dispersion ; de plus l'auteur a étudié la sensibilité du modèle aux paramètres météorologiques (vent et stabilité atmosphérique). Il a aussi pris en compte la topographie du site, notamment l'effet de canalisation de la vallée de la Seine, pour établir des méthodes d'ajustement des mesures météorologiques de la vitesse et de la direction du vent lui permettant de valider le modèle. Il a fini par établir des cartes de distribution probable des concentrations de SO₂ sur la zone d'étude.

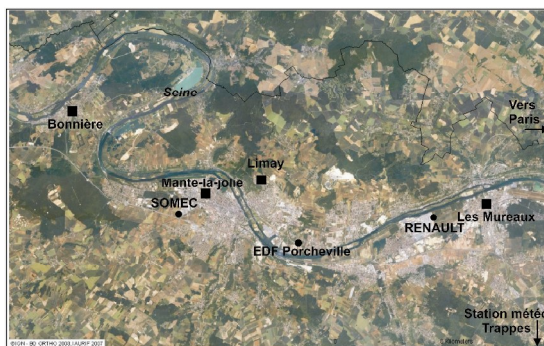


Figure 1. Site d'étude : points de mesure (■) et sources de pollution en SO₂ (●).

Le site d'étude constitue un couloir où sont installées trois industries qui émettent des quantités importantes de SO₂. Les sources et les capteurs indiqués sur la figure 1, se trouvent sur un terrain plat, sans aucun obstacle topographique qui puisse perturber la relation source-capteur.

2.2. Données disponibles

Dans cette région, les principaux émetteurs de SO₂ sont la Centrale Electrique de Porcheville (28624 tonnes/an), l'usine Renault située à Flins (1440 tonnes/an) et la chaufferie SOMEK (878 tonnes/an) (SPI, 1992 et 1993).

La station météorologique la plus proche du site d'étude est celle de Trappes située à 28,5 km au sud est de EDF- Porcheville. A cette station on dispose pour la journée du 11 mars 1992 des données ponctuelles toutes les 6 minutes de :

- la direction et la vitesse du vent (à 10 m du sol),
- la température de l'air sous abri,
- la pression atmosphérique.

On dispose aussi des données horaires de nébulosité sous forme de partie du ciel couvert par les nuages (en huitièmes).

Des mesures de concentrations de SO₂ sont relevées en continu par le réseau AIRPARIF en trois endroits différents : Les Mureaux, Mante la Jolie et Limay. Ces mesures sont faites en utilisant la méthode normalisée AFNOR X43019 : dosage du dioxyde de soufre dans l'air ambiant par fluorescence UV. Les données exploitées dans notre étude concernent des mesures horaires de SO₂ pour la même journée du 11 mars 1992.

Le tableau 1 indique la position des trois capteurs par rapport aux trois principaux émetteurs de SO₂. Les distances et les angles entre les sources et les récepteurs ont été obtenus en exploitant leurs coordonnées géographiques.

Capteur	Les Mureaux		Mante la Jolie		Limay	
	Distance (m)	Angle / Est	Distance (m)	Angle / Est	Distance (m)	Angle / Est
EDF	11980	7°	3890	139°	3030	109°
RENAULT	4850	356°	10010	175°	8100	172°
SOMEK	17240	356°	2380	359°	4340	4°

Tableau 1. Position des capteurs de réseau AIRPARIF par rapport aux sources du site d'étude

3. Méthodologie

Pour un problème physique tel que le notre : « estimation des sources de pollution », sa reformulation en problème inverse, qui revient à la minimisation d'un critère relatif aux erreurs entre les calculs par un modèle direct et les mesures réelles, est une phase primordiale dans la procédure d'inversion.

3.1. Formulation générale

L'identification des paramètres d'émission des principales sources de site peut se présenter sous la forme d'un problème d'optimisation :

$$\begin{cases} \text{Trouver } X=(x_1, x_2, x_3) \\ \text{Tel que } C_{mes,i}=C_{th,i} \text{ pour } i = 1..N_{capteur} = 3 \end{cases} \quad (1)$$

X : la solution du problème, se composant du triplet (Q, T, V) des paramètres d'émission pour chacune des sources (dans ce cas ; 3 sources) :

$$X=((Q_1, T_1, V_1), (Q_2, T_2, V_2), (Q_3, T_3, V_3)) \quad (2)$$

avec Q : le débit d'émission (g.s^{-1})

T : la température d'émission (K)

V : la vitesse d'émission (m.s^{-1})

$C_{mes,i}$: la concentration mesurée de SO_2 sur le capteur i ($\mu\text{g.m}^{-3}$)

$C_{th,i}$: la concentration théorique de SO_2 pour la variable X , en utilisant le modèle

Gaussien de dispersion, et en cumulant l'effet des trois sources au niveau de capteur i :

$$C_{th,i} = \sum_{j=1}^{N_{source}=3} C_{th,i}^j(X) \quad (3)$$

Selon le modèle Gaussien (Gifford, 1976 ; Caputi et al., 2003), la concentration (théorique) due à la source j au niveau du capteur i peut s'exprimer :

$$C_{th,i}^j(X) = \frac{Q_j}{2\pi\sigma_y\sigma_z U} \exp\left[-0.5\left(\frac{y}{\sigma_y}\right)^2\right] \cdot \left\{ \exp\left[-0.5\left(\frac{z-H(X)}{\sigma_y}\right)^2\right] + \exp\left[-0.5\left(\frac{z+H(X)}{\sigma_y}\right)^2\right] \right\} \quad (4)$$

avec U :vitesse de vent (m.s^{-1}), y la distance sous le vent(m), z la distance verticale au dessus du sol (m), σ_y et σ_z expriment la diffusion turbulente des nuages suivant les directions y et z (m) et H la hauteur effective d'émission (m). Cette hauteur s'exprime en $H= h_s + \Delta h$, avec h_s la hauteur physique de la cheminée (m) et Δh la surélévation du panache (m) calculée par la formule de Briggs (Hanna, 1985).

$$\Delta h = (1.5 V d_s + 4.10^{-5} C_p Q (T - T_a)) U^{-1} \quad (5)$$

Avec d_s le diamètre de la cheminée (m), C_p la chaleur spécifique du SO_2 à pression constante (J/g.K) et T_a la température ambiante (K).

3.2 Résolution du problème inverse

Le critère de stabilité de la solution X peut se présenter de la façon suivante : à de faibles variations sur les concentrations mesurées $\|\Delta C_{mes}\|$ doivent correspondre de faibles variations sur les paramètres d'émission des sources de polluants $\|\Delta X\|$. A partir de ce critère, et compte tenu des incertitudes affectant toute mesure de concentration sur les capteurs, on peut conclure que toute variable X reproduisant les concentrations C_{mes} , à epsilon près, est une solution acceptable de notre problème inverse. Ainsi le problème (1) peut admettre plusieurs, voire une infinité de solutions acceptables, qui satisfont :

$$\|C_{mes,i} - C_{th,i}\| \leq \varepsilon \quad (6)$$

Les variables X qui minimisent le résidu $\|C_{mes,i} - C_{th,i}\|$ sont dites quasi-solutions ou solutions au sens des moindres carrés. Dans l'optique de proposer des stratégies de choix dans l'ensemble des quasi-solutions et d'obtenir des quasi-solutions stables, on est amené à prendre en compte l'incertitude sur les concentrations mesurées C_{mes} .

La résolution du problème inverse défini par l'équation (1) revient à la résolution d'un problème non linéaire sous-déterminé. La non linéarité provient d'une part de la nature même du modèle direct de dispersion atmosphérique, et d'autre part de la disponibilité d'un nombre très limité de mesures (3 uniquement). Le problème ainsi posé est un problème complexe et difficile à résoudre.

Pour enlever le critère de non linéarité nous avons supposé connue la surélévation du panache (5), qui dépend des trois variables d'émission (Q , T , V). On obtient ainsi un modèle linéaire dont les variables à estimer se réduisent seulement aux débits d'émissions des trois sources étudiées $X=(Q_1, Q_2, Q_3)$ tout en connaissant leurs effets dans trois endroits différents ($C_{mes,1}, C_{mes,2}, C_{mes,3}$) cette hypothèse supplémentaire, le modèle non linéaire sous-déterminé devient un modèle linéaire sur-déterminé. La résolution au sens des moindres carrés permet d'obtenir au moins une quasi-solution stable qui minimise la norme de résidu :

$$\|C_{mes,i} - C_{th,i}\|_{R^3} = \frac{1}{2} \sum_{j=1}^{N_{source}=3} \sum_{i=1}^{N_{capteur}=3} (C_{th,i}^j - C_{mes,i})^2 \quad (7)$$

Cette approche permet de construire une quasi-solution qui satisfait les critères d'existence et d'unicité.

4. Impact de la vitesse et la direction du vent

Nous étudions dans cette partie la variation de l'erreur entre l'émission estimée par inversion linéaire et l'émission réellement mesurée, en fonction de la variation de la vitesse et de la direction du vent. Les valeurs du débit estimé ($Q_{estimé}$) par inversion sont obtenues en utilisant la direction du vent mesurée (dv) ou variée de $\pm 10^\circ$, pour différentes vitesses du vent mesurée (vv), ou variée de $\pm 2 \text{ m.s}^{-1}$. Les résultats sont donnés sur la figure 2, pour la source EDF Porcheville, sur la figure 3, pour la source Renault, et sur la figure 4, pour la source SOMEK. Ces figures présentent des cas typiques illustrant les limites de l'inversion et l'effet de l'incertitude de mesure

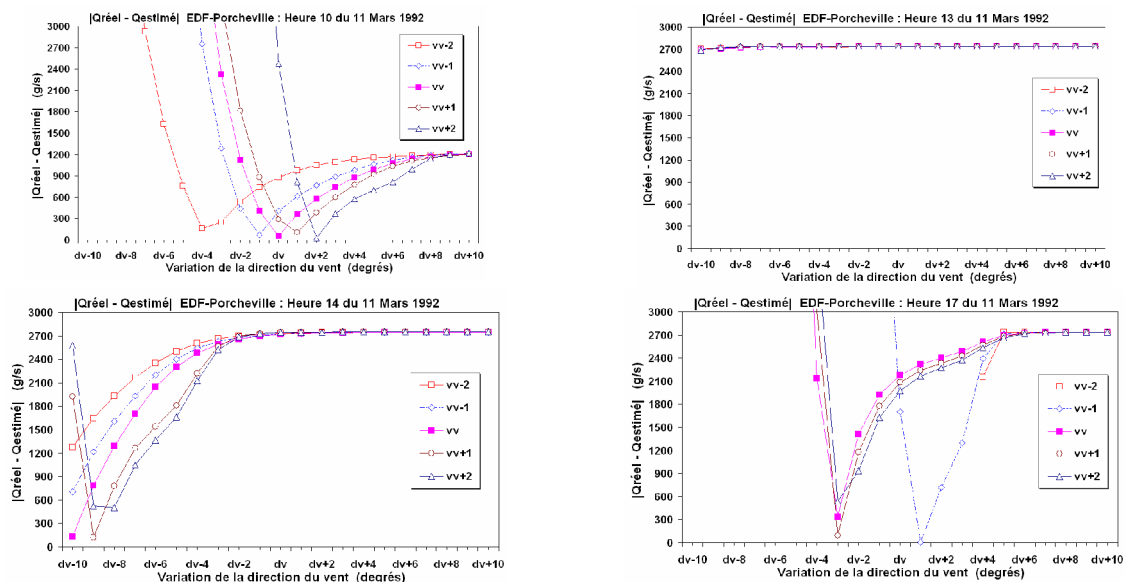


Figure 2: Sensibilité de l'estimation des émissions de EDF Porcheville aux paramètres météorologiques

Quatre configurations s'illustrent dans la figure 2 : pour la première (heure 10), l'inversion est réussie et on arrive à estimer l'émission, pour des paramètres météorologiques bruts (direction et vitesse du vent), avec une erreur absolue de 56g/s, ce qui correspond à 5% de l'émission réelle. La deuxième configuration (heure 13) correspond à une inversion impossible même avec une forte variation des données météorologiques par rapport à celles mesurées ; ceci est expliqué par le fait qu'EDF Porcheville n'a aucun effet sur les différents

capteurs à cette heure (il n'est pas sous le vent). La troisième configuration (heure 14) montre qu'une variation de la direction du vent de -9° s'avère nécessaire pour réduire l'erreur entre l'émission réelle et celle estimée. En effet, à cette heure, la direction du vent montre que Porcheville se trouve à 5° du capteur Les Mureaux, ce qui fait que cette correction rend le capteur sous le vent de la source. La quatrième configuration (heure 17), est analogue à la précédente dans le sens où il s'agit d'une variation de la vitesse du vent et non pas de la direction du vent qui permettra une meilleure estimation du débit d'émission d'EDF-Porcheville. En effet, la variation de la vitesse du vent de $+1 \text{ m.s}^{-1}$ entraîne le changement de classe atmosphérique de stable (6) vers faiblement stable (5) ; la diffusion est meilleure dans les classes atmosphériques moins stables.

Dans la figure 3, et contrairement au cas d'EDF-Porcheville, l'estimation des débits d'émissions de l'usine Renault est généralement bonne, même sans variation des paramètres météorologiques. Néanmoins, cette estimation peut être considérablement améliorée par la variation de la direction du vent et/ou la vitesse du vent. Les triplets ($+2 \text{ m.s}^{-1}$, -7° , 1%), (2 m.s^{-1} , $+3^\circ$, 0.8%), ($+1 \text{ m.s}^{-1}$, -7° , 0.8%), ($+0 \text{ m.s}^{-1}$, $+4^\circ$, 1.5%) représentent, respectivement, pour les heures 10, 13, 14, 17, la variation de la vitesse du vent, la direction du vent et l'erreur de l'estimation qui correspondent à la meilleure estimation.

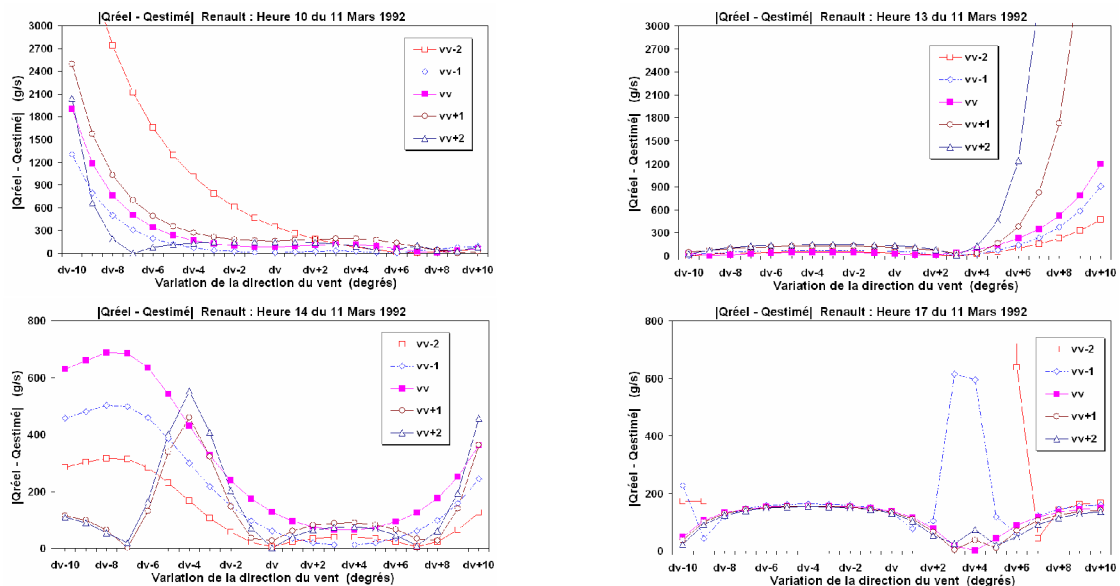


Figure 3: Sensibilité de l'estimation des émissions de l'usine Renault aux paramètres météorologiques

Pour le cas de la chaufferie SOMEK (figure 4), le problème peut être qualifié de « bien posé », c'est-à-dire que le vent de SOMEK impacte, pour les configurations étudiées, les différents capteurs du site étude. L'estimation des émissions est globalement bonne avec une légère modification de la direction du vent (cas des heures 13, 14 et 17). Dans le cas inverse, l'analyse suggère une augmentation de la direction du vent pour minimiser l'écart entre le débit d'émission estimé et le débit d'émission réel. Cette augmentation engendre que Les Mureaux, Limay et Mantes-la-Jolie deviennent sous le vent de SOMEK.

En conclusion, l'estimation des débits d'émissions s'avère bonne dans le cas des sources de faibles émissions tels que pour les sources Renault et SOMEK ; néanmoins, cette estimation est trop fluctuante aux cours de la journée et ne donne pas une idée sur le comportement des vraies émissions. Pour les émissions de grandes ampleurs tel le cas du centrale EDF-Porcheville, l'estimation s'avère plus difficile ; ceci peut être expliqué par le fait que la situation géographique de cette source par rapport aux récepteurs n'est pas trop privilégiée en ce qui concerne la vitesse et la direction du vent, pour que l'information partant

de la source puisse être retrouvée par les mesures aux niveaux des capteurs, d'où la nécessité d'ajuster les paramètres météorologiques pour améliorer l'estimation.

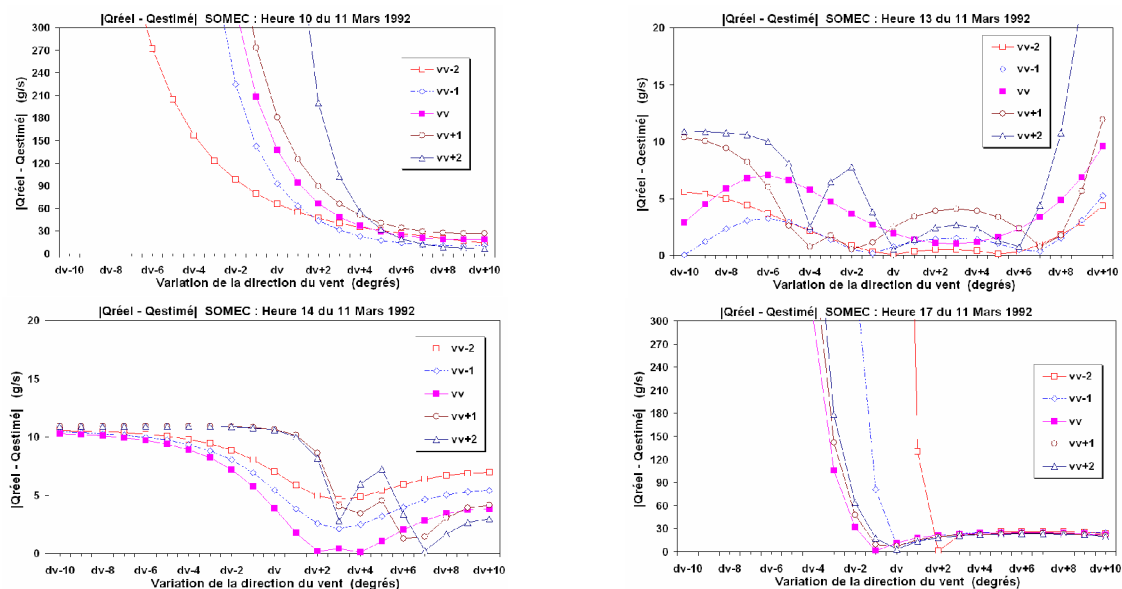


Figure 4: Sensibilité de l'estimation des émissions de SOMEC aux paramètres météorologiques

5. Conclusion

Ce travail présente la formulation du problème d'identification des sources de pollution à partir d'un modèle direct de diffusion, qui est le « modèle Gaussien ». Cette formulation consiste en la linéarisation du modèle direct et la résolution du système aux sens des moindres carrés. L'implémentation de cette méthode a montré que l'information contenue dans les mesures des différents capteurs du site d'étude était suffisante « en partie » pour restituer les paramètres d'émission des principaux émetteurs de SO_2 du site d'étude. Néanmoins, l'ajustement des vitesses et des directions du vent mesurées s'avère nécessaire afin qu'elles puissent être représentatives des capacités dispersives de l'atmosphère sur le site d'étude et permettent une inversion avec un minimum d'erreur et assurant la stabilité de l'identification. Cette étude met en évidence aussi des cas de problème mal posé ; ces cas correspondent aux configurations météorologiques qui engendrent l'impossibilité d'estimer l'émission des sources.

Bibliographie

- Avila Galarza A., 1996. Diffusion des polluants atmosphérique dans une zone a topographie complexe. Validation d'un modèle à l'aide des mesures d'AIRPARIF. *Thèse de doctorat en contrôle des processus*, Université Paris XII.
- Caputo M., Gimenez M., Schlamp M., 2003. Intercomparison of atmospheric dispersion models. *Atmospheric Environment*, **37**, 2435–2449
- Gifford F.A., 1976. Turbulent diffusion – Typing schemes : A review. *Nuclear Safety*, **17**, 68-86.
- Hodin A., 1972. Etude des conditions de diffusion des effluents gazeux autour du complexe industriel de Porcheville. *Thèse de doctorat en géophysique*, Université Paris VI.
- Hanna S. R., 1985. Air Quality Modeling over short Distance. *Handbook of Applied meteorology*, David D. Houghton, University of Wisconsin, John Wiley Sons Inc.
- SPI, 1992. Mesure des rejets gazeux et des particules émis à l'atmosphère par les trois chaudières à charbon et les quatre chaudières à fioul équipant la chaufferie de l'usine Flins. *Rapport d'étude*.
- SPI, 1993. Compte Rendu de la réunion de la Commission du 23/11/93. *Commission « AIR-Bruit-Odeurs »*.

SYNTHESE CARTOGRAPHIQUE DES PLUIES EXTREMES EN ALGERIE DU NORD SUR DES DUREES DE 1H A 24H

LABORDE J.P. Jean-Pierre(*), BELHOULI Larbi(**), LECOCQ Jean(***) et MERZOUGH Dalila (****)

(*) *Université de Nice –Sophia Antipolis,, B.P. 3209, 06204 NICE Cedex 9, FRANCE, laborde@unice.fr*

(**) *A.N.R.H., 40 Avenue Mohammedi, Birmandreis, ALGER, ALGERIE, anrh@anrh.dz*

(***) *Stucky Ingénieurs Conseils, 180 rue Guy Arnaud, 30900 NIMES, FRANCE, j.lecocq@stucky.fr*

(****) *ENHYD, Route de la Base aérienne, Cheraga, ALGER, ALGERIE, Enhyd@Wissal.dz*

Résumé : Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (Algérie) a confié au groupement STUCKY-ENHYD-UNSA une étude de synthèse des crues des bassins versants de l'Algérie de Nord. Dans une première étape nous nous sommes attachés à l'étude de l'aléa pluviométrique. Les données mises à notre disposition sont celles de 1210 postes pluviométriques et de 163 pluviographes. Après analyse critique des données, nous avons montré que les pluies journalières extrêmes suivaient bien des lois de Gumbel. 505 pluviomètres permettent une évaluation statistique fiable des pluies journalières décennales P10 et de leur gradex g. Ces paramètres ont donc été cartographiés. Les données pluviographiques ont fait également l'objet d'une analyse critique serrée. Les données de 143 pluviographes ont permis de mettre en évidence l'existence d'un coefficient correctif de Weiss Kw, variant lentement du Nord au Sud. Par ailleurs les intensités sur des durées de 1h à 24h suivent sensiblement des lois de Montana. Le coefficient b de Montana ne varie pas avec la fréquence et il est possible d'en établir une carte. On montre enfin comment on peut exploiter ces quatre cartes (P10, g, Kw et b) pour retrouver en n'importe quel point de l'Algérie du Nord, la pluie sur une durée de 1h à 24h pour des périodes de retour inférieures ou égale à 100 ans.

Mots-Clés : pluviométrie, cartographie, Montana, Algérie

Abstract : The National Agency for Hydrolic Resources (Algeria) entrusted to the STUCKY-ENHYD-UNSA group a global study of floods on North Algeria. In a first stage we pursued the study of the pluviometric risk. The data at our disposal are those of 1210 pluviometric stations and 163 recording rain-gauges. After critical analysis of the data, we showed that the extremal daily rainfalls followed laws of Gumbel. 505 pluviometers allow a reliable statistical evaluation of the decennial daily rainfalls P10 and their gradex g. These parameters were thus charted. The pluviographic data is the subject also of a tight critical analysis. The data of 143 recording rain-gauges made it possible to highlight the existence of a corrective coefficient of Weiss Kw, varying slowly from North to South. In addition the intensities over durations of 1h with 24h follow laws of Montana. The b coefficient of Montana does not vary with the frequency and it is possible to establish a map of it. One shows finally how one can exploit these four maps (P10, g, Kw and b) to find in any point of North Algeria, the rainfall over a duration between 1h to 24h for periods of return lower or equal to 100 years.

Key-Words : rainfall, automatic-mapping, Montana, Algeria

L'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (Algérie) a confié au groupement STUCKY-ENHYD-UNSA une étude de synthèse des crues sur les bassins versants de l'Algérie de Nord. Dans une première étape nous nous sommes attachés à l'étude de l'aléa pluviométrique. En effet sous le climat méditerranéen toutes les crues sont liées directement à de fortes précipitations.

1. La connaissance ponctuelle des pluies journalières extrêmes

Les données mises à notre disposition sont celles de 1210 postes pluviométriques. Cependant les séries d'observation sont très variables et les données lacunaires. La première étape a été d'étudier la répartition saisonnière des précipitations extrêmes.

1.1. Evolution mensuelle des précipitations extrêmes

Nous avons, pour chaque station et pour chaque mois supposé, que les distributions des pluies journalières maximales mensuelles suivaient des lois de Gumbel. A titre d'exemple, la figure 1 illustre l'évolution des valeurs mensuelles du mode X_0 et du gradex g des pluies journalières maximales mensuelles à la station de KHEMIS O.M..

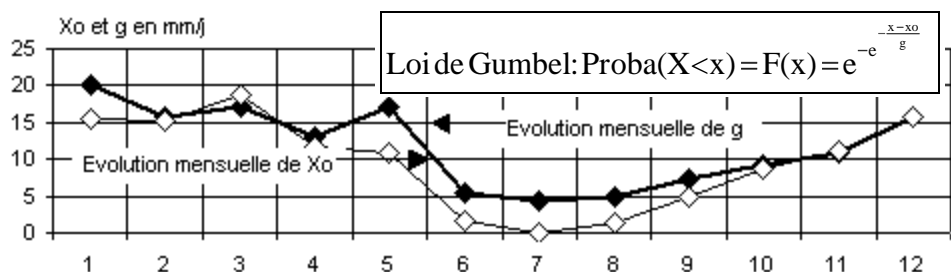


Figure 1 : Evolutions mensuelles des paramètres Xo et g à la station de KHEMIS O.M.

On constate très nettement qu'aussi bien les gradex g que les modes Xo varient très peu de septembre à mai et qu'au contraire ces valeurs sont très basses de juin à août. Cette remarque est valable pour toutes les stations traitées. On peut donc admettre qu'en l'absence de mesure durant un ou plusieurs des mois de juin à août le maximum de l'année est donné correctement par le maximum des mois de septembre à mai.

1.2. Statistiques des pluies journalières maximales annuelles

Une année est donc considérée comme complète si elle dispose d'information sur au moins ces neuf mois. Dans ces conditions 511 stations pluviométriques disposent d'au moins 20 années d'observation et parmi elles 87 comptent plus de 50 années d'observations. Les ajustements à des lois de Gumbel sont satisfaisants comme l'illustre l'exemple de la station du HAMIZ sur la figure 2. Pour chaque station nous avons donc retenu comme caractéristique, la pluie journalière décennale P10 ($=X_0+2.25g$) et le gradex g.

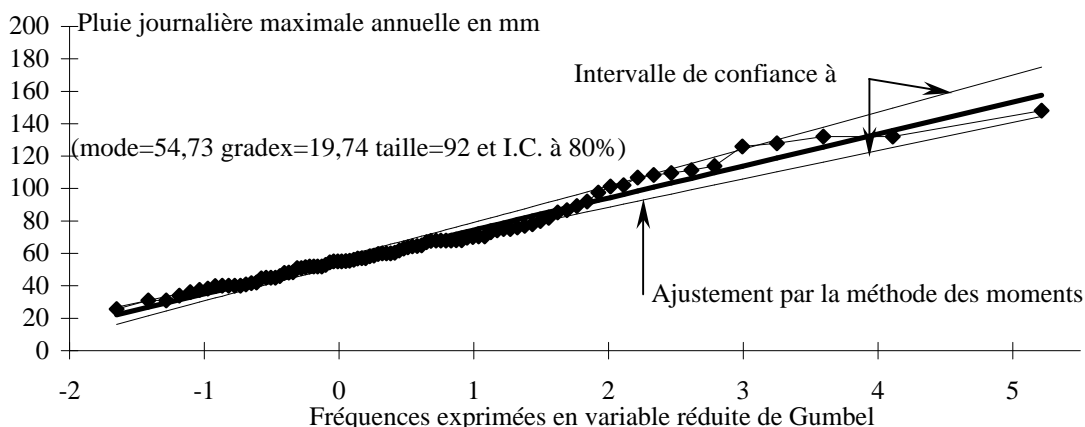


Figure 2 : Ajustement à une loi de Gumbel des pluies journalières maximales annuelles au HAMIZ.

2. Cartographie des caractéristiques des pluies journalières extrêmes

De façon tout à fait classique (LABORDE, 1995) les paramètres P10 et g ont fait l'objet d'une cartographie en tenant compte de différents paramètres topographiques et géographiques : - $e^{-d/40}$ où d est la distance à la mer en kilomètres ; x la longitude exprimée en kilomètres Lambert Nord-Algérie ; - z l'altitude lissée en mètres. Ces paramètres ont déjà été utilisés par l'ANRH (LABORDE & al., 2003). Sous sa forme linéaire, l'équation de régression obtenue est la suivante :

$$\hat{P}_{10} = 24.848 + 0.04105 x e^{-d/40} + 34.02 e^{-d/40} + 0.00666 z + 0.169 z e^{-d/40} - 0.000127 x z e^{-d/40}$$

Le coefficient de corrélation multiple est de 0.829 ce qui signifie que les paramètres géographiques expliquent 70% de la variance de P10. Les résidus de régression montrent une bonne structure avec un variogramme exponentiel mais anisotrope dans un rapport de 2. On

obtient ainsi aisément la carte des pluies journalières décennales P10 (figure 3) et d'une façon analogue, la carte des gradex des pluies journalières maximales annuelles (figure 4). Ces cartes sont d'ailleurs cohérentes avec celles déjà établie dans la région et notamment en Tunisie (ZAHAR & al.,1999).

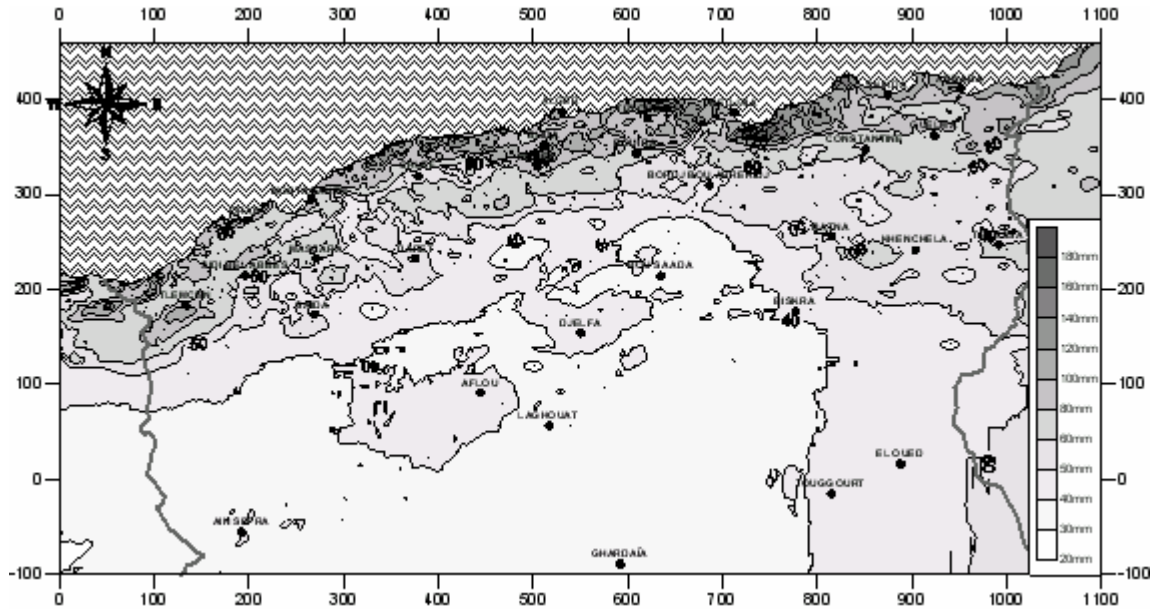


Figure 3 : Carte des précipitations journalières décennales sur l'Algérie du Nord

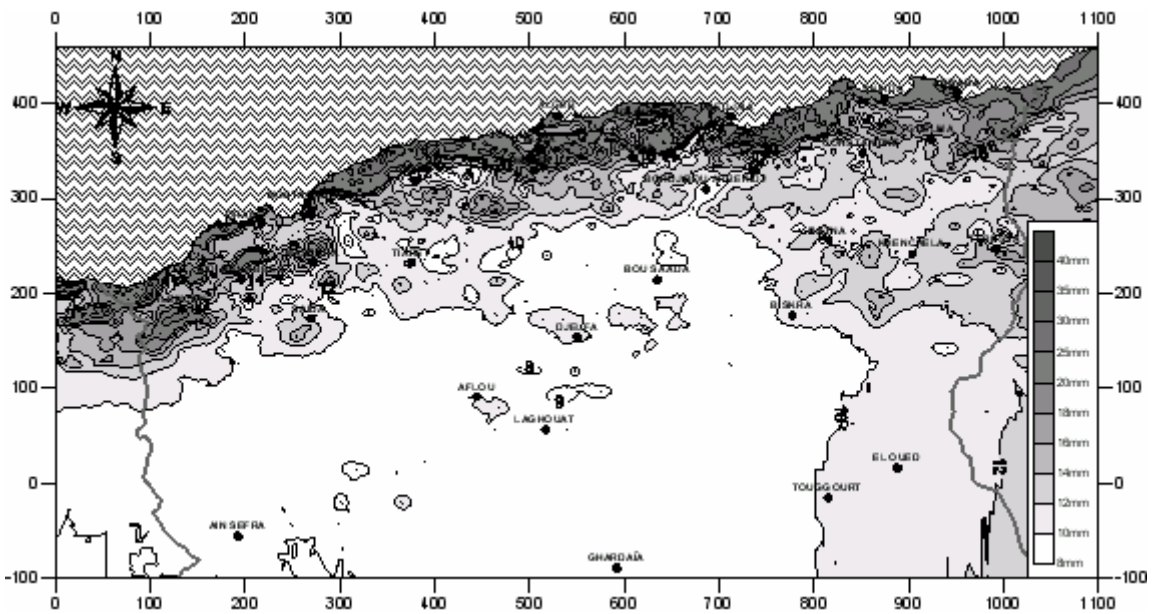


Figure 4 : Carte des gradex des pluies journalières maximales annuelles sur l'Algérie du Nord

3. Traitement des données pluviographiques ponctuelles

Les données pluviographiques sont moins nombreuses et portent sur des périodes plus courtes. Nous disposons en fait de 143 séries pluviographiques exploitables de plus de 10 ans. Le fait que les durées soient plus courtes explique que nous avons dû changer le traitement statistique des précipitations extrêmes puis valoriser l'information pluviométrique.

3.1. Analyse statistique des données pluviographiques

Chaque pluviographe a été dépouillé par événement pluvieux et nous avons retenu pour chaque événement la précipitation maximale en : 0.1h, 0.25h, 0.5h, 1h, 2h, 3h, 6h, 12h, 24h et

sur une journée (intervalles de temps limités obligatoirement à 7h comme les pluviomètres). L'approche statistique adoptée est celle du renouvellement que l'on appelle également l'approche par les valeurs supérieures à un seuil. Nous admettons, a priori, que le nombre annuel k de dépassement du seuil x_s suit une loi de Poisson et que les fréquences $G(x)$ des hauteurs x supérieures au seuil x_s suivent une loi exponentielle.

$$\text{Prob}(k) = \frac{e^{-\mu} \mu^k}{k!} \text{ et } G(x) = 1 - e^{-\frac{x-x_s}{g}}$$

Nous avons choisi des seuils x_s tels que le nombre moyen de dépassement du seuil μ soit de 3 et le gradex g peut alors s'évaluer par la relation : $g = \bar{x} - x_s$ (\bar{x} est la moyenne des évènements supérieurs au seuil). On démontre alors que les précipitations maximales annuelles suivent une loi de Gumbel :

$$F(x) = e^{-e^{-U}} \text{ avec } U = \frac{x - x_0}{g}, \quad g = \bar{x} - x_s \text{ et } x_0 = x_s + g \text{Ln}(\mu)$$

Nous avons ainsi établi pour chaque pluviographe et sur chaque durée la pluie de période de retour 5, 10 et 20 ans.

3.2. Relation entre les intensités de différentes durées

Nous noterons, $P(t,T)$ la pluie de durée t et de période de retour T , $I(t,T) = P(t,T)/t$ l'intensité moyenne sur une durée t de période de retour T et $P_j(T)$ la pluie journalière de 7h à 7h de période de retour T .

Pour chaque poste et chaque période de retour on calcule le coefficient correctif de Weiss : $K_w(T) = P(24,T)/P_j(T)$. On constate alors que ce coefficient ne varie pas avec la fréquence.

Pour des durées de 1h à 24h, on admet que les intensités suivent une loi de Montana : $I(t,T) = a(T)/t^{b(T)}$. On constate que le coefficient b de Montana, ne varie pas, non plus, avec la fréquence.

Pour les durées de 6 minutes à une heure, nous avons admis que les intensités suivent une loi de Talbot : $I(t,T) = a'(T)/(t+b'(T))$. Bien que cela soit plus délicat à exploiter (problème dans la lecture des pluviogrammes) on constate également que b' est indépendant de la période de retour.

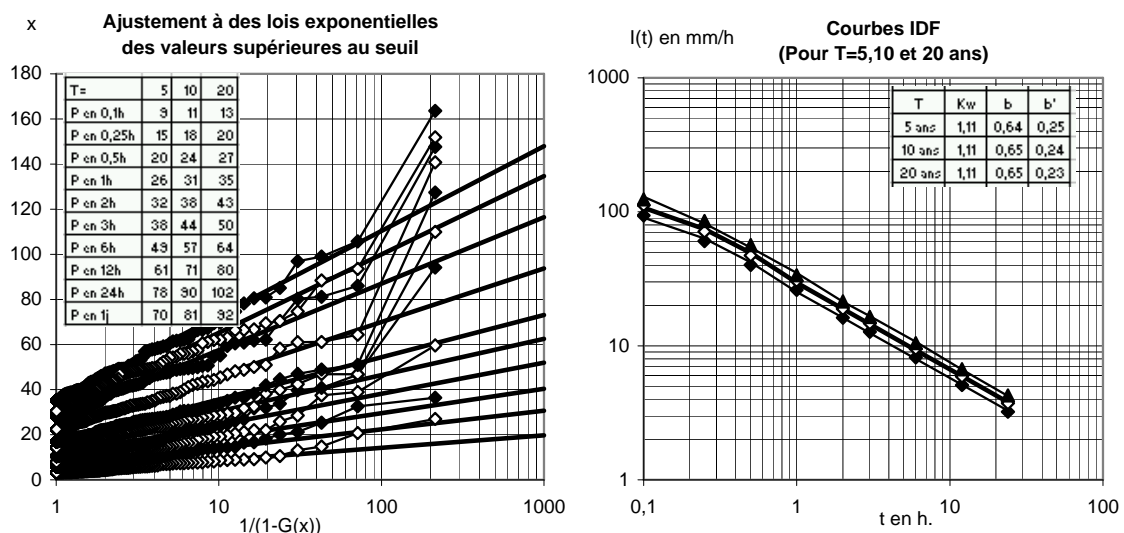


Figure 5 : Exemple de traitement des données du pluviographe de AIN EL ASSEL

4. Cartographie des coefficients de Weiss et du coefficient b de Montana

On dispose donc des valeurs ponctuelles du coefficient b de Montana pour 143 postes pluviographique et nous en avons établi une carte. Dans la pratique le coefficient b de Montana est assez bien lié à la pluie journalière décennale P10 et les résidus de régression présente une structure spatiale.

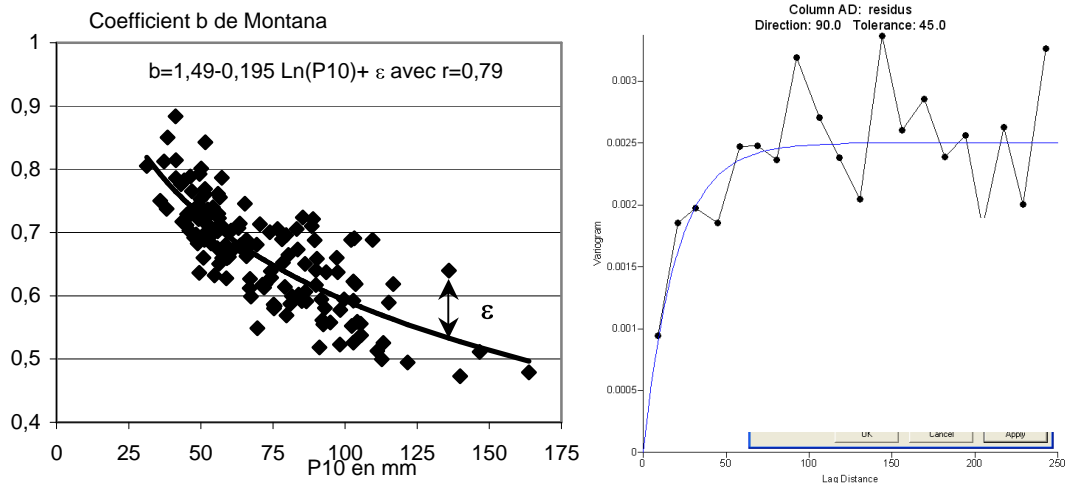


Figure 6 : Régression de b par rapport à P10 et variogramme des résidus de régression

La carte des P10 et les résidus de régression ainsi krigés permettent d'établir la carte des coefficient b de Montana (figure 7). On y constate que les valeurs les plus basses se rencontrent au voisinage de la cote et en altitude. Vers le Sud, le coefficient b tend vers 1.

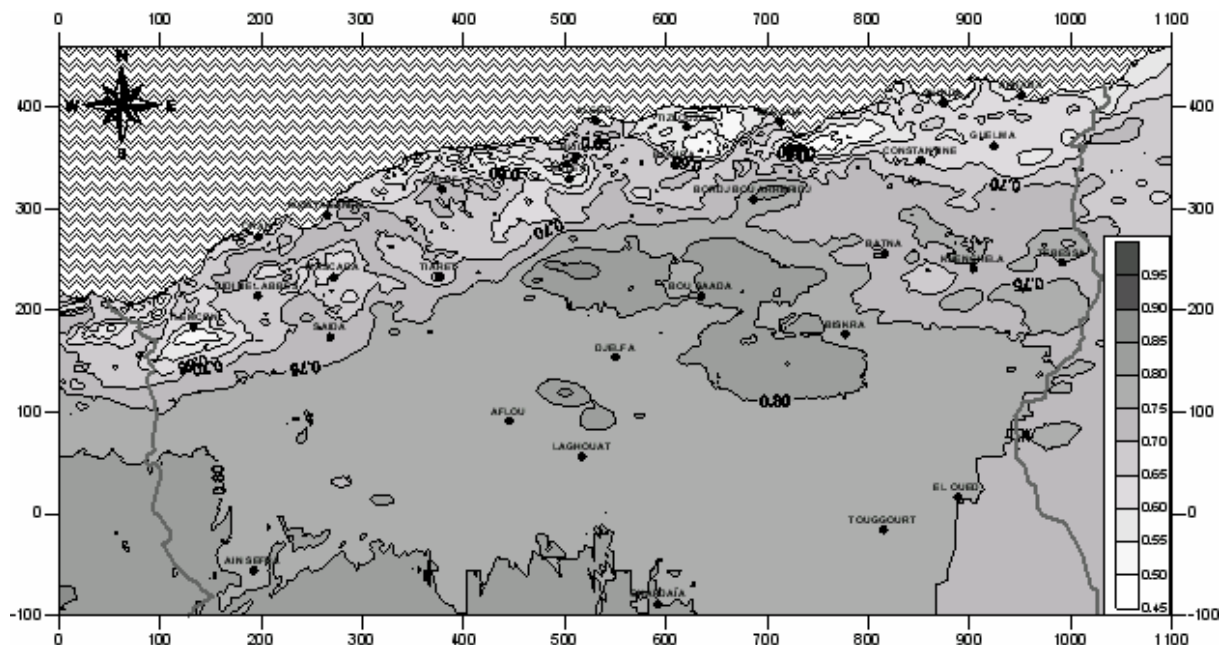


Figure 7 : Carte des valeurs du coefficient b de Montana

Le coefficient Kw de Weiss varie relativement peu autour d'une valeur moyenne de 1.13 et que l'on peut sensiblement le lier à la distance à la mer d par : $Kw = 1 + 0.173 e^{-d/200}$. Ceci permet d'établir la carte de la figure 8

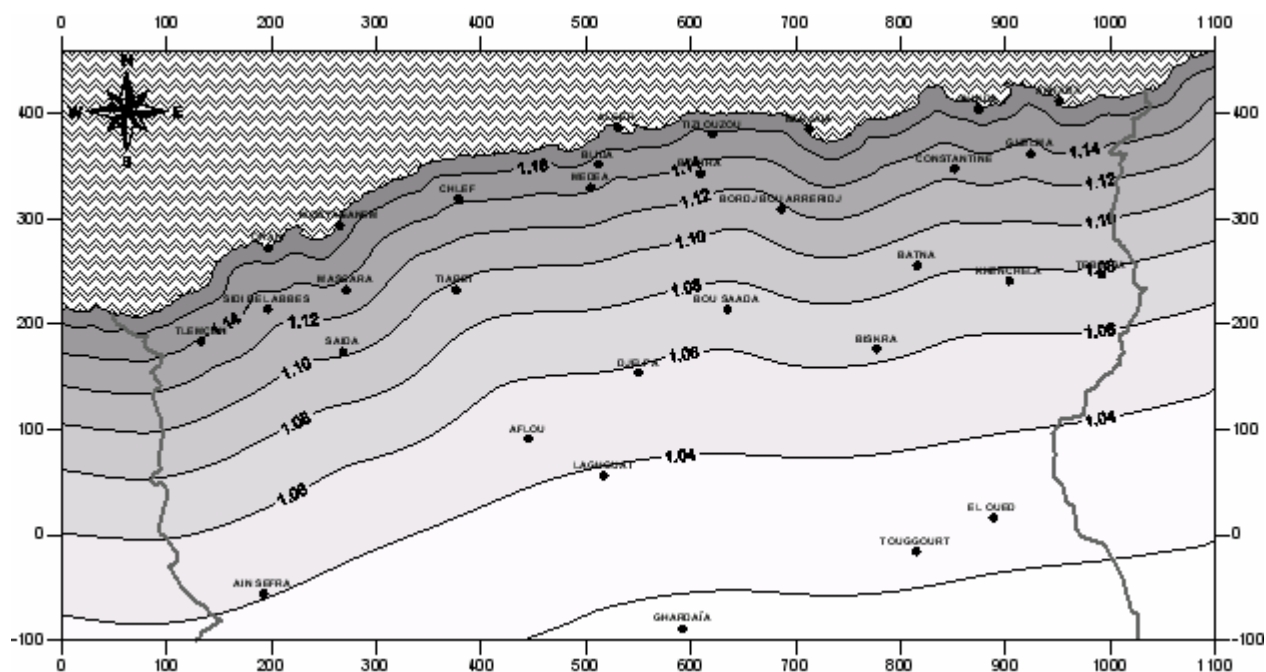


Figure 8 : Carte du coefficient correctif de Weiss

5. Utilisation des cartes et conclusions

L'A.N.R.H. dispose maintenant des cartes des pluies journalières décennales P10, du gradex g des pluies journalières maximales annuelles, du coefficient correctif de Weiss Kw et enfin du coefficient b de Montana. Ces quatre paramètres, que l'on connaît par simple lecture en tout point de l'Algérie du Nord, permettent de retrouver une estimation correcte de la pluie P(t,T) sur une durée t et pour une période de retour T. La relation est la suivante :

$$P(t,T) = K_w * [P_j 10 + g_j * \left\{ -\ln[-\ln(1 - \frac{1}{T})] - 2.25 \right\}] * (\frac{t}{24})^{1-b}$$

Cette formule est applicable pour des durées t comprises en 1h et 48h, et pour des périodes de retour T comprises entre 2 ans et 100 ans sauf pour les hautes plaines et l'Atlas saharien où les valeurs des gradex sont assez hasardeuses. Dans le Sud, on n'extrapolera pas à des périodes de retour supérieures à 10 ans.

Du point de vue pluviométrique, cette étude permet de répondre à beaucoup de problèmes soulevés par le dimensionnement d'ouvrages hydrauliques. Cependant deux problèmes principaux sont encore à résoudre. Le premier concerne les précipitations extrêmes dans le Sud du pays. Une étude plus spécifique y est nécessaire. Le second point concerne les précipitations sur de très courtes durées (de 6 minutes à une heure). Les résultats partiels cités pour la loi de Talbot sont encourageants mais il reste à reprendre les pluviogrammes avec une plus grande précision dans le dépouillement.

BIBLIOGRAPHIE :

- Laborde J.P., 1995 : Les différentes étapes d'une cartographie automatique : exemple de la carte pluviométrique de l'Algérie du Nord. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, vol. 8, pp.37-46
- Zahar Y., Laborde J.P. et Benzarti Z., 1999 : Les pluies journalières extrêmes de Tunisie : modélisation statistique par la combinaison de deux populations de distributions exponentielle et poissonienne, *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, Volume 12, pp. 159-167
- Laborde J.P., Assaba M. et Belhouli L., 2003 : Les chroniques mensuelles de pluies de bassin : un préalable à l'étude des écoulements en Algérie, *Colloque International "Gestion du risque eau en pays semi-aride"*, Tunis

INTERACTION OCEAN-COTE-CONTINENT ET PERTURBATIONS DUES ? LA PLUIE AFFECTANT LA TRANSMISSION HERTZIENNE

N. LEHTIHET^{1,2} et F. YUCEF 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, BP N° 32 El Alia, Bab Ezzouar, Alger, Algérie. Tél/ Fax: +213 21 24 71 87

e-mail : lehtihet.nouria@caramail.com, youcefettoumi@yahoo.fr

² Autorité de Régulation de la Poste et des Télécommunications, 1 rue Kaddour Rahim 16040 Hussein-Dey, Alger, Algérie. Tél: +213 21 47 01 97, Fax.: +213 21 47 02 05

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.

De l'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.

Mots-clés : radar ; pluie ; interaction ; océan-côte-continent ; transmission.

Abstract : The implantation site of 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.

For this reason, 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 to half in relation to those of the coast, this is on the one hand.

On the other hand, 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.

Words-keys : radar ; rain ; 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 des précipitations et dépend donc fortement de la zone géographique (Freitag, 2004). Les régions côtières sont souvent alimentées par des nuages précipitants provenant de la mer, 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.

1. 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 figure 1). Les trois zones ayant toutes une longueur de 180 km et une largeur de 60 km sont :

- La mer à l'ouest du radar
- la zone côtière incluant le radar
- 1. Le continent, situé à l'est du radar.

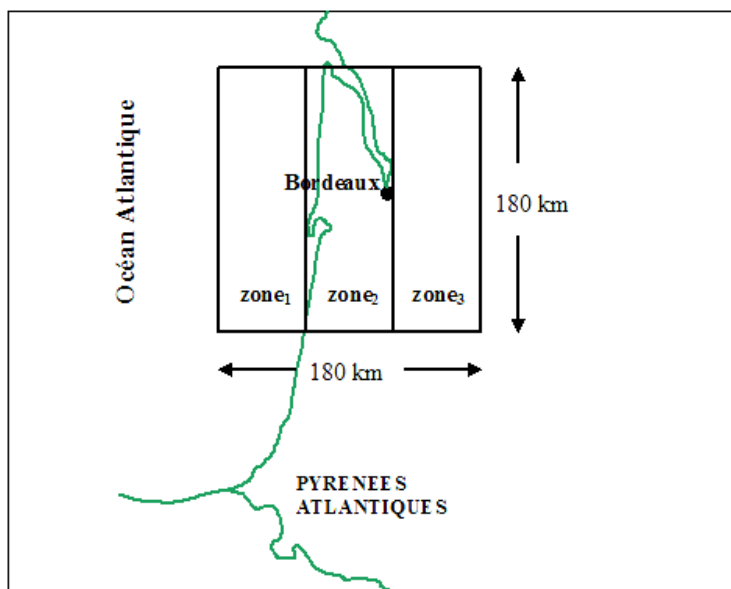


Figure 1. Découpage du site étudié en zones (le radar se trouve dans zone₂)

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.

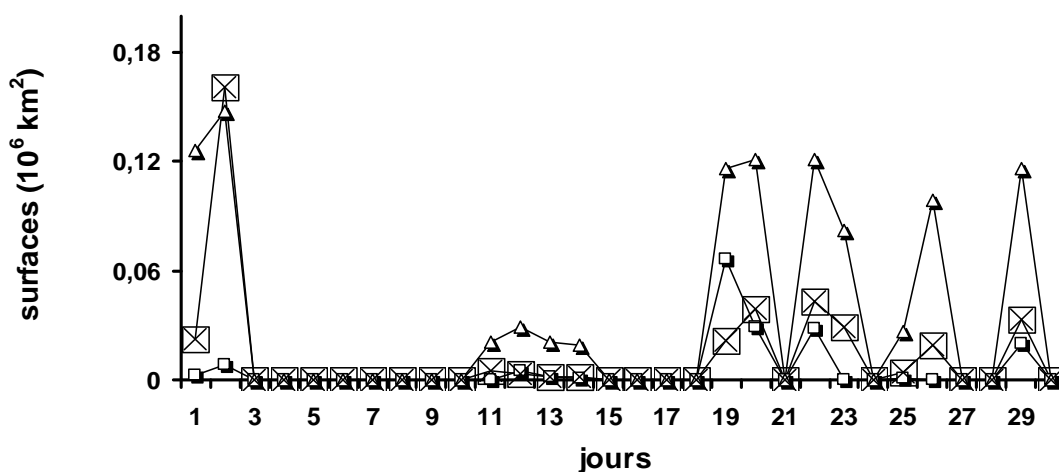


Figure 2. Variation de la surface des précipitations sur la mer (□), la côte (Δ) et le continent (×) au cours du mois de juin

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 Figure 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.

Quant aux surfaces d'échos de pluie couvrant les trois zones considérées, à savoir l'océan, la côte et le continent, sont quantitativement égales 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^{ème} journée du mois de juin dans les trois zones.

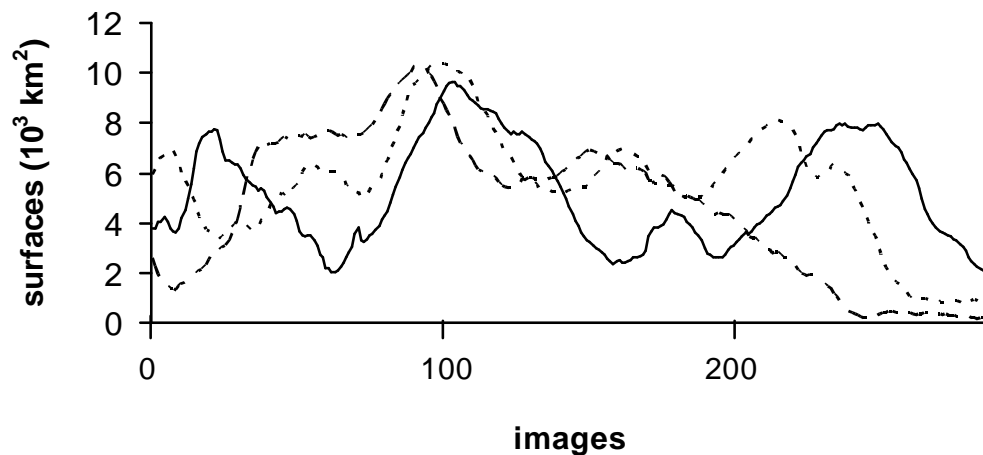


Figure 3. Variation des surfaces de précipitations sur la mer (- -), la côte (...) et le continent (-), occupant les 288 images radar enregistrées pendant la journée 21/06/1996 à Bordeaux.

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

Freytag, L., 2004 : Conception, réalisation et caractérisation d'antennes pour stations de base des réseaux de télécommunication sans fil. Thèse de Doctorat N° 29-2004, Université de Limoges.

Lehtihet N., 2003 : Modélisation des échos radar par des processus autorégressifs. Thèse de Magister. USTHB. Algérie, 89 p

DERIVATION DE PARAMETRES TOPOGRAPHIQUES ET INFLUENCE SUR LA SPATIALISATION STATISTIQUE DE LA TEMPERATURE

Rémi LHOTELLIER¹ et Cristian-Valeriu PATRICHE²

¹ Institut de Géographie Alpine, Université Joseph Fourier, 14bis avenue Marie Reynoard, 38100 Grenoble, France
remi.lhotellier@yahoo.fr

² Académie Roumaine, Filiale de Iasi, Collectif de Géographie, 8 avenue Carol I, 700505 Iasi, Roumanie
pvcristi@yahoo.com

Résumé : La création de champs de température, en relief contrasté, doit être fondée sur un modèle qui prenne en compte les caractéristiques et les évolutions spatiales du terrain. A ce titre, une modélisation par régression multiple procure souvent les meilleurs résultats, par rapport aux méthodes d'interpolation spatiale. Les paramètres utilisés comme variables indépendantes dans cette régression multiple doivent bien sûr être corrélés à la température. L'influence de ces facteurs varie suivant les échelles spatiales et temporelles de l'étude : ainsi, si à l'échelle annuelle, l'altitude est souvent le seul élément influençant les températures, il n'en est rien à l'échelle quotidienne. Nous proposons ici de mettre en évidence quelques paramètres topographiques pouvant être modélisés par systèmes d'information géographique, ainsi que des méthodes statistiques (filtres passe-bas notamment) engendrant une amélioration des coefficients de corrélation obtenus avec la température. Le travail sera illustré par des exemples ayant pour cadre des régions essentiellement montagneuses (partie nord des Alpes françaises et région de Moldavie, en Roumanie).

Mots-clés : température de l'air, paramètres topographiques, échelles, SIG

Abstract : The creation of temperature fields, in contrasted terrain, must be founded on a model which takes into account characteristics and spatial evolutions of the ground. For this reason, multivariate regression often gets the best results, compared to geostatistical spatial interpolation. The parameters used as independent variables in this multivariate regression must be correlated with air temperature. These factors' influences vary according to spatial and temporal studied scales: thus, only at annual scale, elevation is often the only element correlated with air temperature, at daily scale, the model is more complex. We propose, here, to highlight some topographic parameters derived from geographical information systems, as well as statistical methods (low-pass filters in particular) generating an improvement of the correlation coefficients obtained with air temperature. Some examples dealing with mountainous area (northern part of the French Alps and Moldova, in Romania) are presented.

Key Words: air temperature, topographical parameters, scales, GIS

Introduction

Les modèles statistiques de spatialisation de la température de l'air peuvent être fondés soit sur des techniques d'interpolation spatiale, avec estimation des valeurs suivant la distance entre les points de mesure, soit sur des méthodes déterministes, avec estimation des valeurs par corrélation avec un ou plusieurs facteur(s) explicatifs. En relief contrasté, pour peu que l'échantillon des stations de mesure utilisées soit inégalement réparti dans l'espace, cette seconde approche procure de bien meilleurs résultats. La communication a pour principal objectif de mettre en évidence certains des paramètres topographiques pouvant être modélisés par systèmes d'information géographique et ayant une influence sur la température de l'air, à différentes échelles de temps (du quotidien à l'annuel) et d'espace. L'intérêt est d'intégrer ces estimateurs du relief dans des modèles statistiques, de régression notamment, pour améliorer la spatialisation de la température en relief contrasté. Dans le même registre, l'utilisation de filtres sur les grilles de variables explicatives permet, dans des cas particuliers de saisons et types de temps, d'améliorer la corrélation obtenue avec la température.

1. Modélisation statistique des variations de la température de l'air

Cette présentation vient compléter celle sur la spatialisation des températures en montagne réalisée au XIXème colloque de l'AIC en 2006 (Lhotellier, 2006): la méthode, fondée sur la construction d'un modèle de régression multiple entre la température de l'air et des variables explicatives topographiques ou environnementales, le krigeage des résidus associés puis la

superposition des deux informations peut en effet être améliorée sous certaines conditions. Les systèmes d'information géographique permettent en effet de dériver des variables topographiques décrivant le relief à différentes échelles. Certains de ces paramètres sont automatisés par les logiciels à partir d'un modèle numérique de terrain: c'est le cas par exemple du calcul des valeurs d'une pente ou de son orientation, mais d'autres ne le sont pas, et apparaissent pourtant utiles dans un processus de spatialisation de la température. Nous pensons notamment à la radiation solaire, à des indices combinés de pente et d'orientation, au calcul de distance entre les points les plus bas d'une vallée et les sommets des versants alentours, ou bien à d'autres descripteurs du relief local.

Le modèle de régression nécessite l'indépendance des variables prédictives, ce qui, en pratique, correspond rarement à la réalité. Pour minimiser l'effet des corrélations existant entre ces paramètres, on doit procéder à l'intégration progressive, pas à pas, des variables explicatives. Une possibilité complémentaire peut résider dans l'utilisation des scores dérivés d'une analyse en composantes principales appliquée aux variables explicatives : elle élimine complètement cet effet puisque, par définition, les composantes principales sont orthogonales.

L'avantage principal de l'utilisation d'un modèle régressif pour la spatialisation des variables météorologiques ou climatiques repose sur la quantification du rôle des facteurs explicatifs dans le contrôle de la variabilité spatiale du paramètre étudié. L'effet de chacun est, en conséquence, explicite. Le désavantage principal consiste en un certain lissage des variations spatiales effectives, accompagné par la modification des valeurs réelles dans les points de mesure connus. Par ailleurs, le modèle de régression ne permet pas de mettre en évidence les anomalies spatiales de distribution du paramètre analysé. En conséquence, le modèle de régression est mieux adapté aux éléments climatiques à faible variation spatiale, qui dépendent plus des facteurs radiatifs ou des grandes unités de relief.

L'approche locale, par krigeage, présente l'avantage de garder sans modification les valeurs aux coordonnées des points connus et ainsi de souligner la présence d'anomalies spatiales. Néanmoins, le krigeage n'explique pas la distribution spatiale du paramètre étudié, l'effet des variables explicatives étant implicite. En conséquence, l'approche locale est meilleure pour rendre compte des éléments et phénomènes climatiques à variabilité spatiale plus accentuée (précipitations, vent), qui résultent principalement de facteurs dynamiques.

En conclusion, pour la plupart des variables climatiques, la meilleure méthode d'interpolation réside probablement dans le système mixte du krigeage des résidus d'une régression, qui traduit plusieurs échelles spatiales de distribution du caractère.

2. Des paramètres topographiques pour améliorer les modèles

De nombreux paramètres topographiques peuvent être dérivés d'un modèle numérique de terrain (MNT) et sont, à ce titre, potentiellement utiles pour expliquer certaines caractéristiques des variations spatiales des variables thermiques. En dehors des paramètres classiques, comme l'altitude, l'orientation, la pente, la latitude ou la longitude, il est possible de tester l'influence des variables suivantes pour voir si leur intégration améliore les modèles de régression (figure 1):

- l'altitude relative : elle est calculée d'après la différence entre le MNT et un modèle numérique des talwegs, intégré comme niveau de base local. Le modèle de talwegs a été obtenu par la génération d'un réseau de points réguliers distants de 900 mètres, puis la représentation spatiale des altitudes extrêmes à partir du MNT. Les points superposés aux altitudes minimales continues (associés aux talwegs) sont sélectionnés et les valeurs correspondantes sont enregistrées dans la table des attributs. Les valeurs d'altitude aux points sélectionnés sont interpolées par la méthode dite de courbure minimale pour obtenir le modèle

numérique des talwegs. Le modèle numérique des talwegs est ensuite soustrait au modèle numérique d'altitude, générant ainsi un niveau d'altitude relative.

- l'illumination du terrain (ombrage dû au relief): ce paramètre, qui peut être dérivé automatiquement du MNT, pour une certaine position du Soleil et un certain angle de hauteur, présente des valeurs proportionnelles à la radiation solaire directe et donc peut être utile pour la spatialisation des températures. Il a l'avantage d'être plus aisé à calculer que la radiation solaire potentielle.

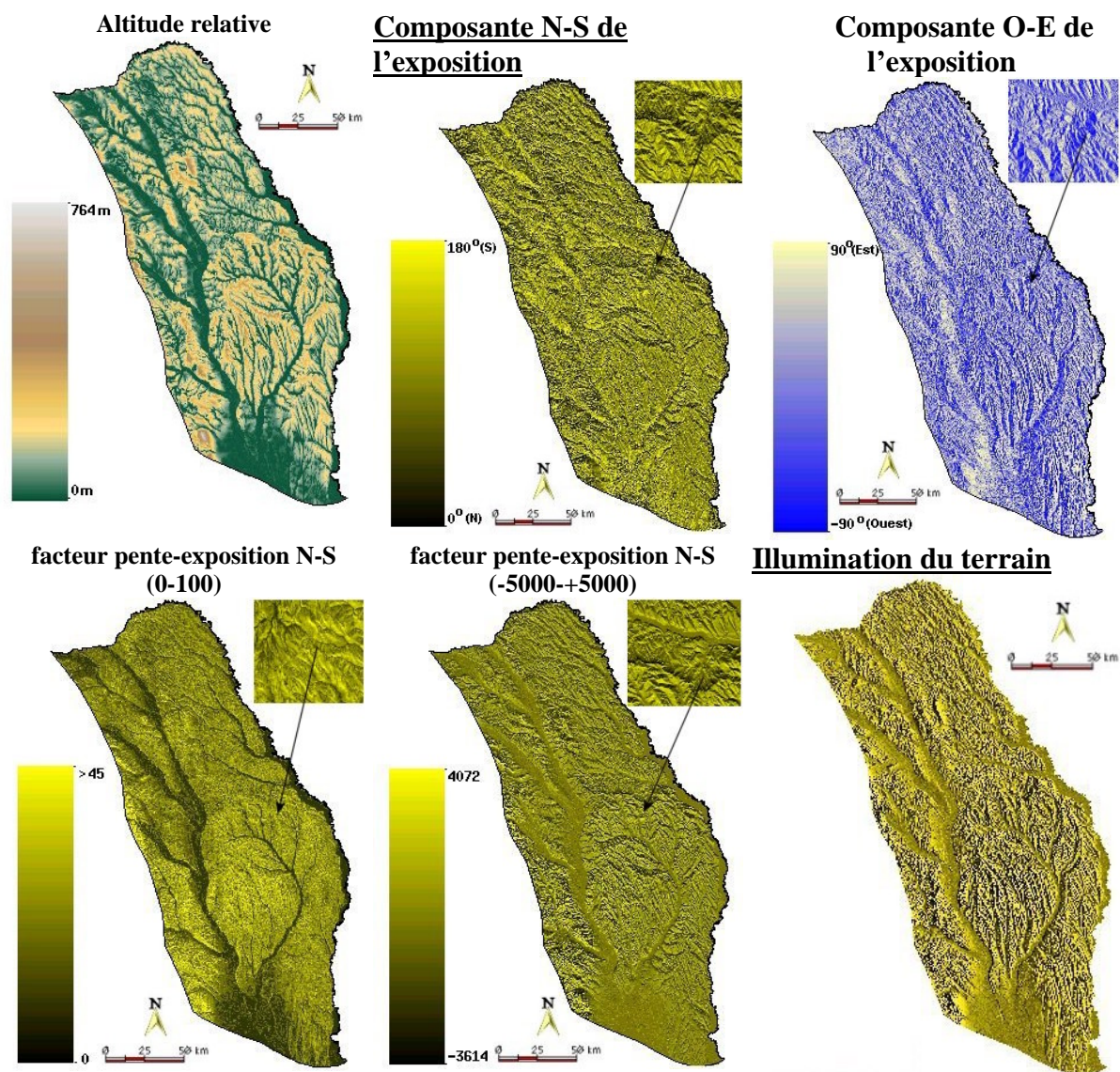


Figure 1. Exemples de modèles spatiaux des prédicteurs potentiels pour la région de Moldavie (Roumanie)

- les composantes Nord-Sud et Ouest-Est de l'orientation des versants : deux grandes distinctions sont effectuées selon l'orientation des pentes. Les valeurs sont comprises entre 0° (Nord) et 180° (Sud), pour exprimer l'influence des orientations Nord-Sud sur les variables climatiques, en particulier au niveau des paramètres thermiques et radiatifs. Les valeurs fluctuent entre -90° (Ouest) et 90° (Est), pour exprimer l'influence des orientations Ouest-Est sur les variables climatiques, qui pourraient notamment jouer sur les précipitations, mais aussi au niveau des températures car il a été montré que la plupart des versants orientés vers l'Ouest sont un peu plus chauds que les versants orientés vers l'Est.

- un facteur combinant pente et orientation : cette assimilation est nécessaire car l'effet de

la pente sur les paramètres analysés ne peut généralement pas être dissocié de celui de l'orientation des versants. C'est notamment vrai sur les températures diurnes : les fortes pentes ont des températures plus élevées si elles sont exposées au sud et plus basses si elles sont exposées vers le nord. Cette intégration peut se faire de la façon suivante: dans un premier temps, par la multiplication des valeurs standardisées (0-100) des orientations modifiées N-S avec les valeurs standardisées (0-100) de la pente, suivie d'une division par 100. On obtient une variable dont les valeurs varient de 0 à 100, exprimant les orientations N-S mais accordant plus d'importance aux orientations associées aux plus fortes pentes. Dans un second temps, on soustrait la valeur 50 aux valeurs standardisées des orientations modifiées N-S et on multiplie le résultat par la valeur de la pente standardisée. Par la soustraction, on obtient les orientations dans un intervalle compris entre -50 (Nord) et +50 (Sud). La multiplication nous permet d'obtenir une variable avec des valeurs plus basses pour les orientations nord associées aux fortes pentes et plus élevées pour les orientations sud associées aux fortes pentes.

Hormis ces variables, nous pouvons aussi tester l'influence des premières composantes principales dérivées de l'analyse en composantes principales sur les variables topographiques, puisque, comme nous l'avons déjà mentionné, cette transformation élimine complètement l'effet de la colinéarité des prédicteurs.

Un problème important réside dans la représentativité spatiale, souvent faible, du réseau des stations météorologiques par rapport aux variables indépendantes. La plupart des régions sont en effet, notamment quand elles sont montagneuses, très inégalement couvertes par le réseau de mesure. Les modèles doivent ainsi être extrapolés, ce qui nécessite de considérer que la relation de régression modélisée persiste hors de la zone de calibrage du modèle. L'incertitude liée aux résultats obtenus est alors amplifiée.

3. Filtrage des variables explicatives et amélioration de l'estimation

Les paramètres topographiques cités précédemment peuvent être calculés dans des fenêtres glissantes de largeur variable (figure 2). D'autres estimateurs statistiques sont aussi paramétrables, comme l'écart type ou la différence entre valeurs extrêmes.

En effet, la prise en compte des subtilités locales du relief par intégration de paysages ou morphotypes est une alternative séduisante. La méthode AURELHY (Bénichou et Le Breton, 1987) demeure sans doute l'application de ce type la plus célèbre. Cependant, un moyen relativement simple d'inclure les effets locaux des paysages-types est l'application de filtres de taille variable sur les grilles décrivant les caractéristiques du relief de manière à posséder des informations multi échelles (Joly, 1994). L'usage de ces filtres (les filtres passe-bas étant les plus populaires) sur les grilles des variables indépendantes permet, dans des cas particuliers de saisons et types de temps, d'améliorer significativement la corrélation obtenue avec la température (figures 3 et 4). En hiver, le filtrage des grilles s'avère souvent nécessaire, comme le montrent les évolutions du coefficient de corrélation liant l'altitude à la température minimale des mois de janvier et décembre 1995. La taille optimale de la fenêtre est par contre très variable (environ 7500 mètres pour janvier 1995, quelques centaines de mètres pour décembre 1995).

Les échelles spatiales comme temporelles d'étude sont un facteur essentiel des variations de température, mais donc également de la qualité du modèle statistique utilisé.

L'influence des paramètres topographiques sur la température de l'air doit par conséquent être mise en évidence à différentes échelles, et l'évolution du rôle explicatif de ces éléments du relief doit être également soulignée.

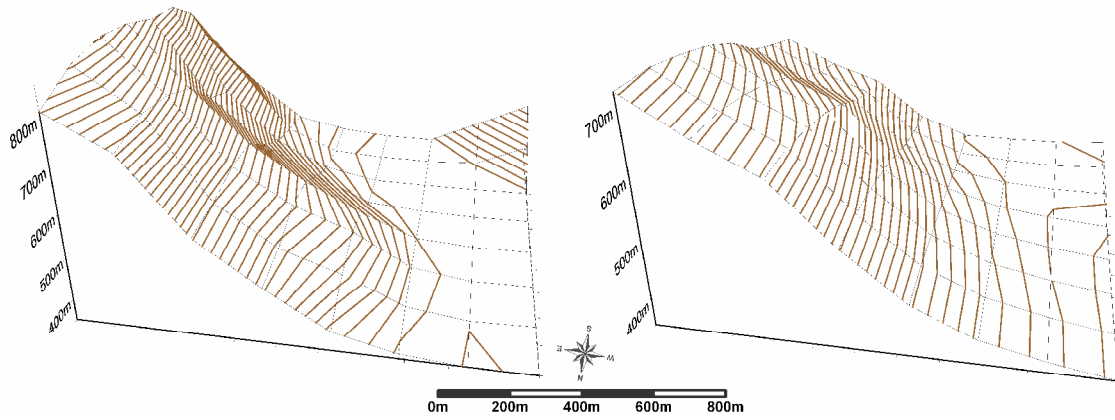


Figure 2. Relief non filtré (gauche) et relief associé à la même grille filtrée par moyenne mobile 5x5 pixels.

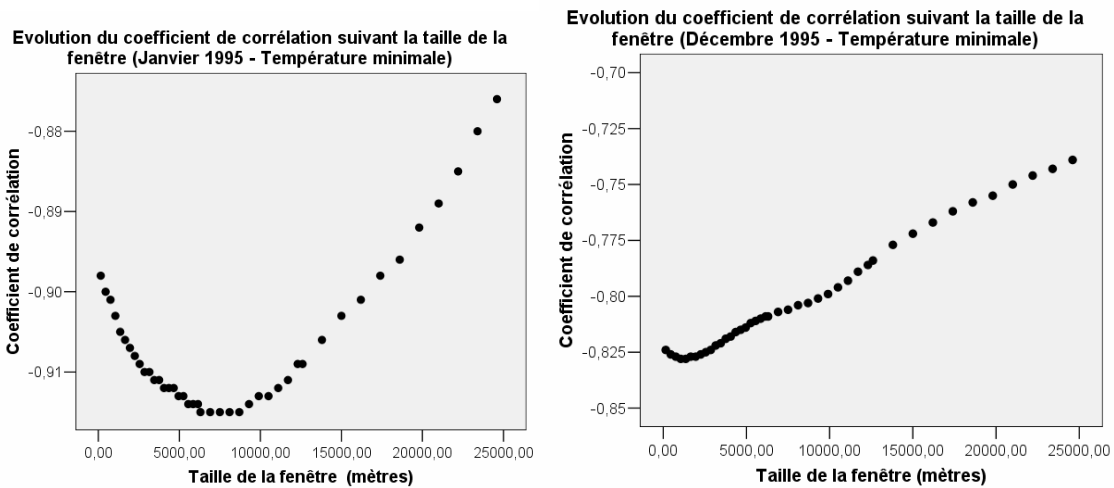


Figure 3. Evolution du coefficient de corrélation liant l'altitude à la température minimale de janvier et décembre 1995 selon la taille de la fenêtre utilisée. Région d'étude : quatre départements alpins français.

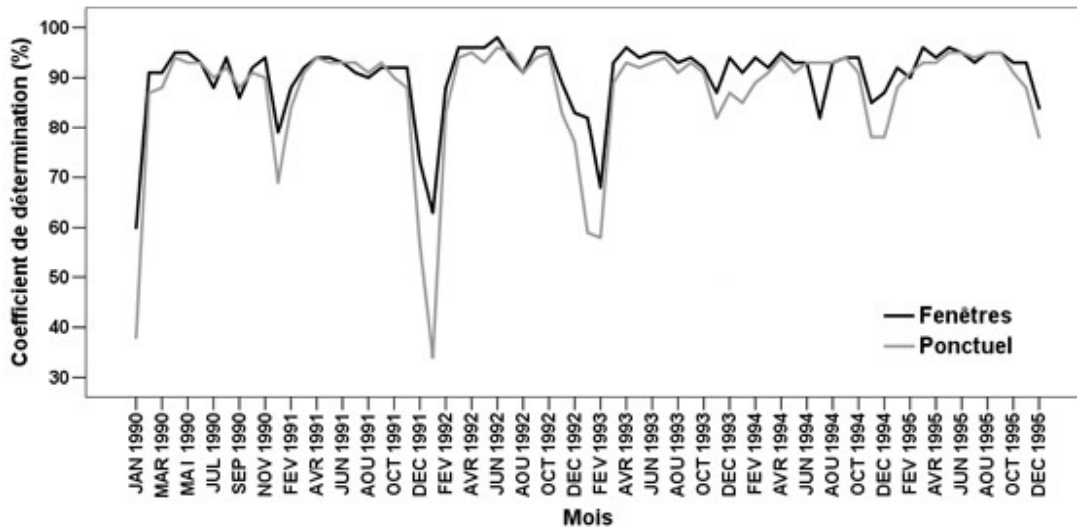


Figure 4. Amélioration du coefficient de détermination lors de l'utilisation de filtres sur les variables indépendantes, par régression multiple pas à pas, la variable expliquée étant la moyenne mensuelle des températures minimales. Région d'étude : quatre départements alpins français.

Conclusion

Dans une optique d'obtention de champs de paramètres climatiques, les méthodes statistiques d'interpolation donnent, en général, des résultats supérieurs à l'échelle régionale et pour des

valeurs moyennes. A l'échelle locale, le nombre de stations décroît significativement, et les variations topoclimatiques nécessitent de recourir à un modèle déterministe (Thornton et Running, 1996 ; Carrega, 1994). Par ailleurs, quand l'échelle temporelle s'affine (des valeurs moyennes aux valeurs journalières), la variance expliquée des modèles de régression baisse et le nombre des variables explicatives augmente, car de nombreuses informations sur la configuration du terrain sont nécessaires pour expliquer les variations spatiales du champ thermique.

Cette recherche, à l'image d'études antérieures, démontre également l'utilité d'utiliser des fenêtres mobiles pour moyenner les valeurs des variables topographiques incluses ultérieurement dans les modèles de régression, notamment lorsque la variable expliquée est la température minimale, ou à des échelles de temps quotidiennes.

L'utilisation du krigeage des résidus d'une régression multiple est probablement la méthode optimale pour la spatialisation des températures en relief contrasté, car elle permet la mise en évidence des anomalies dans la distribution spatiale de la température, associées par exemple aux régions soumises aux inversions thermiques, au foehn, ou à d'autres caractéristiques thermiques locales.

Références bibliographiques

- Benichou P., Le Breton O., 1987 : Prise en compte de la topographie pour la cartographie des champs pluviométriques statistiques, *La Météorologie* 7ème série, **19**, 14 p.
- Carrega P., 1994 : Analyse spatiale quantitative et appliquée. Topoclimatologie et habitat. *Revue de Géographie du laboratoire d'analyses spatiales Raoul Blanchard*, U.F.R. Espace et Culture, Université de Nice Sophia Antipolis, **35-36**, 408 p.
- Courault D., Armand C., Delabrosse S., Monestiez P., 1997 : Contribution à l'étude de l'influence des circulations atmosphériques sur les variations spatiales de la température de l'air dans le sud-est de la France. *Publication de l'Association Internationale de Climatologie*, **10**, 230-239.
- Courault D., Monestiez P., Armand C., Mabit D. et Delecolle R., 1998 : Interpolation spatiale de la température de l'air par type de temps, *La météorologie* 8ème série, **23**, Paris, 53-68.
- Lhotellier R., 2006 : Spatialisation des températures en zone de montagne alpine, *Actes du XIXème colloque de l'AIC*, Epernay, 367-372.
- Patriche, C. V. 2006 : Modélisation de quelques variables agro-climatiques, *Actes du Colloque International: Observation et analyse des territoires ruraux*, Simona Niculescu (Editor), Sedcom Libris Publishing House, Iasi, 102-120.
- Patriche C.-V., Lhotellier R., 2006: Possibilities of improving the regression models used for climatic parameters spatialisation. Study case: winter mean minimum temperature in the French Alps, *Annales Scientifiques de l'Université*. Al. I. Cuza Iasi, tome LII, s. II c, Géographie, 28-39.
- Thornton P.E., Running S.W., 1996. Generating daily surfaces of temperature and precipitation over complex topography in *GIS and Environmental Modeling: Progress and Research Issues*, Goodchild M.F., Steyaert L.T., Parks B.O., Johnston C., Maidment D., Crane M., and Glendinning S., Eds. GIS World Books, Ft. Collins, 93-98.
- Stahl K., Moore R.D., Floyer J.A., Asplin M.G., and McKendry I.G., 2006: Comparison of approaches for spatial interpolation of daily air temperature in a large region with complex topography and highly variable station density. *Agricultural and Forest Meteorology*, **139**, 224-236
- Willmott C.J., Matsuura K. 1995: Smart interpolation of annually averaged air temperature in the United States. *Journal of Applied Meteorology*, **34(12)**, 2577-2586.
- Willmott C.J., Robeson S.M., 1995: Climatologically aided interpolation (CAI) of terrestrial air temperature. *International Journal of Climatology*, **15(2)**, 221-229.

ETUDE DE LA POLLUTION PAR L'OZONE A ECHELLE FINE : PREMIERES MESURES ITINERANTES DANS LES ALPES- MARITIMES.

MARTIN NICOLAS (1), CARREGA PIERRE (2)

Université de Nice-Sophia Antipolis, Equipe G.V.E de l'UMR Espace 6012 du CNRS,
98 Bd E. Herriot, 06204 Nice cedex 3, France.

(1) : nicolas.martin@unice.fr (2) ; pierre.carrega@unice.fr

Résumé : La région niçoise est régulièrement affectée au cours de l'été par des épisodes de pollution photochimique. Le réseau d'analyseurs d'ozone d'Atmo PACA permet un suivi de cette pollution depuis plus de 10 ans. L'inconvénient majeur de ces mesures est leur ponctualité spatiale alors que l'ozone est un polluant extrêmement réactif. Sa forte variabilité spatiale exige donc d'avoir recours à des mesures itinérantes à l'aide d'analyseurs d'ozone portables. Les facteurs influençant les concentrations d'ozone sont plus clairement mis en évidence en procédant ainsi. Les campagnes de mesures réalisées sur l'agglomération niçoise montrent d'importantes disparités spatiales en partie imputables à la destruction de l'ozone par le monoxyde d'azote et dues à la présence d'une grande quantité d'ozone en mer lors des périodes polluées.

Mots clés : mesures itinérantes d'ozone, échelle fine, protocole de mesure.

Abstract : The region of Nice is regularly affected during the summer by episodes of photochemical pollution. The network of Atmo PACA's ozone analyzers allows a follow-up of this pollution for more than 10 years. The major inconvenience of these measures is their spatial punctuality while the ozone is an extremely reagent pollutant. Thus its strong spatial variability requires itinerant measures by means of mobile ozone analysers. Factors influencing the concentrations of ozone are more clearly put in evidence by proceeding so. The campaigns of realized measures on Nice show important spatial disparities partially attributable in the destruction of the ozone by the monoxide of nitrogen and is due to the presence of a big quantity of offshore ozone during polluted periods.

Key Words : Itinerant measures of ozone, fine scale, protocol of measure.

Introduction.

Le département des Alpes-Maritimes présente une pollution atmosphérique marquée en particulier par l'ozone durant la période estivale. Le trafic automobile, notamment, émet des gaz précurseurs, qui produisent alors de l'ozone sous l'influence du rayonnement solaire ultra-violet. Une première approche de la pollution par l'ozone à macro-échelle dans cette région a déjà été réalisée. Elle a permis la mise en place de types de circulation atmosphérique (définis par des données de ré-analyses du NCEP) propices ou non à une bonne qualité de l'air dans les Alpes-Maritimes (Martin et Carrega, 2006). Cependant quelques cas de situations synoptiques identifiées comme responsables d'une forte pollution par l'ozone ne se sont pas traduits par une mauvaise qualité de l'air. En effet ce phénomène multi scalaire dépend aussi de facteurs climatiques locaux qui nécessitent une étude à échelle fine. Il s'agit alors de tenir compte de données météorologiques enregistrées localement, couplées à des mesures itinérantes d'ozone dans le département.

1. Cadre théorique et mesure d'ozone.

1.1 La pollution photochimique dans un espace littoral montagneux.

L'exposé qui suit s'applique principalement aux espaces méditerranéens comme les Alpes-Maritimes (exemples d'Athènes et de Barcelone) bien que certaines constatations et conclusions soient issues de recherches menées dans la région de Los Angeles, exemple mondial de pollution par l'ozone. Le contexte synoptique dans lequel se produisent les épisodes de pollution est le même quelque soit le lieu : un anticyclone subtropical provoque une forte subsidence de l'air. Celle-ci favorise l'accumulation des polluants qui ne sont pas correctement dispersés par les brises thermiques. Le fort rayonnement solaire en période estivale favorise les réactions photochimiques. A ces caractéristiques météorologiques propices à la pollution par l'ozone s'ajoutent des conditions topographiques bien particulières.

En effet le domaine méditerranéen présente fréquemment des zones côtières montagneuses. Les conséquences en terme d'écoulement des flux thermiques sont prépondérantes sur la qualité de l'air. La même remarque est valable pour la région de Los Angeles qui présente une barrière montagneuse à moins de 100 kilomètres de la ligne de côte.

A l'origine de la mauvaise dispersion des polluants primaires et secondaires, les brises thermiques constituent le mécanisme central des épisodes de pollution de l'air en région littorale montagneuse. La brise de mer combinée aux brises de versant crée une recirculation d'air le long des côtes dans l'ouest du bassin méditerranéen. Sous de fortes insulations ces recirculations deviennent de « grands réacteurs naturels photochimiques » (Millan et al., 2002) où la plupart des oxydes d'azote et autres polluants sont transformés en polluants secondaires comme l'ozone. En effet, les face sud et est des versants sont déjà surchauffées en tout début d'après-midi ce qui permet le développement de brises de versant vigoureuses aspirant la brise de mer ; on parle de « cheminées orographiques ». Ceci permet l'injection de polluants de surface en altitude. Hors de la couche limite atmosphérique ces polluants sont pris dans le flux de retour de la brise (qui n'est pas nécessairement de direction opposée au flux de surface) et sont advectés au dessus de la mer. Ici, une forte subsidence due à l'anticyclone permet la création d'un empilement de couches stratifiées (Millan et al., 1992, 1996). Le lendemain, lorsque la brise de mer se lève, elle ramène sur terre les polluants émis ou produit la veille sur la côte. Cette boucle peut recirculer les mêmes polluants pendant deux à trois jours (Millan, 1992).

1.2 Mesures d'ozone.

Depuis plus de dix ans les Agences Agréées à la Surveillance de la Qualité de l'Air (AASQA) en France mesurent la pollution par l'ozone à l'aide d'analyseurs d'ozone fixes. En fonction du nombre de stations et de leur répartition sur le territoire, ces stations fournissent une vision spatiale de la pollution de l'air. Toutefois, en raison des contraintes techniques et financières, les réseaux d'analyseurs ne sont souvent pas assez développés et certaines portions de l'espace restent mal informées.

A partir de ce constat il nous est apparu pertinent d'utiliser des analyseurs d'ozone portables afin d'étudier plus précisément la variabilité spatiale de ce polluant. Ce matériel mesure les taux d'ozone selon le même procédé que les analyseurs classiques des AASQA ; à partir de la loi de Beer-Lambert la concentration d'ozone est déterminée par absorption de rayonnement ultraviolet (UV) sur une distance connue : $C = (\ln(I_0/I_i)) / (X + L)$; où C est la concentration d'ozone, I_0 est l'intensité du rayonnement UV avant l'absorption, I_i est l'intensité du rayonnement UV après l'absorption, X est le coefficient d'absorption de l'ozone et L est la longueur sur laquelle il y a absorption.

Ces appareils de petite taille et de faible poids (2 kg) sont alimentés par batterie ce qui permet une grande facilité de déplacement. Pour cette étude le mode de transport privilégié est le vélo afin d'éviter au maximum les voies de circulation automobile. Mais dès que les distances s'avèrent trop importantes la voiture est alors utilisée. Le pas de temps de mesure minimum est de 2 secondes, la précision de 2% et les données sont enregistrées dans une mémoire interne sur une plus ou moins grande période en fonction du pas de temps de mesure choisi. Un GPS équipe les analyseurs afin de faciliter le traitement des données par la suite.

La littérature scientifique, peu abondante sur ce sujet, permet de constater que ce type d'appareil a principalement été utilisé dans un but de surveillance à long terme de la concentration d'ozone dans des sites éloignés où la puissance électrique disponible est limitée (Ray, 2004) ; quelques études à l'aide de moyens aéroportés tels que des cerfs-volants, des ballons captifs, des ULM ou bien de petits avions (Cessna), décrivent l'évolution des taux d'ozone dans la basse atmosphère. La démarche suivie dans ce travail ne peut donc

pas s'appuyer sur des recherches antérieures. Il convient alors dans un premier temps d'identifier les facteurs principaux pouvant influencer la mesure afin de définir dans quelles conditions les taux d'ozone peuvent être enregistrés et comparés.

2. Variabilité de l'ozone troposphérique avec l'environnement proche.

La chimie de l'ozone est très complexe. Ce gaz est détruit au contact de toutes les surfaces. On parle de dépôt sec : deux molécules d'ozone se transforment en trois molécules de dioxygène. Partant de ce constat il est nécessaire de définir l'influence du sol et des parois (rocheuses, artificielles...) dans le but de mesurer le niveau d'ozone ambiant auquel est exposé l'individu et non une concentration d'ozone extrêmement locale non représentative. Ces travaux sont réalisés à l'aide de deux analyseurs d'ozone dont les données sont comparées pour déterminer l'influence de tel ou tel facteur. Mais est-ce que les deux appareils sont comparables ? Pour lever cette incertitude ils ont été placés à plusieurs reprises côte à côte pendant plusieurs heures ; les résultats montrent une légère surestimation d'un capteur par rapport l'autre d'environ 2 à 3 $\mu\text{g}/\text{m}^3$. Ce petit écart s'est avéré stable dans le temps (mois d'août et septembre 2006).

2.1 L'influence de la hauteur de mesure.



Figure 1. Dispositif permettant d'étudier l'influence du sol sur les taux d'ozone.

Ces tests ont été réalisés en août 2006 aussi bien en matinée qu'en cours d'après-midi dans deux lieux topographiquement différents : sur le sommet d'une colline à l'est de Nice (Mont Boron) ainsi que sur un versant de pente faible et irrégulière (nombreux replats artificiels) à l'ouest de Nice près d'un analyseur d'Atmo PACA (Nice Botanique). Les conditions météorologiques rencontrées furent variées : régime de brise, vent synoptique léger, ciel dégagé ou couvert mais températures et humidités comparables (environ 25°C et 60 à 70% d'humidité). Chacun des deux analyseurs est placé à différentes hauteurs par rapport au sol à l'aide d'un escabeau. Plusieurs hauteurs sont testées en utilisant les différents échelons espacés de 20 à 25 cm (fig. 1). Le dernier échelon se situe à 140 cm ce qui correspond

pratiquement au niveau de l'air que nous respirons. A partir de quelle hauteur le sol influence-t-il la mesure ? Les premiers résultats semblent indiquer que l'ozone n'est détruit que très près du sol. Les mesures à 75 cm et 140 cm sont très proches (fig. 2). L'influence du sol paraît sensible vers 20 cm de hauteur. L'écart de mesures entre le sol et 140 cm est en moyenne de 10 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ (écart-type de 2 $\mu\text{g}/\text{m}^3$) et ceci pour l'ensemble des tests effectués. Ces premières constatations sont concordantes mais exigent la poursuite des tests.

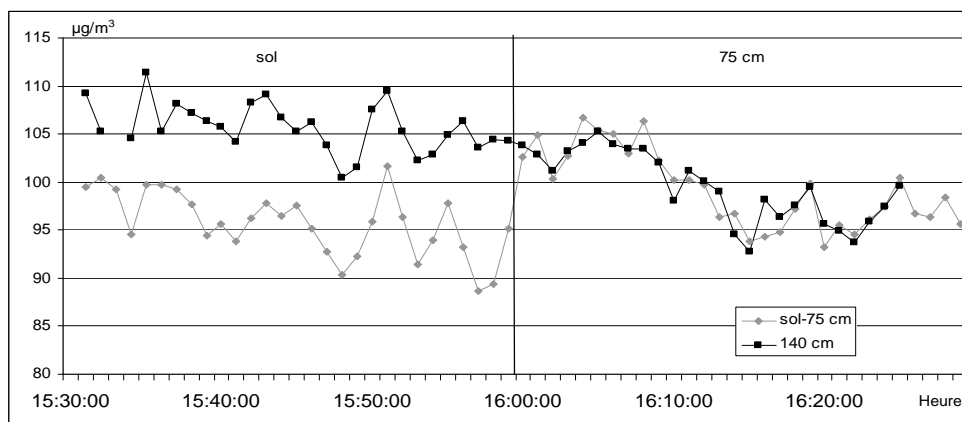


Figure 2. Comparaison des taux d'ozone moyens sur une minute mesurés à 140, 75 et 0 cm de hauteur le 18 août 2006 à Nice Botanique (le trait vertical à 16h marque le déplacement de l'analyseur du sol à 75 cm de hauteur).

2.2 L'influence des parois.

Les parois sont plus contraignantes que le sol pour mesurer le niveau d'ozone ambiant car elles offrent un obstacle à l'écoulement de l'air et créent des zones où le renouvellement de l'air est faible. Selon les premières mesures, un bâtiment orienté perpendiculairement à la direction de vent entraîne des écarts de concentrations d'ozone entre la façade exposée au vent et celle à l'abri du vent. Ces mesures ont été répétées à de nombreuses reprises de fin juillet à septembre 2006 dans des conditions de brise thermique ou de vent synoptique. L'immeuble pris en exemple présente une exposition nord-sud ; il est composé de cinq étages et se situe face à la mer. Les taux d'ozone de part et d'autre du bâtiment ont pu être comparés en installant un analyseur d'ozone sur la terrasse nord et sur la terrasse sud au 2^{ème} étage. En régime de brise de mer la façade sud est directement exposée au vent ; le 14 août 2006, les conditions météorologiques marquées par le passage d'un centre dépressionnaire sur l'Allemagne ont entraîné un vent synoptique de SSW soufflant à plus de 10 m/s sur le littoral des Alpes-Maritimes. L'enregistrement des taux d'ozone montre un écart significatif entre les deux façades (fig. 3). Cet écart s'élève à $12 \mu\text{g}/\text{m}^3$ en moyenne (écart-type de $5 \mu\text{g}/\text{m}^3$) entre 14h et 19h30, heure à laquelle le vent changea de direction pour passer à l'E. Dès cet instant les taux sont comparables quelque soit l'exposition, le vent d'E ne privilégiant aucune façade du bâtiment.

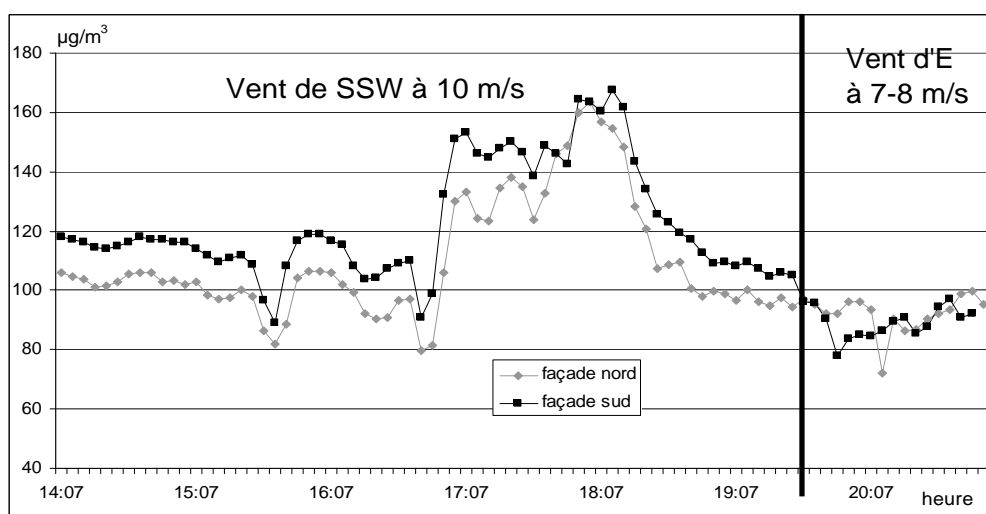


Figure 3. Taux d'ozone moyens sur 5 minutes le 14 août 2006 sur les terrasses nord et sud d'un immeuble niçois.

Le sol et les parois ont donc un impact sur les niveaux d'ozone à proximité. Ces résultats sont à compléter en tenant compte de différents types de surface : un sol végétalisé provoque-t-il une destruction d'ozone comparable à celle d'un sol artificialisé ? De même les différents matériaux de construction ont-ils la même influence sur le dépôt sec d'ozone ? En attendant la poursuite de ces travaux, et en intégrant ces premières constatations, des campagnes de mesures itinérantes sont menées pour étudier la variabilité spatiale de l'ozone troposphérique.

3. Mesures itinérantes d'ozone dans les Alpes-Maritimes.

L'objectif majeur est d'établir une vision spatiale à échelle fine des niveaux d'ozone atteints chaque jour. Les mesures sont donc effectuées entre 14h et 18h en fonction des conditions climatiques journalières. Les modes de déplacement peuvent être motorisés ou non en fonction des distances à parcourir. Dans l'idéal l'utilisation d'un véhicule rejetant des polluants primaires est à éviter puisqu'on se heurte ici à un autre facteur venant modifier le niveau d'ozone ambiant : la réaction de titration de l'ozone avec le monoxyde d'azote. Cette réaction est quasi-instantanée et détruit très fortement l'ozone. Ainsi les campagnes de mesures réalisées en vélo sont préférées pour des trajets ne dépassant pas les 50 km et les axes de forte circulation sont évités.

3.1 Campagnes de mesures sur la commune de Nice.

Durant les mois d'août et septembre 2006 sept journées ont donné lieu à des mesures dans la commune de Nice en vélo. Cet échantillon est trop faible pour établir des liens entre les variables météorologiques à fine échelle et les taux d'ozone. Toutefois quelques hypothèses peuvent être formulées ; la force et la direction du vent semblent induire une plus ou moins grande variabilité spatiale des taux d'ozone. Plus les espaces sont ventilés et plus les taux sont

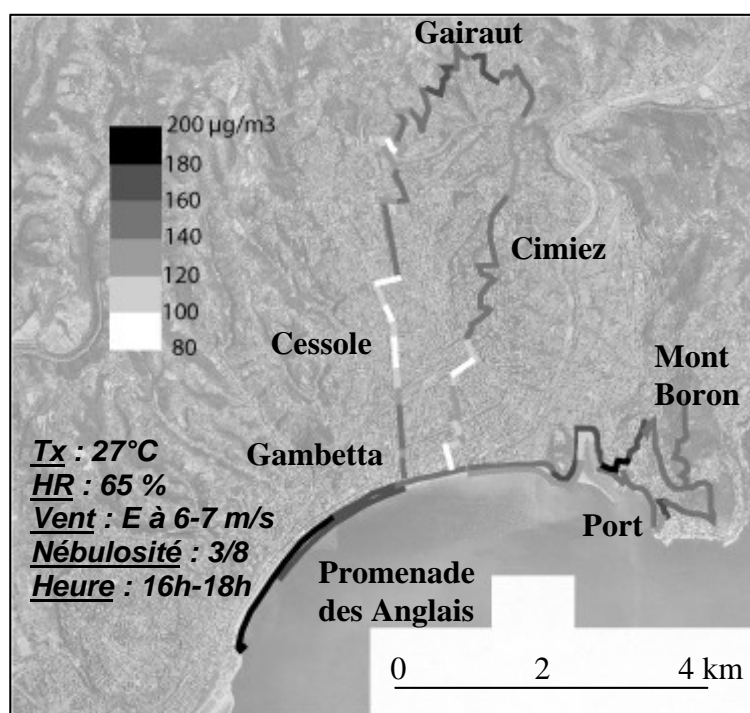


Figure 4. Mesures itinérantes d'ozone le 13 septembre 2006 sur la commune de Nice et les collines environnantes.

homogènes ; si les mesures sont effectuées sous le vent d'une source de polluant primaire telle que les axes routiers, alors les niveaux d'ozone seront faibles indépendamment du niveau d'ozone ambiant journalier. L'exemple du 13 septembre 2006 (fig. 4) montre un important piégeage d'ozone à l'est de la Promenade des Anglais. Le monoxyde d'azote rejeté par la circulation et par le port est advecté parallèlement au littoral par vent d'est et détruit l'ozone. L'inflexion de la ligne de côte plus à l'ouest permet au vent d'advecter de l'air non influencé par les polluants primaires mais fortement pollué par l'ozone (jusqu'à $200 \mu\text{g}/\text{m}^3$). Dans l'intérieur des terres l'ozone est de

nouveau piégé par la circulation automobile sur les boulevards Gambetta et Cessole (écarts pouvant aller jusqu'à $100 \mu\text{g}/\text{m}^3$ par rapport au littoral). Enfin au nord de la ville les collines de Gairaut et de Cimiez sont caractérisées par des concentrations élevées en raison d'un trafic routier beaucoup plus faible. Le schéma général de cette journée n'est pas original par rapport

aux autres campagnes de mesures menées. On note des concentrations d'ozone plus fortes sur le littoral immédiat et vers les collines au nord de l'agglomération ; cette dernière fortement émettrice de monoxyde d'azote piège l'ozone.

Le phénomène majeur mis en évidence par ces mesures itinérantes est la présence d'ozone en grande quantité sur la mer. Le 13 septembre 2006 est le troisième jour réunissant des conditions météorologiques propices à un épisode photochimique ; dès le 11 septembre une imposante dorsale anticyclonique se positionne sur l'Europe et provoque une dégradation de la qualité de l'air dans la région niçoise. Le parallèle avec d'autres recherches effectuées en milieu littoral montagneux est envisageable. L'ozone présent en mer le 13 septembre est peut être le fruit d'une recirculation de polluants émis la veille ou l'avant veille. En cette fin d'été, il s'agit vraisemblablement plus du résultat d'une simple alternance quotidienne de brise de mer/brise de terre que d'une boucle de recirculation régionale créant un empilement de couches d'ozone sur la mer.

3.2 Mesures itinérantes dans l'arrière-pays des Alpes-Maritimes.

Seules trois campagnes de mesures d'ozone ont été menées en août 2006 en raison d'un temps particulièrement frais et dépressionnaire limitant la pollution photochimique. Les résultats (non développés par manque de place) mettent en évidence la présence de taux d'ozone conséquents dans les vallées du département jusqu'à 60-70 km du littoral. Il semblerait que les brises thermiques de mer puis de vallée jouent un rôle primordial dans cette advection d'air pollué.

Conclusion.

Ces premières mesures fixes et itinérantes d'ozone ne constituent qu'une étape préliminaire. L'étude des relations de ce polluant avec l'environnement immédiat sera poursuivie en couplant l'enregistrement des taux à des mesures très précises de vent (composantes u, v et w) afin de déterminer l'influence de la ventilation sur le dépôt sec d'ozone. Les mesures itinérantes quant à elles seront multipliées sur l'agglomération niçoise et les collines périphériques tout comme dans l'arrière-pays montagneux pour aboutir à la définition de type de temps de la pollution par l'ozone dans les Alpes-Maritimes.

Bibliographie.

- Martin N., Carrega P., 2006 : Les types de circulation atmosphérique et la pollution par l'ozone dans les Alpes-Maritimes, *Actes des Journées Interdisciplinaires de la Qualité de l'Air (Villeneuve d'Ascq)* <http://www.appanpc-asso.org/Information/JIQA2007/Doc/Article/MARTIN.pdf>
- Millan M. et al., 1992 : Mesometeorological cycles of air pollution in the Iberian Peninsula. Air Pollution Research Report 44. Commission of the European Communities, D.G.XII/E-1, Rue de la Loi, 200 B-1040 Brussels, Belgium.
- Millan M. et al., 1996 : Meteorology and photochemical air pollution in southern Europe : experimental results from EC research projects. *Atmospheric Environment*, **30**, 1909-1924
- Millan M. et al., 2002 : Atmospheric dynamics and ozone cycles related to nitrogen deposition in the western Mediterranean. *Environmental Pollution*, **118**, 167-186
- Ray J.D., 2004 : Ozone Monitoring Protocol, Guidance on Selecting and Conducting Ozone Monitoring. Air Resources Division, 20p.

LA METHODE DES ONDELETTES COMME OUTIL DE TEST D'HOMOGENEITE – LE CAS DES PRECIPITATIONS A CLUJ, ROUMANIE

M. MATEESCU et I. HAIDU

Université «Babes-Bolyai» de Cluj-Napoca, Faculté de Géographie, 5-7 rue Clinicilor, 400006 Cluj-Napoca, Roumanie, marcelmateescu@yahoo.com, ionel_haidu@geografie.ubbcluj.ro

Résumé : La méthode des ondelettes présente une forte flexibilité comme outil de test d'homogénéité d'une série climatique. Les séries journalières, puis hebdomadaires et mensuelles des précipitations à Cluj (Roumanie) entre 1923 et 2001 ont été étudiées avec cette méthode ainsi qu'avec les méthodes SNTH, Buishand et Pettitt. La méthode des ondelettes identifie deux perturbations dans la saisonnalité de la série journalière mais aussi hebdomadaire (mais pas pour la série mensuelle). Seul le test SNTH identifie une des deux perturbations dans la série journalière ; les essais avec les méthodes de Buishand et de Pettitt rejettent l'hypothèse de non-homogénéité.

Mots-clés : ondelettes, homogénéité, SNTH, Buishand, Pettitt.

Abstract : The wavelet method is highly flexible as a homogeneity test tool for a climatic time series. The daily, weekly and monthly precipitations time series of Cluj (Romania) between 1923 and 2001 were studied using the wavelet method and homogeneity tests SNHT, Buishand and Pettitt. The wavelet method finds two disturbances in the seasonality not only in the daily but also in the weekly time series (but not in the monthly series). Only the SNHT test finds one of the two disturbances in the daily series; the Buishand and Pettitt tests reject the hypothesis of non-homogeneity.

Key Words: wavelet, homogeneity, SNTH, Buishand, Pettitt.

Introduction

Pour une analyse scientifique correcte, il faut avoir des données précises (voir le «principe GIGO¹⁰»), d'où l'importance de plus en plus élevée des essais d'homogénéité (correction) des données, comme part intrinsèque de la critique des données, sujet obligatoire dans un travail scientifique. Une panoplie de tests pour dépister des éventuelles inhomogénéités : tests SNTH de Alexandersson, de Buishand, de Pettitt, de Mann-Kendall ainsi que d'autres ont été développées (Lucio *et al.*, 2006). Généralement, ils découvrent des sauts ou des ruptures dans la moyenne, identification des tendances ou des sauts de la variance.

La méthode des ondelettes a une approche différente, parce qu'elle étudie directement les périodicités et peut découvrir des aspects latents, cachées dans une série chronologique. L'analyse fréquentielle d'une série doit commencer par l'observation du spectre fréquentiel obtenu par la décomposition de Fourier ; cette étape est un pas important, mais ce n'est pas le dernier dans l'analyse fréquentielle. La décomposition de Fourier assume que le signal représenté par la chronique est une somme des sinusoides. C'est une bonne approximation mais dans la plupart des phénomènes naturelles, les composantes d'un signal ne sont pas forcément des signaux stationnaires (invariables dans le temps), mais plutôt des poussées qui s'arrêtent plus ou moins vite. A ce genre de signaux, la décomposition *wavelet* (ondelette) se prête mieux ; après l'analyse d'une série avec la méthode *wavelet*, on obtient une carte (en temps-fréquence) avec des « îles » de signification statistique qui montrent mieux le comportement temporel et fréquentiel de la série initiale.

Il faut mentionner que les séries journalières ne sont pas la règle dans l'analyse des séries chronologiques climatiques ; la plupart des études traite des valeurs moyennes hebdomadaires, bihebdomadaires, mensuelles ou annuelles. La sensibilité des essais est bien moins élevée dans le cas des séries moyennes, où une potentielle erreur de mesure est cachée par l'addition des vraies mesures, qui atténuent cette erreur et la rendent moins visible aux

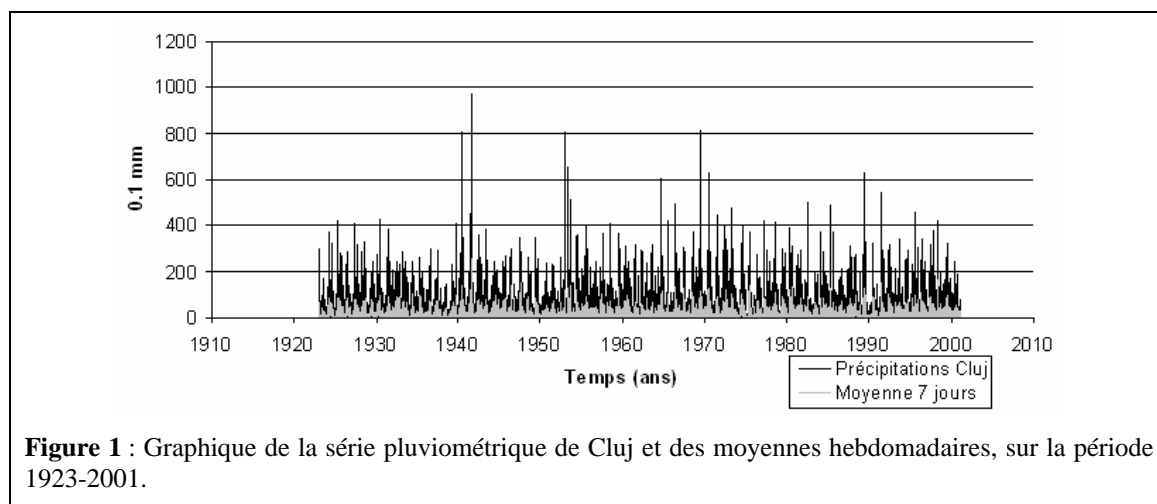
¹⁰ GIGO = 'Garbage in – garbage out' (ordures en entrée, ordures en sortie ; Elishakoff, 2004)

essais divers. Cela ne corrige pas forcément une série, mais diminue plutôt les erreurs aux niveaux tolérables ou insaisissables.

Un avantage significatif de la méthode *wavelet* dans le cas de la série de précipitations de Cluj est sa résilience aux filtrages par moyenne (les points de perturbation sont visibles au niveau hebdomadaire aussi). Ce fait peut indiquer que la méthode *wavelet* est recommandée comme analyse exploratoire ou de vérification dans le cas des séries des moyennes hebdomadaires ou même mensuelles.

1. Données et méthodes

On examine une série journalière de données de précipitations de Cluj-Napoca (Roumanie) mesurées entre 1923 et 2001 (la série date du XIX^{ème} siècle et se poursuit jusqu'au présent, mais il y a des lacunes après 2001). Cette série provient de la base de données ECA&D (European Climate Assessment et Dataset), fournie par le Service National de Météorologie de Bucarest (Roumanie). Le graphique de la série ainsi que celui des valeurs moyennes hebdomadaires sont présentés en figure 1.



La série a déjà été étudiée et validée sur la période 1946-2004 par ECA&D, en utilisant les essais SNTH, Pettitt et Buishand. Tous ces tests d'homogénéité ont validé la série. En analysant la série avec la méthode *wavelet*, on découvre des aspects absolument inattendus par rapport aux résultats déjà obtenus (Tank *et al.*, 2002). Les essais SNHT et Pettitt ont été historiquement utilisés en Roumanie pour des séries climatiques (Tomozeiu *et al.*, 2002). La théorie indique le fait qu'on peut trouver des aspects caractéristiques cachés d'une série en observant son comportement fréquentiel ; le cas des précipitations de Cluj peut être un tel exemple. La méthodologie d'analyse fréquentielle indique comme étape exploratoire l'analyse du spectre de Fourier. La série journalière présente une très forte saisonnalité (annuelle et semestrielle) observable immédiatement par l'analyse du spectre de Fourier (figure 2).

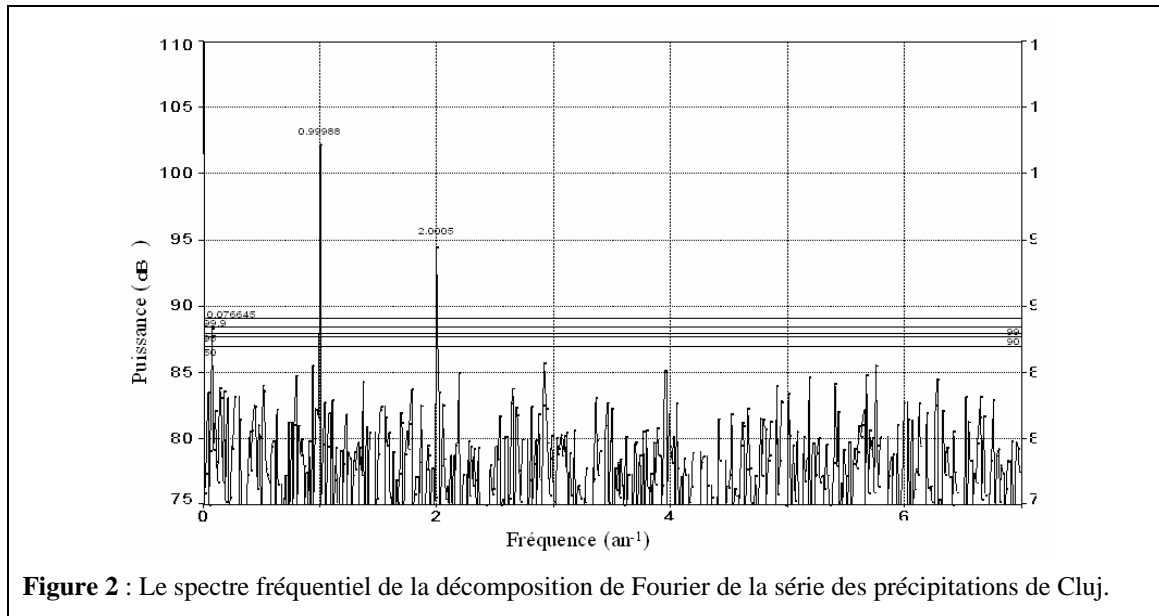


Figure 2 : Le spectre fréquentiel de la décomposition de Fourier de la série des précipitations de Cluj.

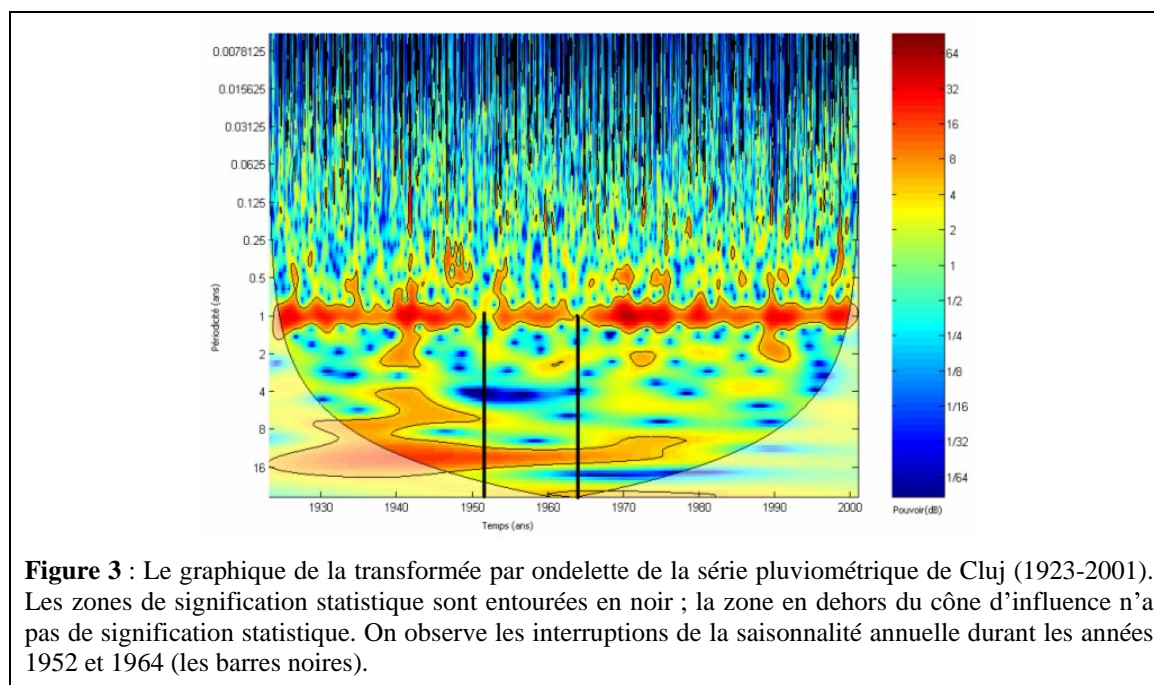
Le second pas de l'analyse est l'analyse par la méthode *wavelet* de la série journalière. Une courte clarification sur la méthode et sa terminologie est nécessaire.

Une série chronologique est physiquement un signal ou une addition de signaux. Les signaux peuvent être stationnaires (aux propriétés statistiquement invariantes au cours du temps, comme le bruit blanc), ou transitoires (probabilité aléatoire d'apparition au cours du temps ; Meyer, 1992). Techniquement, l'algorithme par ondelette fonctionne dans l'espace temps-échelle et pas exactement comme la décomposition de Fourier en fréquence (figure 2). Pour une interprétation plus intuitive, les résultats du processus sont représentés comme des périodicités ($1/f$) ayant l'année comme unité de mesure. Les valeurs du maximum d'amplitude révélées par l'analyse par ondelette situées dans l'espace temps-fréquence sont (du point de vue climatique) des harmoniques (signaux stationnaires, de Fourier) dont les phénomènes se passent tout au long de la série (par exemple la saisonnalité) ou des perturbations (signaux transitoires), i.e. des phénomènes individuelles qui apparaissent n'importe quand autour de la série (Mateescu et Haidu, 2006). La transformation par ondelette utilise la décomposition d'une série temporelle en combinaisons d'ondelettes-prototype (Morlet, 1982); l'apparition de la méthode représente un saut qualitatif dans l'interprétation des résultats dans le domaine temps-fréquence (l'analyse équivalente STFT – *Short Time Fourier Transform*, a une mauvaise résolution temporelle par rapport à la résolution fréquentielle ; Torrence et Compo, 1998).

En considérant le type de sorties graphiques, un certain nombre des chercheurs ont l'opinion que la méthode produit plutôt de belles images en couleur que des résultats quantifiables (Torrence et Compo, 1998). La signification est, en pratique, obtenue empiriquement en comparant la série avec les bruits rouge ou blanc par des méthodes de simulation Monte-Carlo (Maraun et Kurths, 2004).

La série est ensuite examinée par la méthode *wavelet*, utilisant la méthode développée par Jevrejeva *et al.* (2003). Dans la figure 3, les diverses fréquences ont été « cartographiées » dans le temps, le seuil de confiance statistique étant de 95%. L'abscisse représente les fréquences (pour une meilleure interprétation du résultat, on mesure l'inverse : la périodicité $\Pi=1/f$ mesurée en années) ; l'ordonnée est l'axe du temps (de 1923 à 2001) ; les dégradés colorés dans le graphique représentent le pouvoir des ondelette wavelet (en dB), les zones de pouvoir significatifs du point de vue statistique sont entourées par une ligne noire. La zone du graphique avec des couleurs plus claires est en dehors du « cône d'influence » et ces valeurs n'ont pas de signification statistique. On observe immédiatement la présence quasi-continue

de la saisonnalité annuelle (valeur 1 = périodicité d'un an), interrompue quand même durant les années 1952 et 1964. La périodicité semestrielle (valeur 0,5 = périodicité de 6 mois) est présente mais pas majoritaire sur la série, et avec un pouvoir inférieur à celui annuel.

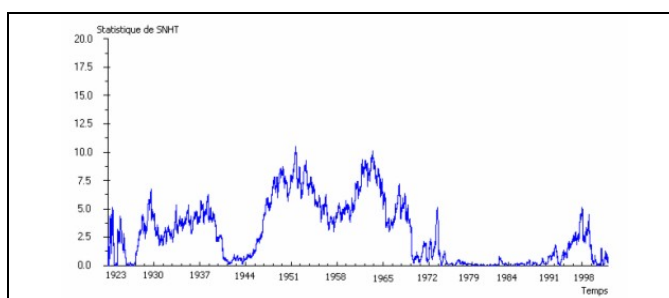


A cause des deux anomalies dans la saisonnalité annuelle observées en 1952 et 1964, l'analyse continue avec l'exécution de la batterie des tests SNHT, Pettitt et Buishand. Les quatre essais (ondelette et les trois tests d'homogénéité) sont repris pour la même série, pour les valeurs moyennes hebdomadaires et mensuelles. Finalement, la sensibilité de la méthode par ondelette est comparée aux trois méthodes classiques d'homogénéités.

2. Résultats

De plus, par rapport à l'analyse par ondelette de la série journalière présentée précédemment, il faut observer la présence des phénomènes répétitifs de périodicité de deux ans vers 1942, 1961, 1971 et 1990, ainsi que la présence d'un phénomène de périodicité de 11 ans présent jusqu'à 1977. Le test SNTH (*Standard Normal Homogeneity Test*) trouve, pour la série journalière, un point aberrant en 1952 (figure 4). On observe un second sommet vers 1964, ce qui confirme les résultats obtenus par la méthode par ondelette.

Figure 4 : Graphique issu du test SNHT à partir de la série pluviométrique de Cluj.



Les tests de Pettitt et de Buishand ne fonctionnent pas pour la série journalière, à cause des limitations de mémoire de nos ordinateurs. Mais les essais SNHT, Pettitt et Buishand exécutées par ECA&D ont validé la série journalière comme homogène. Ensuite, nous avons généré une série hebdomadaire puis une série mensuelle en partant de la série journalière.

Les résultats de l'analyse par ondelette effectuée sur la série hebdomadaire sont peu différents de ceux obtenus avec la série journalière (Figure 5a).

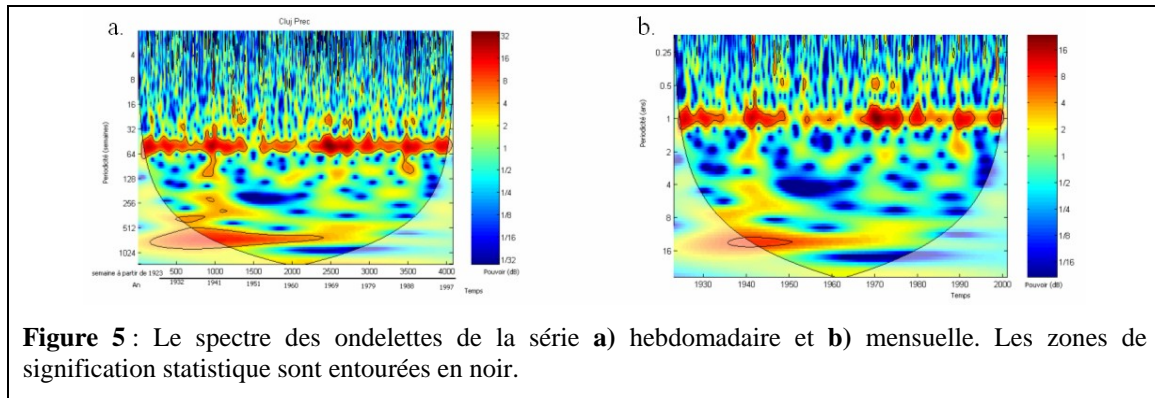


Figure 5 : Le spectre des ondelettes de la série **a)** hebdomadaire et **b)** mensuelle. Les zones de signification statistique sont entourées en noir.

On observe toujours la très forte saisonnalité annuelle, interrompue durant les années 1952 et 1964, mais les « trous » sont plus larges. La périodicité semestrielle est aussi visible mais moins accentuée que dans le cas de la série journalière. Le test SNHT trouve un point en 1998 (près de la fin de la série) qui n'est pas forcément un résultat acceptable (Khaliq et Ouarda, 2006). Les points aberrants de 1952 et 1964 ne sont pas trouvés après cinq itérations de type *split-and-test* dans la méthode SNTH. Les tests de Pettitt et de Buishand rejettent l'hypothèse de non-homogénéité à un seuil de confiance de 95%. Dans le cas de la série mensuelle, le test SNHT donne consécutivement les années 1925, 1926, 1927 et 1928 aux quatre premiers niveaux d'itération (des résultats peu probables ; Khaliq et Ouarda, 2006) et les tests de Pettitt et de Buishand rejettent aussi l'hypothèse de non-homogénéité à un seuil de confiance de 95%.

Une comparaison qualitative entre les méthodes/essais énoncés est résumée dans le tableau 1, en considérant la sensibilité aux points aberrants de 1952 et 1964.

	Wavelet	SNHT	Pettitt	Buishand
Série journalière	Oui	Oui	Non (EAD&C)	Non (EAD&C)
Série hebdomadaire	Oui	Non	Non	Non
Série mensuelle	Non	Non	Non	Non

Tableau 1 : Comparaison qualitative entre les méthodes par ondelette, SNHT, Pettitt et Buishand pour différentes résolutions temporelles.

Conclusion

En étudiant ce cas particulier de la série temporelle de Cluj, on peut conclure que la méthode par transformée en ondelettes peut trouver des points aberrants invisibles par les autres tests statistiques, à cause de son approche fondamentalement différente (l'investigation de l'espace temps-fréquence). La méthode *wavelet* est notamment plus flexible que les tests SNHT, Pettitt et Buishand pour une résolution temporelle plus grossière (hebdomadaire). Les résultats obtenus recommandent donc cette analyse exploratoire à l'application des séries journalières et même hebdomadaires pour identifier des points aberrants non détectés par les tests statistiques traditionnels.

Bibliographie

- Elishakoff I., 2004 : Notes on Philosophy of the Monte Carlo Method. *International Applied Mechanics*, **39**, 753-762.
- Jevrejeva S., Moore J. C. et 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.
- Khalid M.N. et Quarda T.B.M.J., 2006 : Short Communication on the Critical Values of the Standard Normal Homogeneity Test (SNHT). *International Journal of Climatology*, DOI 10.1002/joc.1438.
- Lucio P.S., Conde F.C. et Ramos A.M., 2006 : A Bayesian approach for recovering and homogenising meteorological time series. *Proceedings of 8 ICSHMO*, Foz do Iguacu, Brazil, April 24-28, 2006, INPE, 29-36.
- Lucio P.S., Conde F.C. et Ramos A.M., 2006 : A Bayesian approach for recovering and homogenising meteorological time series. *Proceedings of 8 ICSHMO*, Foz do Iguacu, Brazil, April 24-28, 2006, INPE, 29-36.
- Maraun D. et Kurths J., 2004 : Cross wavelet analysis: significance testing and pitfalls. *Nonlinear Processes in Geophysics*, **11**, 505-514.
- Mateescu M. et Haidu I., 2006 : Comparaison entre la variabilité de la NAO et du SOI selon l'approche des ondelettes. XIX^e Colloque de l'Association Internationale de Climatologie, *Actes du colloque*, 421-426.
- Meyer Y., 1992 : *Les ondelettes – algorithmes et applications*. A. Colin, 172 p.
- Morlet J., Arehs G., Forugeau I. et Giard D., 1982 : Wave propagation and sampling theory. *Geophysics*, **47**, 203-236.
- Tank A.K., Wijngaard J. et Engel V.A., 2002 : Climate of Europe - Assessment of observed daily temperature and precipitation extremes. *European Climate Assessment (ECA)*.
- Tomozeiu R., Busuic A. et Stefan S., 2002 : Changes in seasonal mean maximum air temperature in Romania and their connection with large-scale circulation. *International Journal of Climatology*, **22**, 1181-1196.
- Torrence C. et Compo G.P., 1998 : A Practical Guide to Wavelet Analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **79**, 61-78.

UTILISATION DE GRILLES D'INFORMATION CLIMATOLOGIQUE DANS LA CARTOGRAPHIE DU DEFICIT HYDRIQUE DE L'EST ALGERIEN. GENERALISATION A L'ALGERIE DU NORD.

Azzedine MEBARKI

Faculté des Sciences de la terre, de Géographie et de l'Aménagement du territoire
Université Mentouri de CONSTANTINE, route d'Ain El Bey, campus de Zouaghi (Algérie)
Tel / Fax : (213) (0) 31 90 38 51 à 52
mebarki_azzedine@yahoo.fr

Résumé :

Le calcul du bilan simplifié de Thornthwaite procède de l'utilisation conjointe de grilles de précipitations (P) et d'évapotranspirations potentielles (ETP) mensuelles. En se fixant une valeur maximale standard de la réserve facilement utilisable (RFU), il devient possible de réaliser, mois par mois et en chaque nœud du maillage deux fois kilométrique, l'opération de modélisation du passage de l'ETP à l'ETR (évapotranspiration réelle).

Les déficits en eau agricole (Da) sont alors générés sur l'ensemble du maillage (33 200 valeurs pour chaque mois à l'échelle de l'Est algérien), donnant lieu à la confection sous SURFER de 12 cartes mensuelles et d'une carte annuelle du déficit, en plus d'une carte annuelle d'iso-"mois secs". Reflet de la brutalité des contrastes bioclimatiques de la région étudiée, le déficit en eau agricole annuel moyen varie de 500 mm au Nord à 2 000 mm au Sud, alors que la durée du stress hydrique passe de 4 à 12 mois dans l'année. Ces cartes sont un moyen d'établir une évaluation globale des besoins en eau d'irrigation qu'il y a lieu de moduler selon les cycles de cultures. La démarche proposée, généralisée à l'Algérie du Nord, peut être aisément appliquée à l'échelle d'autres régions climatiques.

Mots-clés : Grilles d'information, déficit hydrique, cartographie automatique, Algérie

Abstract

Use of climatic data grid's in the mapping of monthly agricultural water deficit in eastern Algeria. Generalization to the North of Algeria.

In order to assess the elements of the Thornthwaite water balance, grid data of monthly rainfall (P) and potential evapotranspiration (ETP) were used. A maximum value of RFU was set in order to calculate actual evapotranspiration (ETR) at each node of a regular grid of 2 km of side. Monthly agricultural water deficit was evaluated at all nodes of the grid (33 200 values for each month in eastern Algeria). These results were used to elaborate 12 monthly maps and an annual map of water deficit. More over, a zoning map of equally dry periods was drawn. Because of the major climatic contrasts, the annual agricultural water deficit varies from 500 mm at the North to 2000 mm at the South and the dry periods from 4 to 12 months in the year. These maps could be used as a tool in the evaluation of water irrigation requirements. The approach that was generalized to the North of Algeria could be applied on other regions.

Key-words : grid data, agricultural water deficit, automatic mapping, Algeria

1. Introduction

Sous le climat méditerranéen, l'indigence pluviométrique en saison sèche, conjuguée à une évapotranspiration élevée, se traduit par des déficits hydriques très marqués. Calculés suivant la démarche simplifiée du bilan de Thornthwaite, les déficits mensuels en eau agricole se prêtent à l'interpolation spatiale. La cartographie qui en résulte se veut être un outil d'évaluation globale, des besoins en eau d'irrigation et de la durée de la saison agronomiquement sèche (Mebarki A., 2005a ; Mebarki A., 2005b). La méthode proposée, appliquée à l'Est algérien puis généralisée à l'ensemble de l'Algérie du Nord, a pour originalité de s'adapter aisément à d'autres régions climatiques.

2. Approche hydroclimatique du déficit hydrique

Pour obtenir des résultats satisfaisants sous le climat algérien, le bilan est établi en estimant l'évapotranspiration potentielle à l'aide de la formule dite " ETP A.N.R.H." (relation calée sur le modèle de Penman et écrite sous forme simplifiée pour l'adapter à la formule de Blaney et Criddle) (A.N.R.H., 2002) :

$$ETP \text{ A.N.R.H} = K_r * K_m * (H - 187) * (0,032 t + 0,077)$$

La valorisation des données de températures mensuelles disponibles (t en °C), la mise au point de deux coefficients correctifs, mensuel (K_m compris entre 0,90 et 1,22) et régional (K_r lu sur une carte d'isolignes variant entre 0,85 et 1,25), et enfin la prise en compte de la durée théorique des jours du mois (H en heures par mois) ont présidé à la mise en oeuvre de cette nouvelle formule algérienne (ETP en mm/mois).

La quantité d'eau stockée dans la réserve facilement utilisable (RFU), pouvant être reprise pour l'évaporation par l'intermédiaire des plantes, est bornée par 0 (la RFU vide) et RFU max (capacité maximale de la RFU dont la valeur varie essentiellement en fonction de la nature du sol - texture et structure- et de la profondeur d'enracinement de la végétation) (Cosandey Cl. et Robinson M., 2000).

On admet que la satisfaction de l'ETP a priorité sur l'écoulement (avant qu'il n'y ait d'écoulement, il faut avoir satisfait le pouvoir évaporant de l'atmosphère : ETP = ETR ou évapotranspiration réelle). Par ailleurs, la complétion de la RFU est également prioritaire sur l'écoulement.

On établit ainsi un bilan à l'échelle mensuelle, à partir de la pluie P , de l'ETP et de la RFU (Laborde J-P., 2000a) :

Si $P > ETP$, alors :

- $ETR = ETP$
- L'excédent des précipitations sur l'évapotranspiration potentielle ($P - ETP$) est affecté en premier lieu à la RFU, et si la RFU est complète, à l'écoulement Q ;

Si $P < ETP$:

- on évapore toute la pluie et on prend à la RFU (jusqu'à la vider) l'eau nécessaire pour satisfaire l'ETR soit :
 $ETR = P + \min(\text{RFU du mois précédent} ; ETP - P)$
 $RFU = 0$ ou RFU du mois précédent + $P - ETP$
- si $RFU = 0$, la quantité ($ETP - ETR$) représente le déficit agricole Da (water deficiency de Thornthwaite), quantité d'eau, correspondant sensiblement à l'apport d'irrigation, qu'il faudrait fournir à la plante pour qu'elle évapore au taux maximum.

Connaissant pour chaque mois i les valeurs de P et de ETP , et considérant une RFU max égale à 100 mm (valeur à adapter à chaque cas particulier), le calcul automatique des autres éléments du bilan s'écrit, sur le tableur Excel, à l'aide des fonctions suivantes (Laborde J-P., 2000b) :

$$ETR \text{ mois}_i = \min(ETP \text{ mois}_i ; P \text{ mois}_i + RFU \text{ mois}_{i-1})$$

$$RFU \text{ mois}_i = \min(RFU \text{ max} ; RFU \text{ mois}_{i-1} + P \text{ mois}_i - ETR \text{ mois}_i)$$

$$Da \text{ mois}_i = \text{si } (ETP \text{ mois}_i > ETR \text{ mois}_i ; ETP \text{ mois}_i - ETR \text{ mois}_i ; \ll \gg)$$

3. Cartographie automatique des déficits mensuels

3.1. Les grilles d'information utilisées

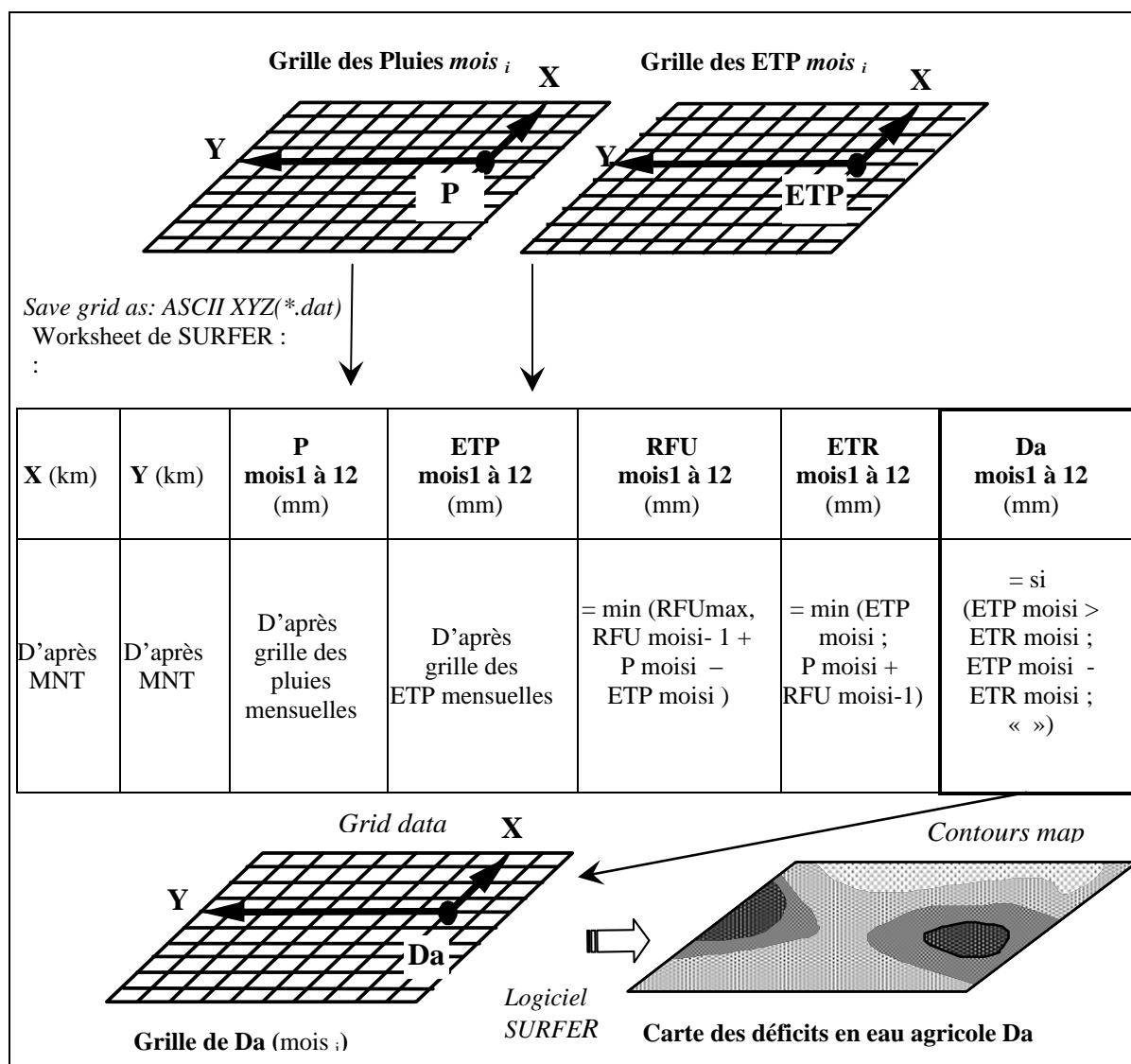
Les données climatologiques, exploitées à l'échelle mensuelle interannuelle, sont le résultat d'un long travail de traitement des données d'observation et de leur valorisation à l'aide du MNT (Modèle Numérique de Terrain) (A.N.R.H., 2002 ; A.N.R.H.-G.T.Z., 2003). Les grilles des précipitations mensuelles (série trentenaire : de septembre 1965 à août 1995) ont été établies de façon à respecter les relations entre les pluies mensuelles médianes et le relief de même que la distribution statistique dissymétrique, au pas de temps mensuel, des précipitations. Aussi, ces grilles tiennent-elles compte de la forte anisotropie spatiale du phénomène (Laborde J-P. et al, 2003). S'agissant des grilles des ETP mensuelles, elles ont été

élaborées après avoir cartographié les deux principaux paramètres climatiques explicatifs (régression température-relief et spatialisation de l'information thermométrique ; interpolation de la durée théorique de l'insolation du mois, paramètre étroitement lié à la latitude).

3.2. Construction de la carte des déficits mensuels en eau agricole

Ces grilles d'informations épousant le quadrillage kilométrique de Lambert (système de projection de l'Algérie du Nord) ont permis d'extraire, sous Excel, les valeurs de P et de ETP aux noeuds de chaque maille de 2 km x 2 km, et de calculer (méthode du bilan), pour chacun des 12 mois de l'année, 33 200 valeurs (200 colonnes x 166 lignes) de déficit agricole Da. Les résultats de Da, obtenus sur une feuille Excel et transférés sur le tableur Worksheet du logiciel SURFER, ont été ensuite élaborés, mois par mois, sous forme d'une grille (Grid data), prête à l'interpolation spatiale (Contours map) et donc à la construction de la carte finale (fig. 1).

Figure 1 : Etapes de construction d'une carte des déficits mensuels en eau agricole (Da)



La carte du déficit en eau agricole du mois d'avril, présentée à titre d'exemple, est le résultat du croisement des grilles de l'ETP et de P du mois considéré (fig. 2, 3 et 4). Elle reflète bien la variabilité spatiale du déficit : de l'ordre de 0-20 mm sur le littoral et la chaîne tellienne, Da passe à 80 mm sur les Hautes Plaines et atteint 140-200 mm sur le Piémont Sud de l'Atlas saharien.

Fig. 2 : ETP du mois d'avril (Est algérien)

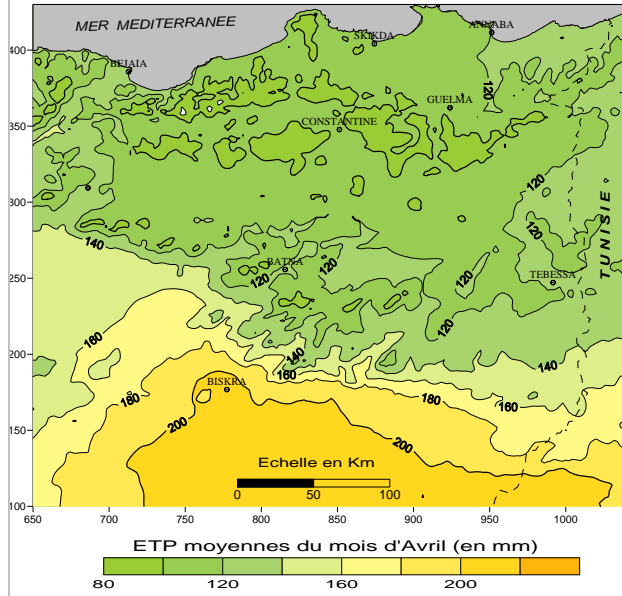


Fig. 3 : Précipitations du mois d'avril (Est algérien)

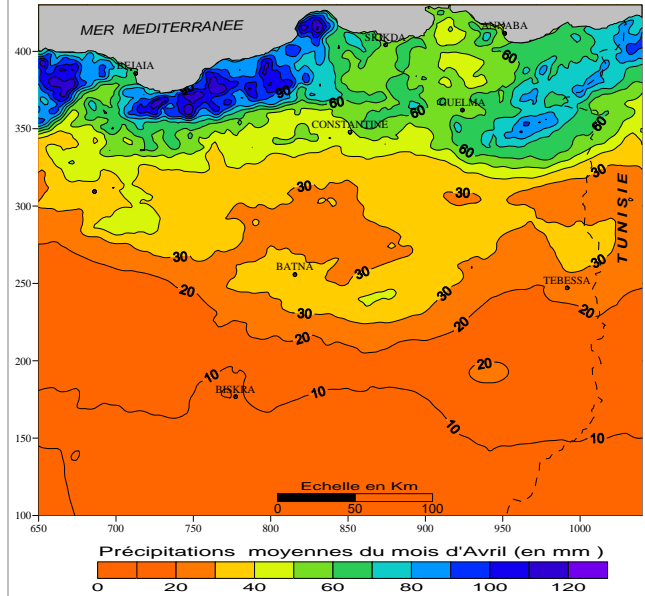
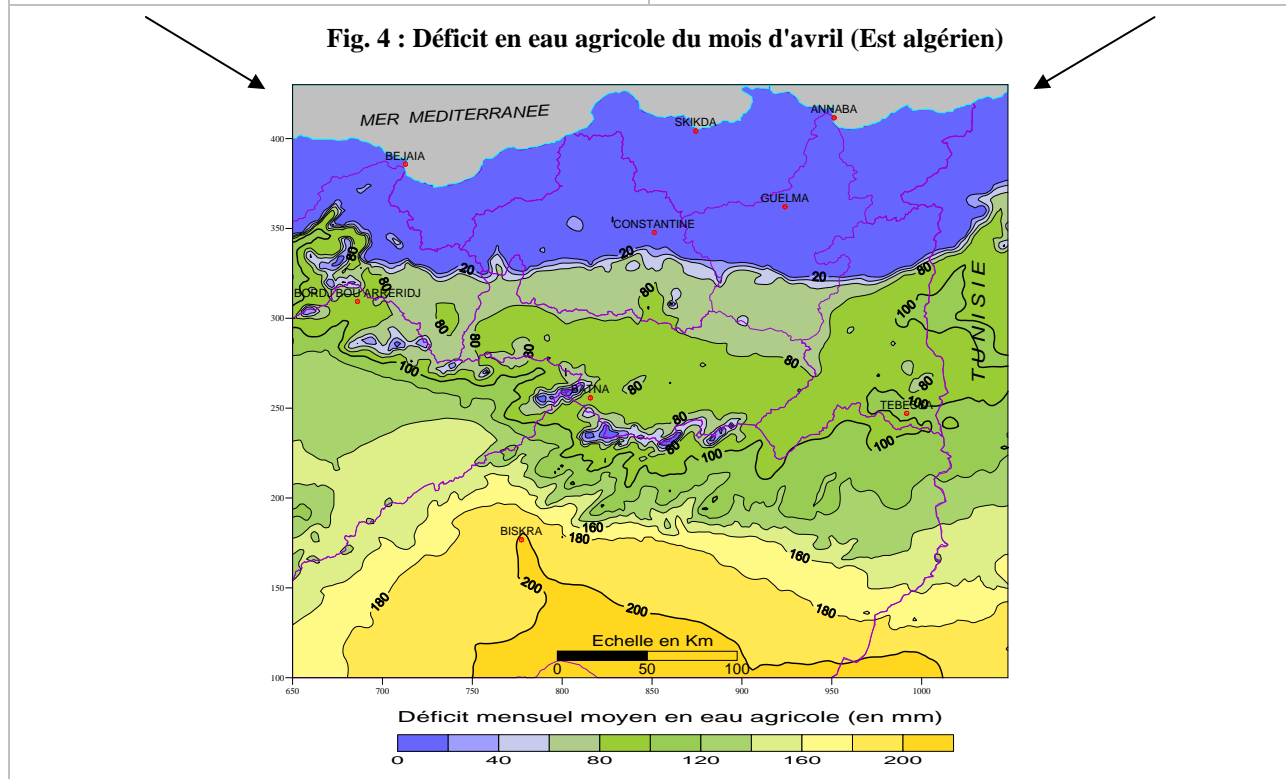


Fig. 4 : Déficit en eau agricole du mois d'avril (Est algérien)



4. Cartographie des zones d'iso-"mois secs"

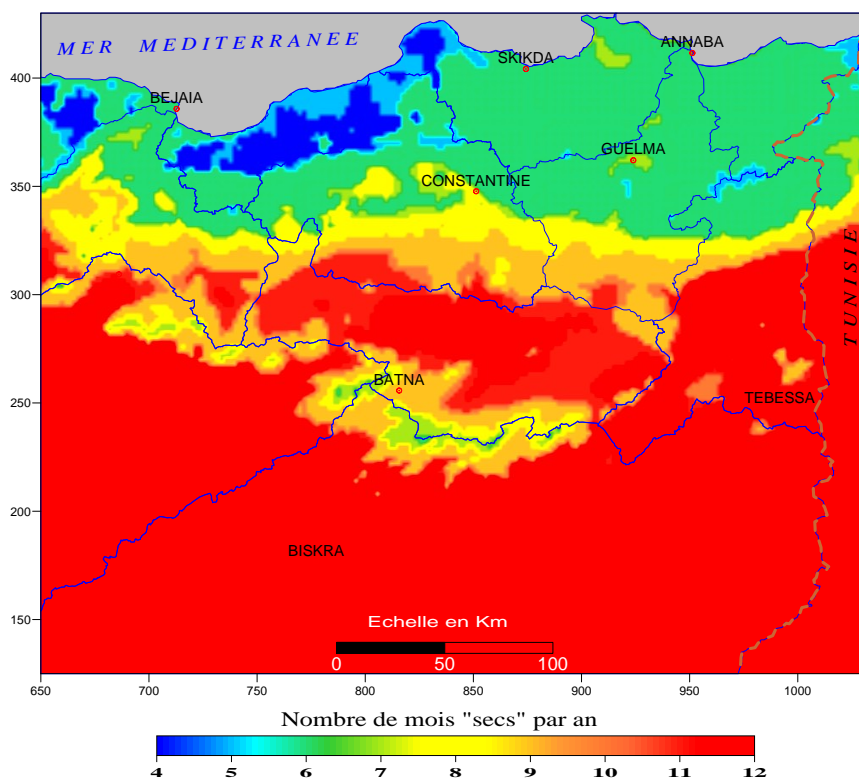
Considérant l'échelle de travail et par souci de simplification, est considéré comme "mois sec" tout mois de l'année où l'on enregistre un déficit agricole, la réserve hydrique du sol étant épuisée. Ce sont donc les mois qui traduisent un besoin d'irrigation. Le nombre annuel des mois secs N est obtenu aux nœuds de chaque maille élémentaire. Le tableau 1 en donne un exemple à l'aide de l'application de la fonction suivante sur Excel :

$$= \text{si} (Da = "0"; "0"; "1")$$

Tableau 1 : Exemple de répartition annuelle des "mois secs" aux nœuds du maillage

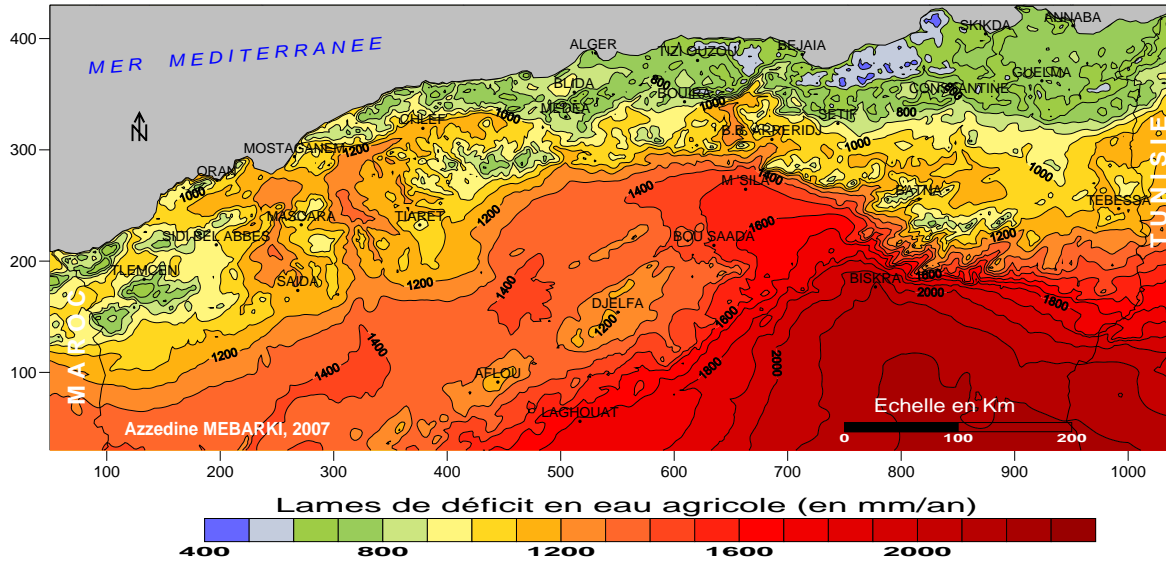
X (km)	Y (km)	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Janv.	Fev.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août	N nombre de mois secs
1046	380	1	1	0	0	0	0	0	0	1	1	1	1	6
1048	380	1	1	0	0	0	0	0	1	1	1	1	1	7
650	382	1	1	0	0	0	0	0	0	1	1	1	1	6
652	382	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	5
654	382	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	4

La carte qui en découle illustre la forte extension de la durée du stress hydrique en allant du Nord (4 "mois secs" sur les massifs arrosés de Collo et de Jijel) vers le Sud (10 à 12 mois sur le piémont saharien et la partie méridionale des Hautes Plaines), en passant par une durée médiane (6 à 8 mois sur une grande partie du Tell et les massifs élevés de l'Aurès-Nemmecha) (fig. 5).

Figure 5 : Zones d'égal "mois secs" de l'Est algérien

5. Généralisation de la démarche à l'Algérie du Nord

L'exploitation de l'information climatologique disponible sur l'ensemble de l'Algérie du Nord (201 lignes x 501 colonnes, soit 100 701 nœuds) conduit à généraliser la démarche proposée. A l'échelle de l'année moyenne (cumul des 12 grilles mensuelles de Da), le déficit varie de 400 à plus de 2 200 mm (fig. 6). La carte montre une disposition en bandes zonales longitudinales traduisant les forts contrastes entre une bande côtière étroite souffrant moins du stress hydrique que les vastes zones méridionales à déficit très accusé. Par opposition à une région Est relativement plus arrosée, la région Ouest du pays accuse un déficit hydrique remarquable (la zone de plus de 800 mm pénètre jusqu'au littoral de l'Oranie).

Figure 6 : Déficit hydrique annuel moyen de l'Algérie du Nord

6. Conclusion

Nous avons admis une réponse linéaire de la RFU à la demande climatique alors que d'autres modes de réponse de la réserve en eau du sol peuvent être envisagés (Cosandey Cl. et Robinson M., 2000). La modélisation du bilan de Thornthwaite conduit à rendre disponibles les données mensuelles du déficit hydrique tant sur les cartes que sous forme de grilles utilisables à l'intérieur de Systèmes d'Information Géographique. Ces données peuvent être générées pour différentes valeurs moyennes de la RFU maximale, expérimentalement vérifiées (pour les sols algériens, les valeurs de la RFU max couramment admises vont de 25 à 100 mm).

Il devient possible de procéder à une évaluation rapide des besoins en eau d'irrigation sur différents domaines qu'il y a lieu de moduler selon les cycles de cultures. Reflet de la brutalité des contrastes bioclimatiques caractérisant le territoire algérien, la répartition spatiale du déficit agricole est susceptible de varier de façon importante en relation avec la variabilité interannuelle des facteurs climatiques, et tout particulièrement des pluies, plus irrégulières que les températures et l'ETP. D'où l'intérêt indéniable d'entreprendre une étude statistique des éléments du bilan hydrique.

Références bibliographiques

A.N.R.H., 2002 : *Carte des évapotranspirations potentielles du Nord de l'Algérie au 1/500 000* (2 feuilles, notice de 42 p.). Agence Nationale des Ressources Hydrauliques, Alger, Ed. I.N.C.T.

A.N.R.H.-G.T.Z., 2003 : *Etude de synthèse sur les ressources en eaux de surface de l'Algérie du Nord*. Rapport d'étude, Agence Nationale des Ressources Hydrauliques, Alger, 36 p.

COSANDEY Cl. et ROBINSON M., 2000 : *Hydrologie continentale*. Armand Colin, Paris, 360 p.

LABORDE J.-P., 2000a : *Hydrologie de surface*. Cours de l'Université de Nice–Sophia Antipolis, 191 p.

LABORDE J.-P., 2000b : *HydroLab. Logiciel d'hydrologie statistique*. Université de Nice–Sophia Antipolis

LABORDE J.-P., ASSABA, M. et BELHOULI L., 2003 : Les chroniques mensuelles de pluies de bassin : un préalable à l'étude des écoulements en Algérie. Colloque SHF : "*Gestion du risque en eau en pays semi-arides*", Tunis, 21-22 mai 2003, 10 p.

MEBARKI A., 2005a : *Hydrologie des bassins de l'Est algérien : ressources en eau, aménagement et environnement*. Thèse de doctorat d'état, Université Mentouri de Constantine, 360 p.

MEBARKI A., 2005b : Une nouvelle cartographie des déficits en eau agricole. Journée d'étude : "*L'eau et l'agriculture*", Agence de Bassin Hydrographique - CSM, Constantine, 13 décembre 2005 (Actes sur CD ROM).

LES SITUATIONS PLUVIOMETRIQUES EXTREMES DANS LE NORD OUEST DE L'ALGERIE

MEDEJERAB ABDERRAHMANE

* *Faculté des Sciences de la Terre, de Géographie et d'Aménagement du Territoire
Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene
BP : 32 El – Alia Bab-Ezzouar 16111, Alger- Algérie
E-Mail = a_medjrab@hotmail.com*

Résumé : *Le nord ouest de l'Algérie est fréquemment exposé 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 le milieu sont parfois catastrophiques : accélération de l'érosion, inondations, dommages au niveau des infrastructures routières. Le but de ce travail est d'identifier les situations pluviométriques extrêmes analysées à partir des données de précipitations annuelles pour une période de 60 ans (1940-2000).*

Motsclés : *Evénements climatiques,, Nord –ouest de l'Algérie,.*

Abstract : *The north west of Algéria is frequently exposed to pluviometer occurrences which are related to atmospheric disturbances of the N-NW sector or only to thermo convective storms. Their impact on the environment is sometimes catastrophic : the acceleration of erosion, flood, damages on road infrastructure. The aim of this work is mainly to identify the extreme pluviometer situations analyzed from data of an annual precipitation for 60 years (1940-2000)*

Key words : *Occurrence climatic, The north west of Algéria*

Introduction

Malgré les longues périodes de sécheresses qui marquent le climat du nord ouest de l'Algérie depuis la décennie 70, des évènements pluviométriques exceptionnels sont de plus en plus fréquents et touche plusieurs zones de la région L'année 1974-75 restera dans la mémoire des habitants de la région «l'année des inondations». Les importantes chutes de pluie accompagnées de grêles enregistrées pendant quatre jours consécutifs à travers l'ensemble de la région, ont provoqué des inondations dans certain quartier. Plusieurs routes ont été coupées. La pluie a été, particulièrement abondante, 90 mm, en 24 heures dans la région de Sebdou. Leur occurrence est liée à des perturbations du secteur N-NW. Le but de ce travail est d'identifier les situations pluviométriques extrêmes analysées à partir des données de précipitations annuelles pour une période de 60 ans (1940-2000).

1. Données et méthodes d'analyse.

Les situations pluviométriques extrêmes, sont différentes par leur fréquence, par leur intensité, mais aussi par leur extension spatiale. Ainsi, l'effet d'un excès pluviométrique peut-être limité à une station, comme il peut s'étendre à toute une région (Body.1985). Pour souligner les situations pluviométriques extrêmes dans le nord ouest de l'Algérie deux méthodes ont été utilisées : L'ACP sans rotation sur les pluies mensuelles de 220 stations pour la période 1940 à 2000 (Medjerab.2003). Le plan principal défini par les deux premiers axes, nous a permis de subdiviser la zone d'étude en 4 régions : *le littoral, les plaines intérieures, l'Atlas Tellien, et les hauts plateaux*. Dans chaque région nous avons retenu les stations qui ont fonctionné sans interruption durant la période 1940 à 2000. Ensuite nous avons appliquée une seconde fois la méthode de l'ACP sur les pluies annuelles des quatre régions (Mahares.1991). Nous avons considéré comme années très pluvieuses les individus (années) qui ont des coordonnées positives sur l'axe 1 et 3. La deuxième méthode est la classification des années selon le critère géographique, nous avons retenue les classes suivantes : Type I une année qui touche une région (d'après la classification de l'A.C.P.) Type II une année qui touche deux régions. Type III une année qui touche trois régions. Type IV une année qui touche toute les régions.

2. Résultats et discussion

Les résultats obtenus par l'Analyse en Composante Principale appliquée aux pluies annuelles des quatre régions sont indiquées le (tableau 1)

2.1. Les années très pluvieuses de type I

Ce type d'années est prédominant, il diffère d'une région à l'autre. Pour son étude nous avons choisi l'année 1974-1975, l'analyse de la (figure 1) montre la répartition spatiale, des pluies conditionnés par l'altitude et l'orientation du relief. La quantité des pluies cumulées au cours de cette année est très importante : Ben M'hidi 614 mm soit un surplus de 93,6 mm. Le module brut du mois de mars a dépassé de très loin celui des mois de décembre et janvier, qui sont les mois des maximums pluviométriques. Au niveau de la station de Tlemcen la pluie a atteint 248 mm en mars 1975. Le record de 1973 pour le même mois (278 mm) n'a pas été dépassé (Zerouki.M.1976). Des totaux similaires ont été relevés : 1857 (258 mm), 1910 (278 mm), 1964 (238 mm), et 1973 (278 mm). Par contre à la station de Beni-Bahdel les pluies ont été exceptionnelles (figure 2). Pour l'étude spatiale des pluies de l'année 1974-1975, nous avons réalisé la carte de répartition des pluies moyennes annuelle (Fig.1). L'analyse de cette carte permet de rendre compte à la fois de l'importance quantitative des précipitations et de leur répartition spatiale. Deux zones pluvieuses apparaissent séparées par une zone à faible précipitation. La première zone de très fortes pluies que délimite l'isohyète 500 mm s'étend sur plusieurs régions géographiques. La deuxième zone touche la partie Est qui englobe le Massif de l'Ouarsenis, la plaine du Cheliff et les Monts du Dahra, où des quantités d'eau supérieures à 500 mm ont été enregistrées dans la région de Tissemsilt. Il existe également deux secteurs de fortes pluies qui apparaissent au NW de Saida et dans les monts de Khemis.Miliana.

2.1.1. Analyse de la situation synoptique de la séquence pluvieuse du mois de mars

Pour comprendre l'originalité pluviométrique du mois de mars nous avons étudié la situation synoptique de l'événement (figure 3). La situation en surface du 25 mars 1974 à 06h.00 T.U se traduit par une dépression centrée sur la côte du Portugal, et qui s'étend de la Corgone en Espagne jusqu'au Sud Marocain. Cette situation ramène sur l'Afrique du Nord un flux de SW relativement humide et pluvieux sur le Maroc, et qui se traduit en l'Algérie par une situation de traîne de front peu active, car asséchée par son passage au-dessus des reliefs marocains qui joue un effet de Foehn. La situation en altitude (500mb) (figure 4) est caractérisée par un creusement dépressionnaire qui est venu s'installer au large de Gibraltar sur l'Océan Atlantique, et ce au creux d'un thalweg d'axe Maroc-Angleterre. Ce thalweg se trouve à l'arrière d'une zone de hautes pressions allant de la Libye à l'Allemagne (Zérouki.M.1976).

Tableau. 2 - Contribution des individus (années) sur l'axe 1

Région I		Région II		Région III		Région IV	
Années	Contribution	Années	Contribution	Années	Contribution	Années	Contribution
1940	0,7257	1943	0,7493	1954	0,8691	1940	0,9892
1943	0,8132	1944	0,8897	1953	0,7233	1944	0,8434
1945	0,7555	1948	0,7164	1965	0,8207	1948	0,9352
1948	0,7111	1951	0,9168	1988	0,7426	1949	0,9678
1951	0,7002	1960	0,7926	1944	0,7000	1951	0,7000
1952	0,8048	1973	0,7398	1993	0,7123	1958	0,7336
1955	0,8775	1981	0,7836	1194	0,7235	1961	0,9741
1957	0,8260	1983	0,8149	1995	0,7523	1971	0,7774
1959	0,8551	1992	0,8312	2000	0,7623	1974	0,9478
1965	0,8842	1995	0,7912			1978	0,8093
1966	0,9605	1996	0,7512			1979	0,9712
1977	0,8077	1997	0,7612			1981	0,8466
1978	0,8057					1982	0,8723
1980	0,7873					1985	0,8275
1982	0,8409					1987	0,9854
1983	0,9292					1989	0,9635
1985	0,9212					1990	0,7683
1986	0,9231					1991	0,7682
1987	0,8734					1997	0,7123
1998	0,7623					1999	0,7823

* Observation : Le seuil théorique admis de contribution est de 0,70

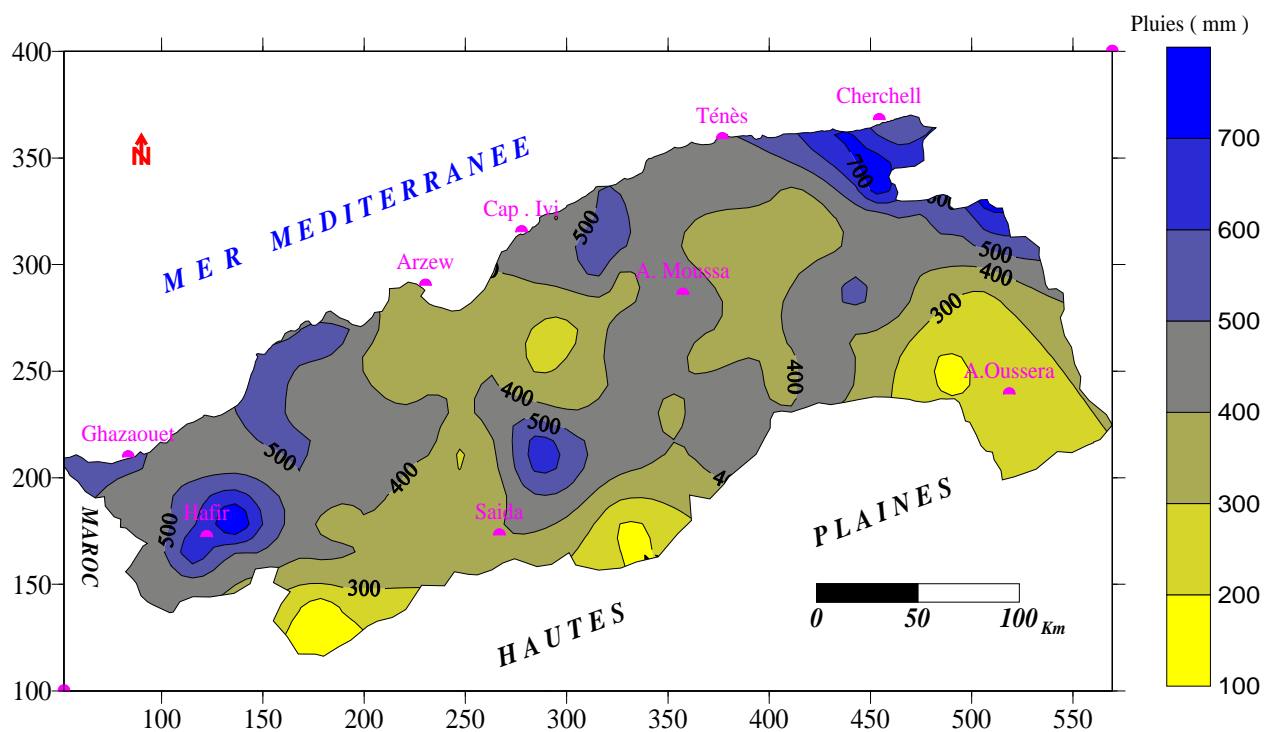


Figure.1- Répartition spatiale des pluies de l'année 1974-1975

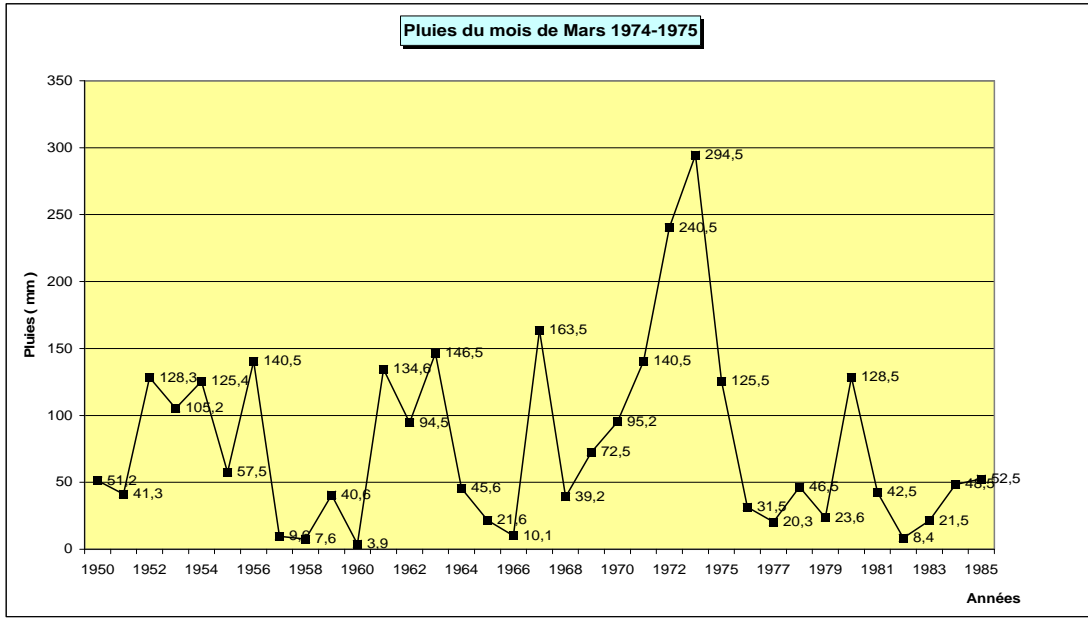


Figure 2 - Les pluies du mois de mars à la station de Beni-Bahdel (période 1950-1985)

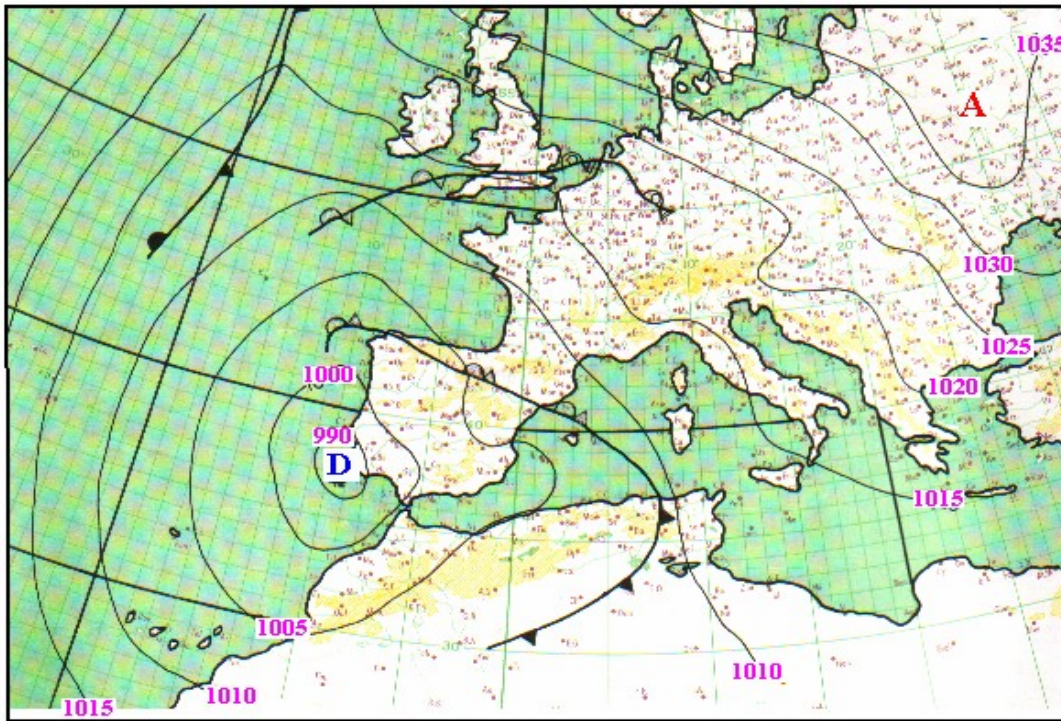


Figure 3. Situation générale en surface le 25 mars 1974 à 06h.00.TU

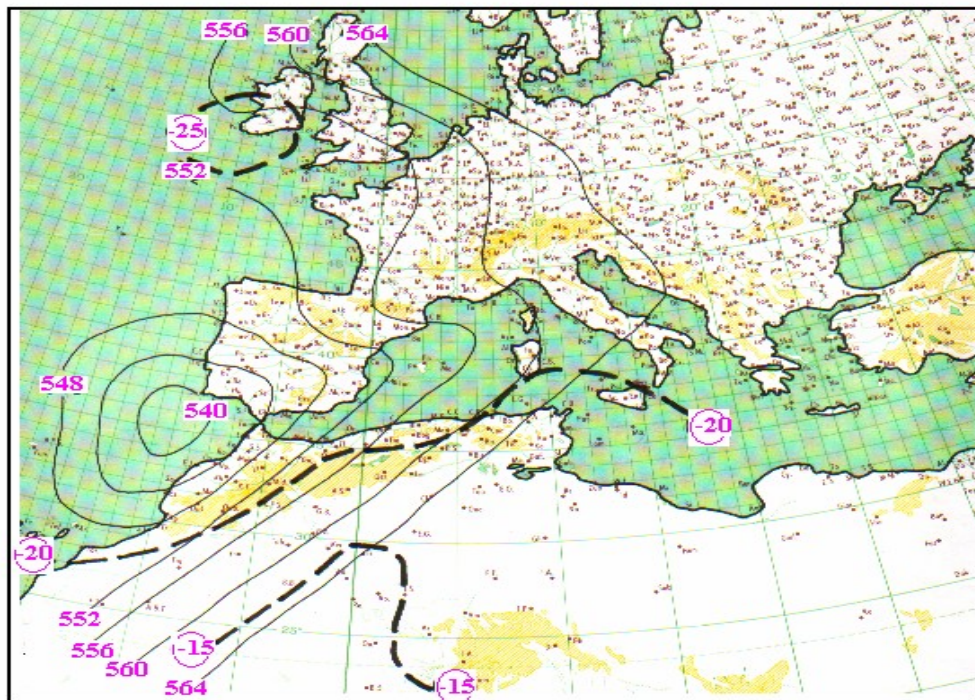


Figure 4 – Situation générale en altitude (500mb) le 25 mars 1974 à 00 TU

2.2. Les années très pluvieuses de type II

Ce type est le moins fréquent, l'année qui représente le mieux ce type est celle de 1948-49. En effet, d'importantes quantités de pluies ont été enregistrées en Algérie orientale : 1052 mm à la station de Meurad (Barrage), soit un surplus de 49,4% par rapport à la moyenne. La carte de la répartition des pluies de l'année 1948-49 (figure 5) montre que ces pluies sont localisées dans les hautes plaines et la partie orientale de l'Atlas Tellien..

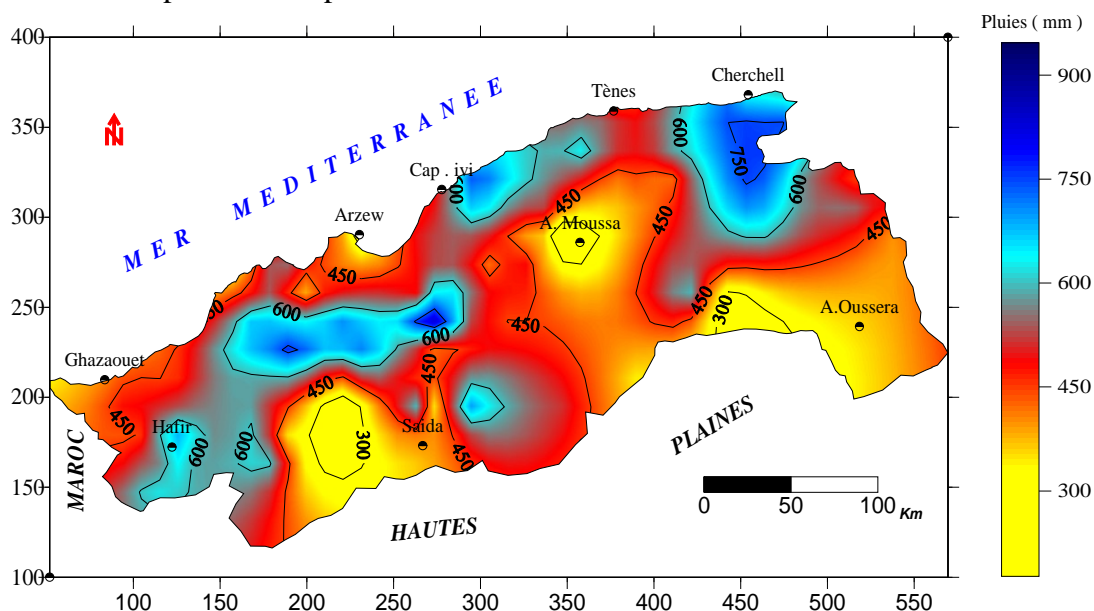


Figure 5 : Répartition des pluies de l'année 1948-1949

Au cours de cette année, les fortes pluies se sont manifestées durant la période d'octobre - mars sur le littoral, et d'octobre à janvier dans l'atlas tellien. La distribution des jours de pluie est marquée par une variabilité très importante. Les intensités quotidiennes pendant le mois de

janvier varie considérablement. En effet, à la station de Tessala la première décennie a été marquée par des pluies de fortes intensités, la tranche 20-40 mm représente 30% de la pluie de l'année.

2.3. Les années pluvieuses de type III

Pour représenter ce type d'années, nous avons choisi l'année 1951-52. Celle-ci a été très pluvieuse sur l'Atlas Tellien. Cette extension relativement importante en latitude fait que l'intensité des précipitations diffère nettement de l'Ouest en Est. La variabilité de cet excédent s'explique par l'effet d'exposition au flux pluvieux. (figure 8). Les intensités des pluies du

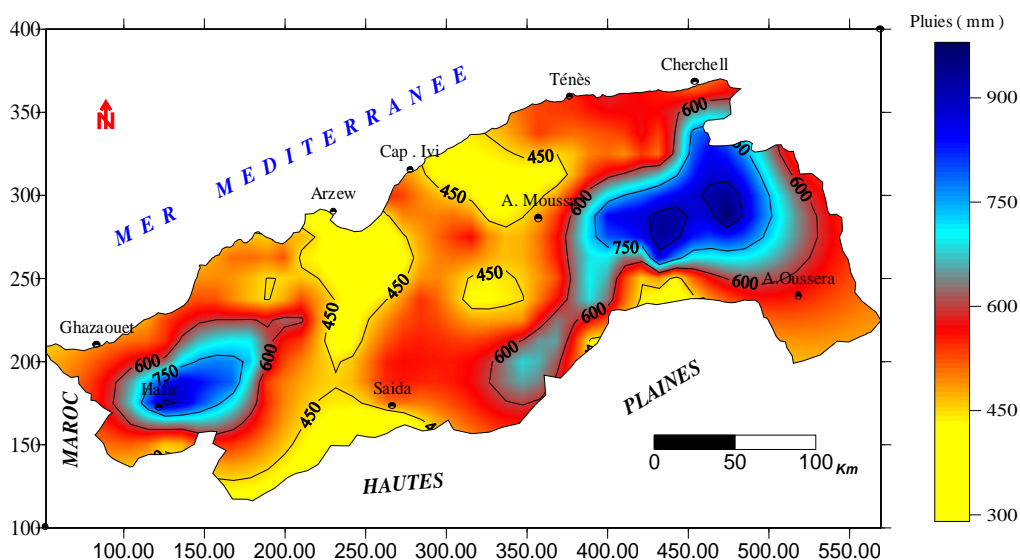


Figure 8. Répartition des pluies de l'année 1951 -1952

du mois d'octobre sont considérées comme exceptionnelles, parce que jamais dans les annales de la station de Sidi-Medjahed, le mois d'octobre n'a reçu 415 mm, soit 86 % de la moyenne. Cette année a été marquée également par des chutes de neige. Signalons que les années de type IV, sont quasi inexistantes.

Conclusion

Les années à très fortes pluies dans sont des phénomènes qui ont toujours existé mais avec une fréquence et des intensités très variables. La structure interne montre une juxtaposition des extrêmes mensuels positifs résultats du phénomène de la compensation qui s'effectue entre les mois et aussi du bouleversement du régime pluviométrique mensuel moyen.

Bibliographie

- Body.K., 1985 :** *Analyse fréquentielle des pluies de l'Algérie synthèse régionale.* Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH), antenne de Constantine série hydrologie, 23 pages.
- Mahares. P.& al, 1991 :** *Analyse en composantes principales des précipitations en Albanie,* publications de l'Association International d Climatologie. Vol.4. pp15-161.
- Medjerab.A. , 2002 :** *Régionalisation des pluies annuelles dans l'Algérie nord-occidentale.* Rev. Géographie de l'est, tome XLV-N°2 septembre 2005
- Zerouki.M 1976 :** *Les pluies exceptionnelles de l'année 1974-75,* rapport interne.ONM. de Dar El Beida.75.p.

CLIMAT ET ALLERGIES RESPIRATOIRES A TUNIS

Wahida MEJRI

Faculté des Lettres, des Arts et des Humanités De Manouba (Tunisie)
U.R «GREVACHOT ». E_mail: wsirenne@yahoo.fr

Résumé : *Le présent article se situe dans le champ de la biométéorologie médicale. Il traite l'effet des différents éléments climatiques sur les allergies respiratoires à Tunis (Tunisie). Il s'avère que le climat et ses éléments agissent d'une façon directe et/ou indirecte sur le système respiratoire des sujets allergiques. Les interrogatoires allergologiques de cent patients allergiques démontrent la complication de leurs états pathologiques avec les basses températures et/ou les faibles tensions de vapeur d'eau. Ces résultats étaient confirmés par une étude de cas menée pendant une année au service d'urgence de Iben Naffis (le seul service d'urgence spécialisé recevant les cas urgents souffrant des gênes respiratoires ou des problèmes respiratoires et cardiaques sérieux à Tunis). L'étude a démontré une étroite relation entre la variation saisonnière du nombre de crises d'asthme et les saisons climatiques.*

Mots-clés : *Biométéorologie, allergies respiratoires, asthme, Tunis.*

Abstract: *This article is part of the medical biometeorology field. It deals with the impact of various climatic elements on the respiratory allergies in Tunis (Tunisia). It proves that the climate and its elements have direct and/or indirect effects on the respiratory system of the allergic subjects. The interrogatories of one hundred of those persons have demonstrated the complication of their pathologic states with the low temperatures and/or the low steam tension. These results are reinforced by a case study undertaken during a year in an urgency service, which is Iben Naffis (the only specialist emergency service receiving the emergency cases, which suffer from respiratory issues and serious cardiac problems in Tunis). The study has demonstrated a close relation between the seasonal variation of the number of asthma attacks and the climatic seasons.*

Key- words: *Biometeorology, respiratory allergies, asthma, Tunis.*

Introduction

L'allergie est une réaction exagérée de notre organisme contre des substances étrangères (des antigènes). Ces substances étrangères ne représentent pas un danger, contrairement aux microbes ou aux virus mais, pour une raison inexplicée, notre système immunitaire les considère à tort comme des ennemies. On trouve différents types d'allergie, entre autres, l'allergie d'œil dite conjonctivite, l'allergie de la peau ou cutanée tel que l'Eczémas ou l'urticaire, l'allergie alimentaire et l'allergie respiratoire). (Bousquet J. et Michel F.B., 1995)

Nous distinguons deux types de manifestations allergiques respiratoires, celui qui touche l'appareil respiratoire supérieure (rhinite allergique saisonnière et rhinite allergique perannuelle) et celui qui touche les poumons (l'asthme). Les maladies de l'appareil respiratoire sont la cause d'un taux de mortalité élevé en Tunisie : 23 % des décès pour la période 1996-1997 (Bessaoud R. 2002).

On se limitera dans cet article à l'étude de ce type d'allergie en tenant compte de l'effet des différents éléments climatiques agissant sur une population bien précise. On mettra en évidence en plus la variation temporelle du nombre de crises d'asthme sur des échelles de temps distinctes (saisonnière et journalière).

2. Données et Méthodes

○ *Données*

Cette étude repose sur deux types de données :

- des données météorologiques de la station de Tunis-Carthage, tirées des archives de l'Institut National de la Météorologie. Dans ces documents nous avons relevé des moyennes journalières de la température, de la tension de vapeur d'eau, du vent (vitesse et direction) et de la pluviométrie. La période d'étude s'étale sur l'année 2001.

- des données cliniques de deux types. En premier lieu, les interrogatoires allergologiques de cent patients allergiques de l'hôpital de la Rabta concernant les éléments climatiques irritants et en second lieu, le nombre journalier de crises d'asthmes fourni par le service

d'urgence de l'hôpital de Iben Nafiss qui reçoit les cas urgents souffrant de gêne respiratoire ou problèmes respiratoires et cardiaques sérieux. L'originalité des ces données c'est qu'elles ne répondent pas au système de rendez-vous appliqué dans les autres services d'allergologie des autres hôpitaux. Il est à noter cependant, que le service d'urgence ne reçoit pas tous types de contaminations allergiques telles que les rhinites perannuelles et /ou le pollinose. En fait, les moments de crise ou de gêne liés à ces maladies allergiques ne présentent pas un problème sérieux qui nécessite l'intervention urgente d'un service médical. Les seules malades allergiques qui ont recours aux interventions médicales de ce service sont les asthmatiques.

Pour cela, on va se limiter dans la deuxième partie de notre étude, à la crise d'asthme comme témoin pour les autres contaminations allergiques et détecter l'effet saisonnier sur sa variation temporelle.

○ *méthodes*

L'approche statistique comporte deux volets :

- Calcul de la fréquence des éléments climatiques irritants à partir des données prises des questionnaires établis par un médecin spécialiste de l'hôpital de la Rabta et adressés à cent sujets allergiques. Les éléments climatiques choisis par le médecin pour le questionnaire sont la température (froid ou chaleur), l'humidité (air humide ou sec) et le vent (fort). Pour simplifier la réponse, le malade a à préciser si cet élément présente une gêne ou non pour lui.

- Analyse de la variation saisonnière du nombre de crises d'asthme d'après les données émanant du service d'urgence Iben Nafiss (année 2001) par le modèle statistique calculé par la procédure GLM (general linear Model, SAS.2005). Nous avons découpé les données des séries climatiques en quatre groupes qui correspondent aux quatre saisons climatiques : automne, hiver, printemps et été. La procédure GLM va distinguer des groupes dits groupes de Duncan et les signaler par des lettres tels que A, B et C selon leurs effets sur le nombre de crises d'asthme, la variable expliquée ici (Toumi M, Barneoud-Rousset et Charon C, 1992).

- **Les résultats :**

○ *Relation entre les paramètres climatiques et les gênes respiratoires des allergiques*

Les conditions thermiques extrêmes (froid, chaleur) imposent *une perturbation thermorégulatrice* pour le corps humain. Les allergiques sont plus fragiles pour les basses températures que les sujets normaux. Cette fragilité varie selon leur état : âge du malade, l'état de la maladie, les enfants et les asthmatiques de troisième âge sont plus sensibles que les autres allergiques (Besancenot J.P, 2001).

L'effet nuisant des jours froids est vérifié par les résultats du questionnaire adressé aux cent allergiques à l'hôpital de la Rabta (fig.1)

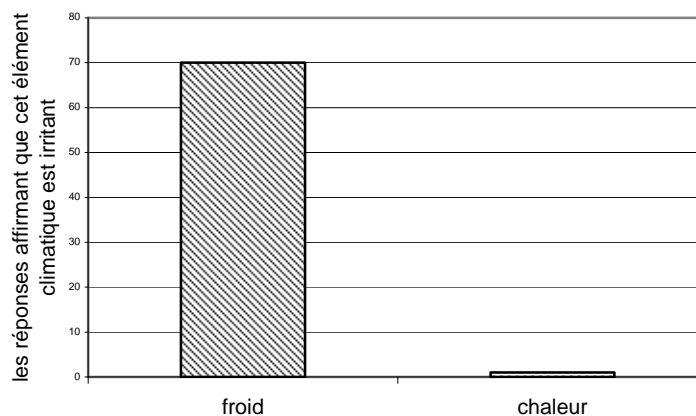


Figure 1 : Le nombre des allergiques souffrant face aux extrêmes thermiques

En effet 70% des sujets allergiques ont signalés que les journées froides présentent un risque majeur pour leur état respiratoire contre 1% pour la chaleur. Nos discussions avec des spécialistes pneumologues, confirment ce résultat. Le docteur Kamoun, pneumologue, à l'hôpital la Rabta (2001) affirme que, d'après son expérience, le risque d'une attaque de crise affecte autour de 6 sur 10 asthmatiques en cas d'exposition à l'air froid et sec.

L'humidité : La gêne la plus sérieuse pour les maladies respiratoires allergiques s'impose au niveau du bien-être hydrique c'est-à-dire au niveau des poumons. Dans les questionnaires allergiques environ la moitié déclare qu'un air sec peut provoquer des problèmes respiratoires. Selon P. Escourrou, (1996), le confort des sujets normaux se situe entre 7.5 et 11.6 millibars. Toutefois chez les sujets asthmatiques qui sont plus vulnérables que les sujets normaux, nous trouvons que les fortes humidités semblent être avantageuses car elles évitent le dessèchement des muqueuses facilitant ainsi le processus de saturation de l'air et limite la dépense d'énergie au niveau des poumons. Environ 15% de la population signale qu'une forte humidité présente une gêne. Ceci revient essentiellement à son effet indirect sur des allergènes comme les moisissures qui s'épanouissent dans des atmosphères humides et peu ventilées (Razzouk H et al 1992).

Un vent fort peut élever le nombre de crises d'asthme d'une façon significative, le 1/3 de la population étudiée affirme leur fragilité envers le vent. Pour un climat littoral, méditerranéen et urbain, comme celui de Tunis, la nuisance chez les sujets asthmatiques se déclenche à partir d'une vitesse de vent égale à **3m/s**.

L'effet du vent varie aussi selon son origine. Par exemple un vent d'origine polaire accentue le risque de crise d'asthme ou de rhinite par l'effet du froid. Par contre un vent d'origine maritime peut adoucir les températures et rendre l'air plus humide. Ce qui diminue le risque de crise d'asthme ou rhinite. Le vent peut en outre avoir un effet plus marqué lorsque ses effets se conjuguent avec ceux d'autres paramètres climatiques (avec entre autres les températures extrêmes) et environnementaux (P. Barcena et Coll 2000).

La pluie : un seul cas signale sa vulnérabilité à la pluviométrie. Ceci signifie que la pluviométrie n'est pas à considérer en tant que facteur de risque sur les maladies allergiques, au contraire elle semble être plutôt bénéfique. L'effet bénéfique de ce paramètre est indirect, il concerne son effet sur les pollens et les autres allergènes. Par exemple un temps sec favorise l'éclatement des étamines par contre la présence de la pluie freine l'ouverture des étamines de pollen, elle précipite les grains au sol. La pluie joue le rôle de purificateur de l'atmosphère. Le test de Duncan pour l'année 2001 confirme ceci. Les jours d'un apport pluviométrique supérieur à 5 mm enregistrent un nombre moyen de crises d'asthme égal à 5 crises/jour, ce

qui est inférieur à la moyenne annuelle (7 crises par jour) d'après les dossiers des malades de l'hôpital la Rabta.

o La variation saisonnière du nombre des crises d'asthme et les saisons climatiques

L'année d'étude (2001) est divisée en quatre classes : Printemps avec 91 observations journalières, l'hiver avec 90 observations, l'automne avec 91 observations et l'été avec 92 observations.

Pour déterminer l'effet saisonnier sur le nombre de crises d'asthme on a utilisé les groupes de Duncan. (Tableau 1)

Tableau 1 : Les résultats du test du Duncan pour l'effet saisonnier sur le nombre de crise d'asthme

Groupe de Duncan	Moyenne de nombre des crises d'asthme	Nombre d'observations	Saisons climatiques
A	8,7	91	Printemps
A	7,98	90	Hiver
B	6,41	91	Automne
B	5,95	92	Été

Nous remarquons, dans le tableau 1, la présence de deux groupes de saisons :

- des saisons confortables qui enregistrent un nombre relativement faible de crises d'asthme inférieur à 7.3 crises par jour (moyenne journalière de l'année). Il s'agit de l'été et de l'automne.

- Des saisons inconfortables qui enregistrent un nombre important de crises d'asthme supérieur à 7.3 crises par jour. Il s'agit du printemps et de l'hiver.

L'été 2001 se caractérise par une forte tension de vapeur d'eau ce qui facilite la respiration au niveau des poumons des asthmatiques et il se caractérise aussi par un temps chaud et sec, défavorable pour le développement des allergènes et des graines de pollens (figure 2)

L'automne est une saison à faible risque pour les asthmatiques dans la mesure où il constitue une période à faible activité végétale. Il se caractérise par des températures fraîches et des valeurs de tension de vapeur d'eau importante (fig. 2).

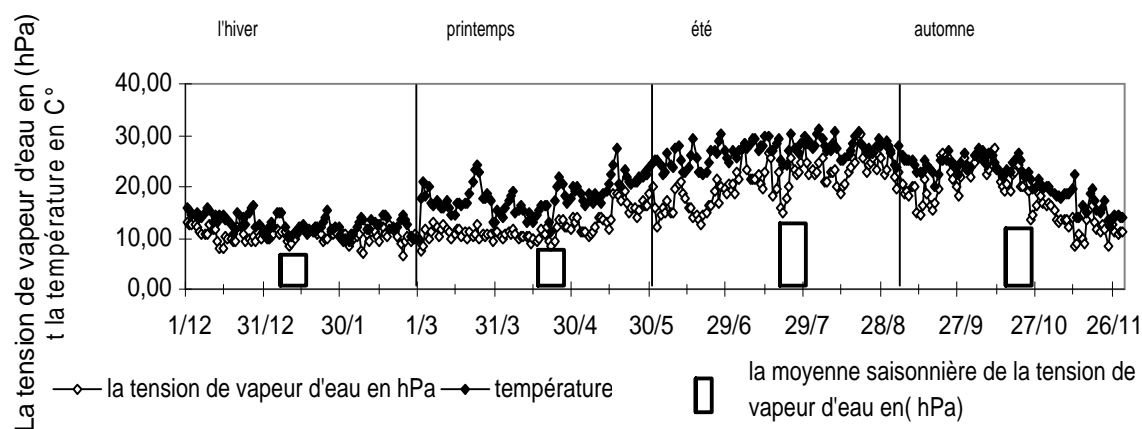


Figure 2 : La tension de vapeur d'eau et la température journalières de l'année 2001

Selon la procédure GLM (SAS, 2005) l'hiver et le printemps sont les saisons qui enregistrent le nombre le plus élevé de crises d'asthme pendant l'année. Environ le 2/3 des journées de ces deux saisons sont des journées qui enregistrent un nombre de crises d'asthme supérieur à la moyenne annuelle journalière.

Le printemps est la saison la plus gênante pour les asthmatiques par le nombre de personnes atteintes par une crise (en moyenne 8.9 crises par jour) et par la persistance des périodes à nombre de crises d'asthme élevé qui peuvent dépasser une semaine.

D'après la littérature médicale et biomédicale les spécialistes signalent que les jours qualifiés comme des jours de beaux temps, bien ensoleillés, de haute pression sont des jours à risque majeur pour les asthmatiques (Bousquet J. et Michel F.B., 1995). Ce risque n'est pas lié directement aux paramètres climatiques mais plutôt à la forte présence des allergènes dans l'atmosphère et surtout les grains de pollen favorisée par les conditions atmosphériques.

L'hiver est la deuxième saison défavorable. Les éléments climatiques les plus irritants sont, les basses températures et la faible tension de vapeur d'eau. La figure 2 montre bien que l'hiver (2001) est la saison enregistrant les plus faibles valeurs pour les deux éléments. Le tableaux 2 et 3 montrent que les jours à température <18°C (seuil inférieur du confort thermique) enregistrent les valeurs les plus fortes de crises d'asthme, de même pour les jours à faible tension de vapeur d'eau.

Tableau 2 : Températures maximales d'hiver (2001) et nombre moyen journalier des crises d'asthme

Températures maximales	Nombre de jours	Nombre moyen de crises d'asthme par jour
Température maximale <18°C	51	8,22
Température maximale >18°C	39	7,69

Tableau 3 : Tension de la vapeur d'eau et crises d'asthme au cours de l'hiver 2001

Tension de vapeur d'eau en hPa	Type hygrométrique	Nombre de jours	Nombre moyen des crises d'asthme
De 15,9 à 11,7	Subémollient	14	6.7
De 11,6 à 7,5	Équilibré	74	8.2
De 7.4 à 4.1	Rude	2	9.5

Le type hydrométrique le plus fréquent en hiver 2001 est le type équilibré qui se présente pour 82 % des jours de la saison hivernale. Deux jours sont classés dans la catégorie rude (de 7.4 à 4.1 hPa) ; ils ont enregistré un nombre de crises d'asthme (9 crises / jour) supérieur à celui des autres jours. Les crises d'asthme se corrèlent négativement avec la tension de vapeur d'eau, plus l'air est sec, plus le risque de crise est grand (Le Roux P. et Coll 1992).

Conclusion :

Les résultats obtenus mettent en évidence des relations significatives entre les gênes respiratoires et l'inconfort thermique et hydrique des allergiques. Une majorité de la population étudiée signale dans sa réponse au questionnaire allergologique une fragilité envers le froid et la sécheresse de l'air (faible tension de vapeur d'eau). L'enquête réalisée sur la variation saisonnière du nombre des crises d'asthme de l'année 2001, affirme sa relation avec les saisons climatiques. Les saisons qui offrent un type de temps favorable à la propagation des allergènes, des virus et de la pollution, tels que l'hiver et le printemps se caractérisent par des nombres élevés des crises d'asthme. En revanche les saisons qui offrent des types de temps défavorables au développement de ces allergènes enregistrent les nombres les plus faibles des crises d'asthme de l'année comme l'été et l'automne. Il est à signaler aussi, que ces résultats sont fondés sur un nombre limité des données cliniques. Des données plus fournies permettront sûrement de mieux figoler les résultats.

Bibliographie

- BARCENAT P, GARMENDIA C et PACHECO S, 2000 : Le « vent du sud », un risque pour la santé ?
Publication de l'Association Internationale de Climatologie, vol.13, p. 70- 78.
- BESANCENOT J.P, 2001 : *Climat et santé*. Paris : PUF, Coll. Médecine et Société, 128 p.
- BESSAOUD R. (coordonné par), 2002 : *Climat et santé humaine au Maghreb*, Projet régional RAB/94/G31, PNUD/FEM, 139 p.
- BOUSQUET J et MICHEL F.B., 1995 : *Les allergies*, Dominos, Flammarion, 129 p.
- ESCOURROU P., 1996 : La bioclimatologie humaine de Tunis-Carthage en janvier et juillet 1991, in *Variabilité du climat et stratégies d'adaptation humaine en Tunisie*, édité par Latifa HENIA, Série colloque faculté des Sciences Humaines et sociales de Tunis, 7 vol.VI, 165-177.
- RAZZOUK H et alt, 1992 : Environnement climatique, asthme et allergie. In *Risques pathologiques, rythmes et paroxysmes climatiques*. Coordination J.P Besancenot ,137 -147.
- LE ROUX P, et COLL, 1992 : climat, pollution et crise d'asthme en pédiatrie. In *Risques pathologiques, rythmes et paroxysmes climatiques*, coordination de J.P Besancenot , p. 133 -137.
- TOUMI M, BARNEOUD - ROUSSET et CHARON C, 1992 : corrélation météorologiques dans l'asthme bronchique à Briançon. In *Risques pathologiques, rythmes et paroxysmes climatiques*, coordination J.P Besancenot,133 – 137.

Sites d'Internet : <http://www.doctissimo.fr>
<http://www.allerginet.com>

CONTRIBUTION DE LA TELEDETECTION SATELLITAIRE (NOAA/ AVHRR) A L'ESTIMATION DU RAYONNEMENT SOLAIRE EN TUNISIE

MJEJRA MUSTAPHA¹, HENIA LATIFA²

Université de Tunis, faculté des sciences humaines et sociales.

U.R. « GREVACHOT » 01/UR/02-12.

1 E-mail : Mustaphamjejra@yahoo.fr

2 E-mail : lhenia@yahoo.fr

Résumé : Ce travail est une contribution à la connaissance du climat solaire de la Tunisie à partir des données satellitaires (NOAA/ AVHRR). L'estimation du rayonnement global par la Télédétection satellitaire se base essentiellement sur deux approches statistique et physique et ce, par le biais du coefficient de réflexion de la surface terrestre pour aboutir aux indices représentatifs du rayonnement solaire. La réalisation de cette méthode s'appuie sur SANSAT-I.N.M (Système d'Analyse Numérique des Données Satellitaires HRPT/NOAA) qui concerne la mise en œuvre d'un outil de prétraitement et d'exploitation des données radiométriques à des fins d'agrométéorologie et de bioclimatologie. Ce programme permet de traiter et de visualiser essentiellement: l'indice de brillance, le pseudo-albédo et l'indice de rayonnement global.

L'analyse des résultats fournis par cette méthode montre, d'abord, que les valeurs des indices du rayonnement solaire croissent du Nord au Sud et des régions littorales aux régions intérieures. Ensuite, ces indices diminuent en passant des saisons froides (automne-hiver) aux saisons chaudes (printemps-été). Enfin, la variabilité des indices du rayonnement solaire est plus importante au Nord et en hiver qu'au Sud et en été. Ces résultats nous renseignent sur la variabilité spatiale et temporelle du climat solaire de la Tunisie. En outre, l'établissement des cartes des indices du rayonnement solaire à partir des images satellitaires, a montré la validité de notre modèle à l'échelle journalière.

Mots-clés : Rayonnement solaire, Tunisie, télédétection, images satellitaires (NOAA/AVHRR).

Abstract : This work is registered in the frame of the solar climate revalorization of Tunisia. According to satellite data, the estimation of the global rays is essentially based on two approaches: statistic and physical, and this by the coefficient slot of the earthy reflection surface. To lead to a representative index solar rays. The realization of the method supported by SANSAT. INM (Numeric Analysis System of satellite data NOAA/AVHRR). With concerns stating the tool of the treatment , exploitation of the data radiometric for the agro-meteorology and bioclimatology ends. This program especially permits treating and visualizing: brilliant index, pseudo-albedo and the global radiation index.

The results of the analysis supplied by this method show, first, that the index solar radiation values, is growing from north to south and from littoral regions to interior ones. Also, these indexes diminish from the cold seasons (autumn/ winter) to the hot seasons (spring/ summer). Finally, the variability of the solar rays indexes is more important the North and in autumn than which in the south and in Summer. These results inform us about the spatial and temporal solar climate variability in Tunisia. Also, the establishment of the maps of the solar radiation indexes, according to the satellite images showed the validity of our model in the daily scale.

Key words: Solar radiation, Tunisia , remote sensing , satellite images (NOAA/ AVHRR).

Introduction

Par définition le rayonnement global (R.G) correspond au niveau d'énergie solaire reçu par une surface horizontale. Malgré son importance climatique, le rayonnement solaire est l'élément du climat le moins mesuré en Tunisie (9 stations seulement mesurant le RG) et peu d'études lui ont été consacrées. La Tunisie, par sa position géographique, subit les effets du rayonnement solaire d'une manière remarquable, et elle enregistre, par conséquent, un ensoleillement important (2863 à 3326 heures par an) et une radiation quotidienne allant de 4.5 à 5.2 KWh/m². Ce travail est une contribution à la connaissance du climat solaire du pays fondée sur l'apport de la télédétection (NOAA/ AVHRR) dans un champ spatial où les mesures sont rares. L'estimation du rayonnement global par la télédétection satellitaire se base essentiellement sur deux approches directe et indirecte et ce, par le biais du coefficient de réflexion de la surface terrestre pour aboutir aux indices représentatifs du rayonnement solaire.

La télédétection par son aspect synoptique apparaît comme un instrument très utile surtout avec les informations sur le rayonnement solaire qu'apporte le visible et le proche-infrarouge (Vis et Pir) ; étant donné qu'environ 80 % du rayonnement atmosphérique est inclus dans cette bande spectrale allant de 0.4 à 1.1 μm (domaine d'application de ce travail). Donc, l'intérêt de la télédétection est éminent, d'autant plus qu'elle permet d'envisager une cartographie assez fine du rayonnement solaire global tant du point de vue spatial que temporel. Ceci permet de palier le manque des mesures au sol. Le but de cette étude n'est pas le calcul de la valeur exacte du rayonnement global, le plus important est d'obtenir des valeurs représentatives de ce paramètre climatique par l'établissement d'une carte de l'indice du rayonnement global pour la Tunisie.

1. Approche satellitaire et méthodologie.

1.1. Approche satellitaire

Dans le présent travail, notre problématique est la suivante : comment peut-on estimer le rayonnement global $R.G$ (ϕ, ψ, t, j) au point géographique de latitude ϕ , de longitude ψ , à l'instant t du jour j ? Sachant que nous disposons d'images satellitaires instantanées, dans une certaine bande spectrale (0.4 à 1.1 μm), avec une fréquence temporelle déterminée (autour de 14h : 30mn) et avec une résolution spatiale de 1.1 km^2 . A chaque élément de l'image, appelé pixel, de coordonnées (x, y) correspond une brillance $B_j(x, y, h, j)$, h et j représentent l'heure et le jour de prise de vue (BEN DJEMAA A., 1992).

Pour répondre à cette problématique nous avons eu recours à deux approches, souvent utilisées par les chercheurs :

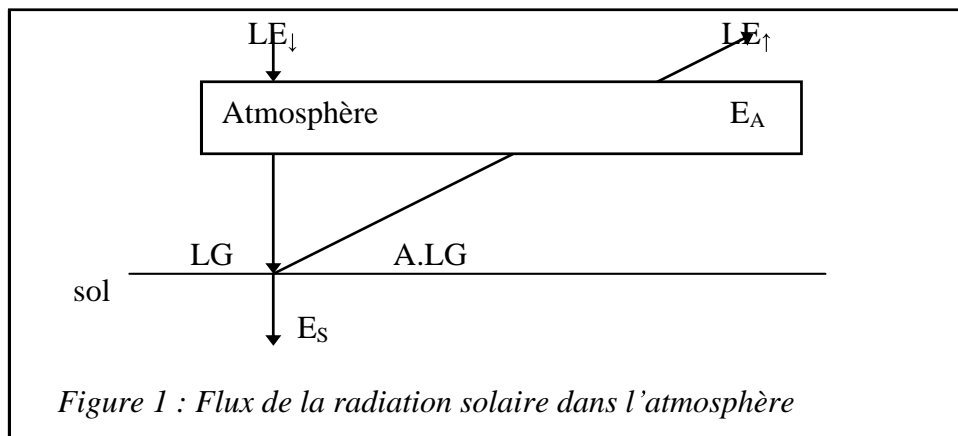
- l'approche indirecte (statistique) : elle est basée sur une relation de régression statistique entre les valeurs du rayonnement solaire mesurées au sol et les valeurs de brillances fournies simultanément par le satellite correspondant à la station météorologique en question (DIABATE L., 1989).
- l'approche directe (physique) : dans ce cas nous utiliserons les lois de transfert radiatif, en utilisant la modélisation physique de la diffusion et de l'absorption par le système terre-atmosphère, en tenant compte de la présence des nuages (DEDIEU G., 1984).

Notons cependant que, pour obtenir des bons résultats à partir de la première approche il faut disposer d'un réseau de mesures au sol de RG très dense ce qui n'est pas le cas pour la Tunisie. De plus les coefficients de l'équation de régression déterminés pour une région ne sont pas forcément valables pour une autre. D'autres chercheurs ont montré l'intérêt de la deuxième approche, car elle décrit l'état de l'atmosphère et la nature réfléchissante du sol. Elle peut donc s'appliquer sur toute la région (CHAABANE M., 1997) à laquelle nous nous intéressons ici. De ce fait, nous adoptons dans cette étude l'approche physique (ou directe).

1.2. Méthodologie

Notre méthodologie se base sur un modèle physique simple décrivant l'interaction entre le rayonnement solaire et le système sol-atmosphère où le flux de la radiation solaire (figure 1) s'écrit : $LG = (1/(1-A)) [LE_{\downarrow} - LE_{\uparrow} - E_A]$ avec $LE_{\downarrow} = LE_{\uparrow} + E_A + E_S$ et $E_S = LG(1-A)$

Sachant que LE_{\uparrow} la densité du flux du rayonnement solaire ascendant de l'atmosphère et mesuré par le satellite ; LE_{\downarrow} la densité du flux du rayonnement solaire incident à l'atmosphère (elle est calculée par : $LE_{\downarrow} = I_0 (r_0 / r)^2 \cos \theta$ où I_0 est la constante solaire ; r_0 et r sont les distances terre-soleil moyenne et réelle ; θ est l'angle de zénith solaire) ; E_A est la fraction de LE_{\downarrow} absorbée par l'atmosphère ; E_S est la fraction de LE_{\downarrow} absorbée par le sol (CHAABANE M., 1997).



Dans ce travail nous avons choisi la méthode de BERG, qui a été reconstituée et adoptée pour la Tunisie par BEN DAKHLIA en 2004, et ce pour les raisons suivantes :

- La disponibilité des données,
- La simplicité de l'équation pour le calcul de l'indice du rayonnement solaire,
- Et la fiabilité des résultats attestés par les chercheurs étant donné que l'écart entre les valeurs estimées et mesurées est $\pm 20\%$ à l'échelle horaire.

Cette méthode est fondée sur la somme de l'énergie captée par le satellite et ce, dans le VIS et le PIR puisque 80 % du rayonnement solaire arrivant au sol se trouve dans cette partie du spectre. Ceci vient du fait que, "la réflectance dans le spectre optique est la résultante des interférences entre la radiance solaire et l'objet considéré" (BERG, 1986). On obtient donc, l'indice du rayonnement global (0.4 à 1.1 μm) comme suit :

- *Dans le visible :* $RG_{Vis} = 0.44 * RG$ donc $RG = RG_{Vis} / 0.44$
- *Dans le proche infrarouge :* $RG_{Pir} = 0.44 * RG$ donc $RG = RG_{Pir} / 0.44$
- *Donc* $RG = (Vis + Pir) / 0.44$
 $= 2.207 * (Vis + Pir)$ avec $2.207 = 1/0.44$

Sachant que **RG Vis** est le rayonnement global dans le visible, **RG Pir** est le rayonnement global dans l'infrarouge, **RG** est le rayonnement global et **0.44** est le coefficient d'absorption.

1.3. Hypothèses et prétraitements:

La mise en œuvre de notre méthode subit, avant visualisation, les hypothèses et les étapes de prétraitements suivants :

- Correction des effets atmosphériques et géométriques pour obtenir des valeurs de réflectance de surface.
- Les pixels considérés de NOAA (800/800) doivent être clairs ou couverts pour préciser quel élément a réfléchi le rayonnement (sol ou nuages).
- La réflexion de deux composantes principales (nuages et sol) doit être bidirectionnelle, pour diminuer les altérations de la trajectoire du rayonnement capté par le satellite.
- L'absorption du rayonnement par la vapeur d'eau est constante et égale à 0.96 (GAUTIER 1980).
- La valeur de l'indice est proportionnelle à sa valeur de rayonnement global.
- Etalonnage des comptes numériques obtenus du satellite en valeurs de réflectance au sommet de l'atmosphère.

- Affecter à chaque pixel de l'image un coefficient d'éclairement.
- Etablir une moyenne des estimations de la radiation solaire sur une fenêtre de 8 x 8 pixels qui ont les mêmes caractères.

Ces hypothèses ont orienté notre choix pour les situations retenues dans notre étude. Nous avons sélectionné des journées représentatives pour les deux saisons contrastées sur le plan climatique. Puisqu'en Tunisie, le mois de janvier se caractérise, généralement, par des types de temps perturbés et par conséquent un ciel couvert. Par contre, le mois de juillet enregistre des situations météorologiques calmes, engendrant un ciel dégagé. Parmi les nombreuses situations que nous avons examinées, nous retenons les deux journées qui nous semblent les plus intéressantes et qui répondent à notre problématique : celles du 13 janvier 1998 et 20 juillet 1998 (MJEJRA M., 2005).

2. Résultats.

2.1. Analyse spatiale.

D'une façon générale, les images de NOAA indiquent une différence importante des valeurs de l'indice du rayonnement global satellitaire entre les régions de la Tunisie. Les valeurs sont inférieures à 30% au Nord, entre 30% et 50% au Centre et supérieures à 50% au Sud (fig. 2 et 3). En fait, les valeurs de cet indice croissent rapidement des régions du nord vers les régions du sud. L'étendue entre Tunis (12.5%) et Elborma (76.9%) est de 64.4%. Par contre, l'étendue entre les régions côtières et les régions "continentales" ne dépasse pas 10% (9% au Nord, 2.9% au Centre et 7.3% au Sud). Ceci confirme les caractéristiques du climat solaire de la Tunisie, le Sud étant plus ensoleillé que le Nord et le Centre qui représente la région intermédiaire. En effet, l'intensité de l'indice satellitaire du rayonnement est plus élevée au Sud qu'au Nord.

Toutefois, la répartition spatiale de l'indice du rayonnement global satellitaire est fonction, en grande partie, de la nature de réflexion du sol, la teneur en matière organique et l'humidité. En effet, les valeurs les plus faibles du Nord sont en relation avec la forte densité du couvert végétal (forte absorption) et la topographie accidentée (diffusion élevée) de cette région. Ceci diminue une grande partie du rayonnement capté par le satellite. En revanche, les régions des Steppes et surtout du Sahara ont une réflectivité du rayonnement très forte et par conséquent un indice de rayonnement satellitaire élevé. De plus les régions des Sebkhass et des Chotts ont des indices proches de ceux de la mer, ce qui est vraisemblablement dû à leur nature chimique (sel, concentration en substance jaune...).

En somme, la détermination de la répartition spatiale du rayonnement global solaire par le biais du capteur AVHRR/NOAA donne des résultats satisfaisants, malgré la présence de quelques nuages qui perturbent la vision du satellite.

2.2. Analyse temporelle.

Pour étudier la variation temporelle de l'indice du rayonnement satellitaire, nous comparons les deux images de deux journées extrêmes celles du 13 janvier et 20 juillet 1998 (fig. 1 et 2). Ainsi, les lignes d'isovaleurs, indiquent la forte intensité de l'indice du rayonnement satellitaire sur l'image du 13 janvier (50 à 60%). Ces isovaleurs se décalent vers le nord sur l'image du 20 juillet. En fait, l'examen de ces cartes montre que l'intensité du rayonnement global est plus forte en été qu'en hiver puisque les valeurs de l'été (49.9% à Tunis, 65% à Kairouan et 84.1% à Kebili) sont plus importantes que celles de l'hiver, respectivement 12.5%, 26.9% et 61.1%. L'amplitude entre l'hiver et l'été dans ces stations (37.4% à Tunis, 38.1% à Kairouan, et 23% à Kebili) met en évidence que l'hiver reçoit moins de rayonnement que l'été.

Cette variation de l'indice satellitaire du rayonnement global est liée à la situation météorologique. Toutefois, les faibles valeurs de l'hiver et du Nord sont en relation étroite avec les types de temps perturbés avec un ciel couvert qui caractérisent à l'échelle spatiale le Nord plus que le Sud. Par ailleurs, la forte intensité de l'indice du rayonnement satellitaire au Sud et en été est en rapport avec des situations météorologiques calmes avec un ciel clair.

2.3. Analyse spectrale.

Le point de départ de l'analyse de la répartition spectrale de l'indice du rayonnement global satellitaire se base sur l'hypothèse suivante : "l'apport solaire au sol se partage en 53% de sa puissance dans le domaine visible et 47% dans l'infrarouge" (BERG, 1986).

Néanmoins, les valeurs de cet indice sont plus élevées dans la bande visible par rapport à la bande proche infra rouge. Ceci est plus net, en particulier, dans la Tunisie du Sud. A titre d'exemple, 7.4% à Tunis dans le VIS et 5% dans le PIR et à Elborma 40.1% dans le VIS et 36.2% dans le PIR en janvier. Le Nord-Ouest fait l'exception, puisque l'intensité de l'indice satellitaire du rayonnement global est plus élevée dans la bande proche infrarouge par rapport au visible (Jendouba 8.4% VIS et 13.6% PIR et Le Kef 10.4% VIS et 17.2% PIR). Ceci s'explique en grande partie par la présence des étendus des forêts dans ces régions, l'on sait que la réflectance de la végétation se réalise généralement dans le proche infrarouge.

Stations	13 janvier 1998		Stations	20 Juillet 1998	
	VIS	PIR		PIR	VIS
Bizerte	7.7	5.3	Thala	30.5	31.3
Tunis	7.4	5.1	Sfax	36.6	38.6
Kelibia	30.6	26.3	Gafsa	41.1	41.9
Jendouba	8.4	13.6	Tozeur	42	43
Béja	20.1	14.1	Gabes	40.6	41
Nabeul	21.1	20	Jerba	16	16.1
Siliana	28.6	21.9	Mednine	40	40.4
Elkef	10.4	17.2	Elborma	40.1	36.2

Tableau.1 : Indices du rayonnement solaire estimés dans le VIS et le PIR

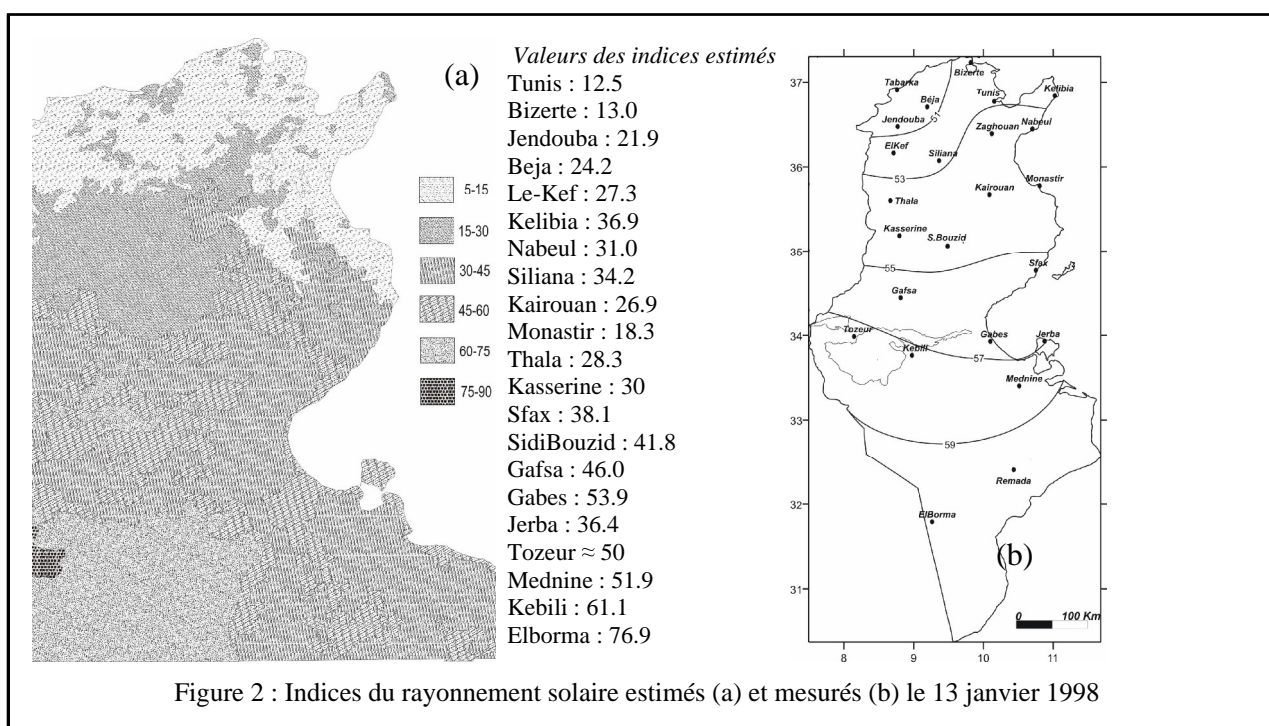


Figure 2 : Indices du rayonnement solaire estimés (a) et mesurés (b) le 13 janvier 1998

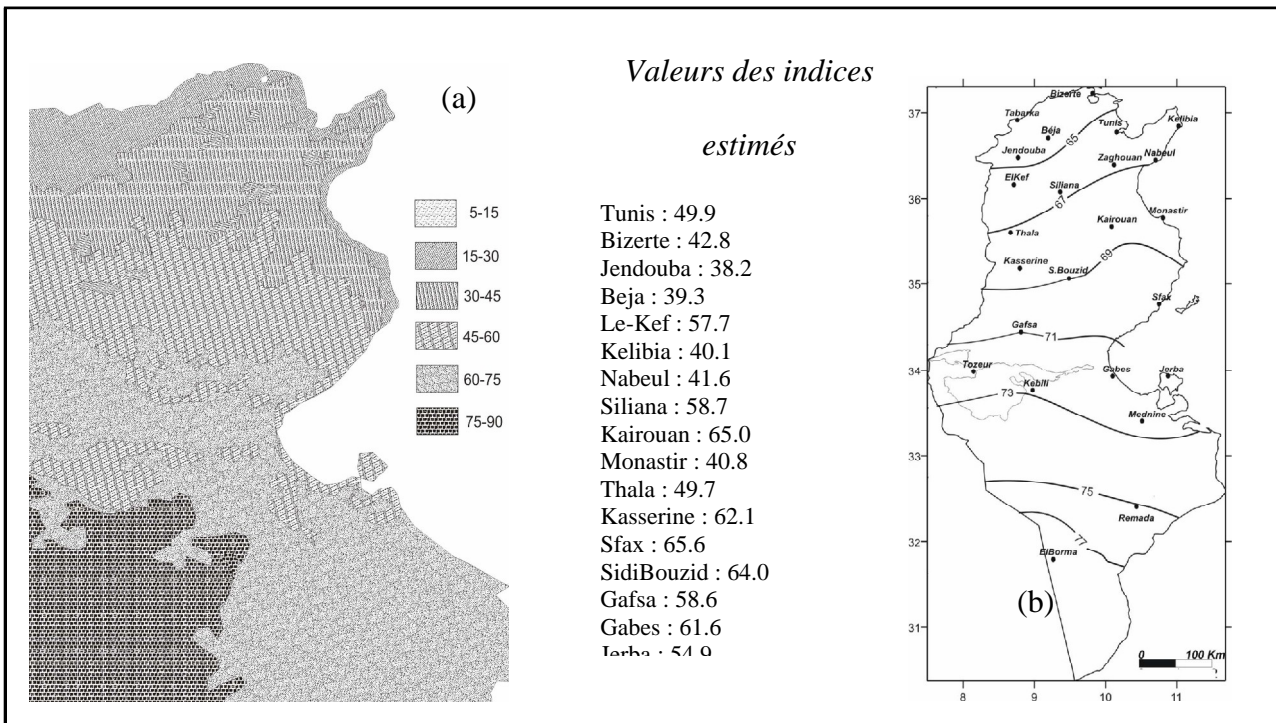


Figure 3 : Indices du rayonnement solaire estimés (a) et mesurés (b) le 20 Juillet 1998

3. Discussion.

3.1. Comparaison des résultats.

Pour évaluer la méthode de l'estimation du rayonnement global par la télédétection, nous avons considéré les indices du rayonnement global mesurés au sol des journées étudiées (20 juillet et 13 janvier 1998). Il est à signaler ici que nous ne pouvons comparer les deux résultats que d'une manière globale puisque la résolution spatiale et temporelle n'est pas la même au niveau des données satellitaires et des données mesurées au sol.

En général, la répartition spatio-temporelle de l'indice du rayonnement global "satellitaire" prend la même allure que celle de l'indice du rayonnement solaire global mesuré, montrant un gradient Nord-Sud et de la cote vers l'intérieur. De même, les valeurs des indices sont plus élevées en été qu'en hiver. On se rend compte, alors, que le gisement solaire en Tunisie est plus élevé au Sud en toutes saisons et inversement au Nord.

3.2. Performances de la méthode

Il ne faut pas perdre de vue, que cette méthode de télédétection n'est aisée qu'au terme qualitatif. D'une part, cette méthode n'offre pas des valeurs en unités de puissance (Joule) puisque les chiffres obtenus ne concernent que l'intensité du "rayonnement satellitaire". D'autre part, les résultats ne sont significatifs qu'aux pas du temps allant de 12h à 15h, en raison de la faible fréquence de passage du satellite NOAA sur notre pays, car on ne dispose que d'une seule image par jour, celle de 14h.30mn. En fait, c'est l'inconvénient majeur de la méthode satellitaire. Encore, faut-il ne pas oublier que ce pas de temps de l'image coïncide avec les valeurs maximales du rayonnement global mesuré au sol. C'est à dire que le satellite n'estime que les valeurs maximales enregistrées pendant la journée.

Nous pouvons conclure que l'estimation du rayonnement solaire par la méthode de télédétection ne peut être correctement réalisée que par au moins 3 passages du satellite par jour. Dans le même ordre d'idée, la correction des effets dus aux différences de géométrie lors des prises de vue n'est effectuée que par l'utilisation d'un cycle hebdomadaire. Cette composition temporelle est supposée représentative de l'état de la surface terrestre durant cette période (François C., 1995). En négligeant ces inconvénients, nous pouvons souligner que ces résultats sont acceptables pour l'indice du rayonnement satellitaire. Il est évident que le degré de fiabilité de l'estimation du rayonnement global repose sur la connaissance de trois paramètres essentiels, le coefficient de réflexion du sol, le coefficient de réflexion des nuages et le facteur du trouble de Linke.

Conclusion

Malgré la simplicité relative de la méthode adoptée pour estimer le rayonnement solaire à l'aide des images satellitaires, l'approche a permis d'obtenir des résultats intéressants concernant le climat solaire de la Tunisie. En effet, la Tunisie est un pays ensoleillé, avec l'avantage du Sud par rapport au Nord et de l'été par rapport à l'hiver. La contribution de l'estimation du rayonnement solaire global est d'un grand intérêt surtout que ce paramètre climatique est peu étudié jusqu'ici en Tunisie. Des travaux sont encore nécessaires pour déterminer avec précision la variation de certains paramètres ajustables tels que le trouble de Linke, les fractions d'éclairements.

Bibliographie

- 5- BEN DAKHILAI F., 2004 : Estimation de l'albédo satellitaire et du rayonnement global à partir des données AVHRR/NOAA. *Note technique I.N.M, Tunis 12p.*
- 6- BEN DAKHILAI F., 2003 : Logiciel d'analyse numérique de données HRPT/NOAA. *Note technique I.N.M, Tunis, 16p.*
- 7- BEN DJEMAA A., 1992: *Validation en Tunisie d'une méthode d'évaluation du gisement solaire à partir d'images du satellite Météosat.* Thèse de 3^{ème} cycle, Tunis, 167p.
- 8- BERG A., 1986 : Contribution de la télédétection comportant le suivi de paramètres météorologiques et bioclimatologiques. *La Météorologie, VII^e série, 14-31.*
- 9- CHAABANE M., 1997 : *Adaptation d'une méthode satellitaire à l'étude du rayonnement solaire et son interaction avec le sol en Tunisie à partir de trois types d'images de Météosat.* Tunis, 138p.
- 10- CABOT F., 1995: *Estimation de l'albédo de surface à l'échelle globale à l'aide de mesures satellitaires,* CNES, Toulouse, 125p.
- 11- DIABATE L., 1989: *Détermination du rayonnement solaire à l'aide d'images satellitaires.* Thèse de docteur en énergétique, école des mines de Paris, 272 p.
- 12- DEDIEU G., 1984 : *Estimation du rayonnement solaire global au sol et de l'albédo de surface à l'aide de Météosat.* G.D.T.A ,Toulouse, 258p.
- 13- GAUTIER C.,1980 : *A simple physical model to estimate incident solar radiation at the surface from GEOS satellite data.* Journal météorologique, vol **31**, 1005-1012.
- 14- MJEJRA M., 2005 : *Estimation du rayonnement solaire par la télédétection et les méthodes statistiques.* Mémoire de Mastère 138.

POTENTIEL HYDROCLIMATIQUE ET IMPORTANCE TOURISTIQUE DES LACS SALES DE L'OUEST DE LA DEPRESSION TRANSYLVAINIE (ROUMANIE)

MOLDOVAN FLORIN, PANDI GAVRIL, CROITORU ADINA-ELIZA

Université « Babes-Bolyai », Faculté de Géographie

5-7, rue Clinicilor, 400006 Cluj-Napoca, ROUMANIE

Tel. : 0040-264-596116. Fax : 0040-264-597988

Courriel : moldovan@geografie.ubbcluj.ro pandi@geografie.ubbcluj.ro
croitoru@geografie.ubbcluj.ro

Résumé : Les lacs salés les plus nombreux de l'ouest de la Dépression Transylvainie, situés dans six endroits. Ils ont une origine anthroposaline et se sont formés dans des anciennes mines de sel. Le climat plus chaud et plus sec, la salinité élevée de l'eau, le phénomène d'héliothermie et la boue sapropélique représentent des facteurs qui stimulent la baignade en plein air, pendant la période chaude de l'année (de mai ou juin, jusqu'en août ou début septembre). Ceci est fait à but récréatif, ainsi que pour le traitement d'une assez large gamme d'affections.

Mots-clefs : Dépression Transylvainie, lacs salés, tourisme, topoclimat spécifique

Abstract : The hydro-climatic potential and the importance for tourism of the salted lakes from the Western part of Transylvanian Depression (Romania). Most of the salted lakes from the Western part of Transylvanian Depression, situated in six main areas, are an anthropo-saline origin, having been formed in former salt mines. The warm, dry climate, the high degree of water salinity, the phenomenon of heliothermy and the sapropelic mud represent factors that stimulate the open-air bath, during the warm period of the year (from May - June until August- September). This is done for recreational purposes, as well as for treatment of a significant number of medical affections.

Key-words : Transylvanian Depression, salt lakes, tourism, specific topoclimate

Introduction

L'étude se propose d'analyser l'importance des facteurs climatiques et hydrologiques pour le potentiel touristique des lacs salés de l'ouest de la Dépression Transylvainie. Celle-ci, d'une superficie d'environ 26.000 km², est située au centre de la Roumanie, entourée par les Carpates Orientales, les Carpates Méridionales et les Monts Apuseni (fig. 1). Du point de vue géologique, à l'ouest de la Dépression Transylvainie, aussi bien qu'à l'est, on remarque la présence d'importants dépôts de sel, qui se présentent sous plusieurs formes : des plis ou anticlinaux diapirs, des massifs et de lentilles. Initialement, le sel s'est déposé dans un régime de sédimentation marine et lagunaire, à l'époque du Miocène supérieur (Tortonien ou Badenien). Les mouvements orogéniques ultérieurs et la plasticité du sel ont déterminé l'apparition des plis diapirs. A plusieurs endroits, le sel apparaît au jour, sous la forme des massifs (montagnes), en favorisant l'exploitation de cette ressource depuis l'Antiquité. Le sel est très pur, la concentration de NaCl dépassant 99 %. Les mines de sel à ciel ouvert surtout à partir du XVII^{ème} siècle, ont été les endroits où, ultérieurement, sont apparus les lacs salés. Les réserves très importantes, ainsi que la grande pureté du sel ont maintenu l'exploitation jusqu'à nos jours (Ocna Dej, Ocna Mures). Dans d'autres lieux, l'exploitation a été fermée pour des raisons économiques.

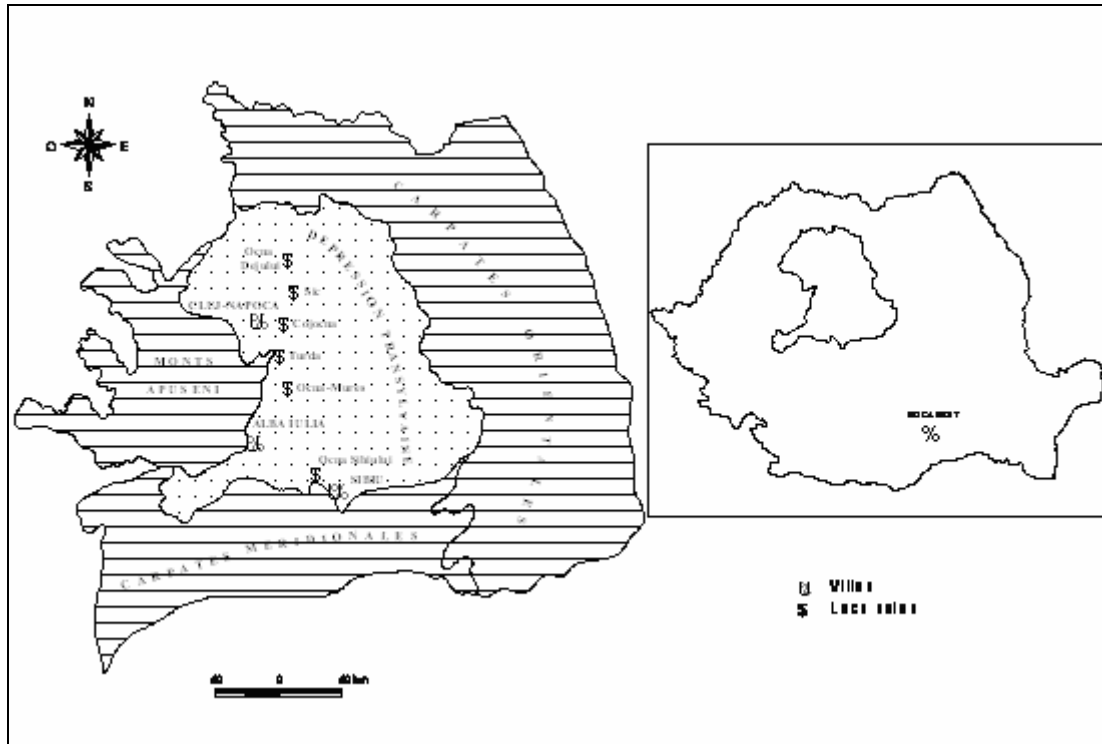


Figure 1. La position des lacs salés de l'ouest de la Dépression Transylvaine

1. Données

Pour la caractérisation du potentiel climatique de la zone étudiée on a utilisé des données climatiques pour la période 1961-2005, provenant de 5 stations météorologiques, situées près des lacs salés (Dej, Cluj-Napoca, Turda, Blaj, Sibiu). Les données hydrologiques, concernant les caractéristiques quantitatives et qualitatives de l'eau des lacs proviennent de plusieurs campagnes de terrain, effectuées entre 2003 et 2006, ainsi que de la bibliographie. Les informations sur les activités touristiques proviennent des recherches effectuées dans les stations concernées, sur Internet et dans la bibliographie.

2. Méthodologie

Après l'analyse classique des éléments climatiques représentatifs (les températures maximales, la nébulosité, les précipitations, le vent) concernant l'intervalle mai-septembre, on a réalisé un calendrier des périodes favorables à la baignade en plein air, tenant compte de la probabilité de présence ou d'absence des précipitations atmosphériques. Les périodes favorables à la baignade en plein air ont été définies, du 1^{er} mai au 30 septembre, comme des séquences d'au moins 2 jours consécutifs, pour lesquels la probabilité d'absence des précipitations est égale ou supérieure à 70 %. Pour obtenir ces périodes, on a calculé la fréquence de la présence journalière des précipitations dans l'intervalle mentionné. On a pris en considération seulement les jours à probabilité d'absence des précipitations supérieure à 50 %. On a aussi analysé la fréquence des jours sans précipitations, avec différentes probabilités d'apparition, ainsi que la fréquence d'apparition des périodes sans précipitations ayant différentes durées (nombre de jours) et probabilités d'apparition. Finalement, on a établi un calendrier des périodes favorables à la baignade en plein air.

Les informations concernant la distribution verticale de la température et de la salinité de l'eau des lacs ont été obtenues par l'analyse des prélèvements d'eau provenant de différentes profondeurs, en utilisant un bathomètre. Les caractéristiques morphométriques des lacs ont

été établies en comparant les cartes bathymétriques provenant de plusieurs relevés faits dans les lacs (les plus récents datent de 2003-2006).

3. Résultats

L'activité touristique dans la zone étudiée est favorisée par plusieurs facteurs. Les avantages de la position géographique sont les suivants: le voisinage de centres urbains importants (Cluj-Napoca, environ 330.000 habitants, Turda - 60.000, Alba Iulia - 70.000, Sibiu - 170.000), l'accès assuré par des routes européennes (E 60, E 68, E 81), par les lignes ferroviaires roumaines principales 200 et 300, par les aéroports internationaux de Cluj-Napoca et Sibiu, le voisinage des Carpates Occidentales (Monts Apuseni) et Carpates Méridionales, avec d'importants sites touristiques (fig. 1).

Le potentiel climatique dépend de plusieurs aspects, qui conditionnent la possibilité de baignade en plein air. La bordure occidentale de la Dépression Transylvaine est la zone la plus chaude (températures moyennes annuelles entre 8,5 et 9,5°C) et la moins humide (moyennes annuelles entre 550-600 mm) de la partie centrale de la Roumanie. En général, les conditions climatiques permettent la baignade dans les lacs entre le 15 mai et le 15 septembre, les mois les plus favorables étant juillet et août. Les moyennes des maximales journalières sont situées entre 20-21°C au mois de mai et 26-27°C au mois de juillet, alors que les moyennes des maximales mensuelles atteignent 27-28°C en mai et 32-33°C en juillet. La nébulosité moyenne mensuelle est de 4,0-5,0 dixièmes en août et de 6,0-6,5 dixièmes en mai. La moyenne mensuelle des jours clairs se situe entre 6 et 8 en mai et 13-15 en août. La baignade est favorisée par les effets du Foehn présents dans la zone. On remarque aussi les topoclimats qui caractérisent les dépressions où il y a des lacs salés. Ainsi, la vitesse moyenne mensuelle du vent atteint seulement 1-2 m/s et la fréquence mensuelle des calmes en août et en septembre augmente jusqu'à 50 %. La croissance du nombre des jours favorables à la baignade en plein air est causée aussi par la faible convection thermique, phénomène qui réduit le développement des nuages Cumulus et Cumulonimbus.

Dans ce contexte, on a dressé un calendrier des périodes à probabilité réduite (moins de 30 %) de précipitations. Du point de vue statistique, de tels intervalles caractérisent les mois de juillet, août et septembre. Les périodes les plus fréquentes sans précipitations durent 2 jours et les périodes les plus longues apparaissent en septembre. Le calendrier montre que les périodes les plus favorables pour la baignade en plein air sont les suivantes : fin juillet-début août, 6-8 août, 14-16 août, 9-11 septembre, 24-30 septembre (la dernière période étant limitée par la température).

Le potentiel hydrique inclut les aspects quantitatifs et qualitatifs des eaux salées. On peut distinguer deux types génétiques de lacs salés: carstosalins et anthroposalins. Les lacs carstosalins se sont formés dans des cuvettes de type doline, ils sont en général petits et leur processus de colmatage est rapide. Les plus représentatifs sont les lacs anthroposalins. Ils se sont formés par l'accumulation naturelle de l'eau dans les creux souterrains provenant des processus d'écroulement des plafonds d'anciennes salles d'exploitation du sel. Ces lacs sont plus nombreux et ils sont plus grands. La morphologie des cuvettes dépend du type d'exploitation : simple excavations de surface à l'époque romaine, des salles souterraines sous forme de cloche ou trapézoïdale au Moyen Age, jusqu'à l'utilisation de la procédure de dissolution *in situ* et de pompage, plus récemment. Par conséquence, les volumes d'eau des lacs salés sont très différents, de 1350 jusqu'à 84.690 m³.

Du point de vue qualitatif, l'eau des lacs présente deux aspects importants : l'héliothermie et la concentration du sel. L'héliothermie est due à la présence d'une couche fine d'eau douce à la surface et à la variation de la salinité vers la profondeur. On observe ainsi une particularité de la réception et du stockage de l'énergie solaire : la couche d'eau entre 1,5-2,5

m de profondeur retient plus de chaleur que les couches supérieures et inférieures. Il y a donc une double stratification thermique. La variation de température est plus faible vers la surface (environ 5°C) et plus significative vers la profondeur (15°C). Les températures les plus hautes déterminées par l'héliothermie atteignent à présent 30-40°C. Ces valeurs sont enregistrées avant le début de la balnéation, parce que cette activité diminue l'intensité de l'héliothermie. La chaleur stockée dans l'horizon héliotherme est mise en valeur par la balnéation. On peut estimer la quantité de chaleur stockée en utilisant les propriétés physiques de l'eau (chaleur spécifique, densité, température). Pour des variations de température entre 30-50°C, le contenu de chaleur des couches héliothermiques est de $1400 \cdot 10^5$ à $4000 \cdot 10^5$ kcal.

La concentration du sel dans la majorité de lacs est très élevée. Elle est due notamment aux cations de Na et K, ainsi qu'aux anions de Cl. La concentration augmente avec la profondeur, les valeurs les plus hautes (300 g/l) apparaissant à 4-5 m. Puis, celle-ci se maintient presque constante jusqu'au fond des lacs.

La mise en valeur touristique de la zone étudiée est assez variable. Les activités touristiques les plus importantes se constatent à Cojocna, Turda et Ocna Sibiului.

Cojocna est située près de la ville de Cluj-Napoca (25 km) et la capacité officielle d'hébergement se réduit à un camping de 10 maisonnettes. Les facilités n'y sont pas à l' hauteur des exigences actuelles.

Turda présente deux sites pour le tourisme balnéaire. On y a commencé à mettre sur pied un complexe touristique, greffé sur l'ancienne infrastructure. A présent, un hôtel de 2 étoiles avec 80 places est en fonction, disposant d'un établissement de traitement couvert utilisable également pendant la saison froide. Turda reste pourtant une station d'intérêt local.

Ocna Sibiului est une station d'importance régionale. On y constate un redressement considérable du tourisme balnéaire ces derniers temps : base de traitement moderne, où l'on pratique des procédures alternatives – d'héliothérapie, de balnéothérapie, de kinésithérapie, de pneumatothérapie, de thermothérapie, d'électrothérapie. A présent, Ocna Sibiului a une capacité d'hébergement de 330 places dans les hôtels, dont 104 dans un hôtel de 4 étoiles, et 46 places dans un hôtel de 3 étoiles. La station dispose aussi de 3 campings, qui peuvent abriter environ 200 personnes. Actuellement, la station reçoit plus de 100.000 personnes par an.

Les trois stations accueillent notamment les habitants des grandes villes avoisinantes (Cluj-Napoca pour Cojocna et Turda, Sibiu pour Ocna Sibiului), clients qui ne réclament pas de services d'hébergement, car ils rentrent le soir chez eux. En tout cas, pendant la saison chaude, et notamment pendant les week-ends, le nombre de visiteurs peut atteindre 1000 personnes par jour, dans chaque station.

Les lacs salés héliothermes sont indiqués pour le traitement de plusieurs affections : inflammations chroniques, affections rhumatismales, gynécologiques, respiratoires et post-traumatiques, de troubles endocrines.

Dans certains lacs salés (Turda, Ocna Sibiului) on remarque la boue sapropélique, formée par l'accumulation au fond des lacs des restes de microflore et microfaune, soumis à l'action des bactéries sulfureuses et de sels minéraux (chlorures, sulfates, carbonates). La boue sapropélique s'est avérée efficace dans le traitement des diverses affections : rhumatismales, post-traumatiques, du système nerveux périphérique, gynécologiques, dermatologiques.

Conclusions

Les lacs salés de l'ouest de la Dépression Transylvaine disposent d'un remarquable potentiel naturel (climatique et hydrologique), qui a déjà favorisé le développement du

tourisme balnéaire pendant la deuxième moitié du XIX^{ème} siècle. Malheureusement, la période qui a suivi aux événements de l'année 1989 a marqué un déclin important de ces stations balnéaires. A présent, on constate une revitalisation évidente seulement à Ocna Sibiului et, dans une certaine mesure, à Turda, mais les réalisations restent encore en dessous des possibilités et des exigences actuelles.

Bibliographie

Alexe M., 2007 : *Studiul lacurilor sărate din Depresiunea Transilvaniei*, Teză de doctorat, Universitatea Babeş-Bolyai, Facultatea de Geografie, Cluj-Napoca, 276 p.

Croitoru Adina, Moldovan F., Dragotă Carmen, 2003: *The Pluvial Factor and Its Influence on Tourism Activity in Salt Lakes Regions in the West of Transylvanian Depression*, The 5th Edition of the Regional Conference of Geography "Geographic Researches in the Carpathian-Danube Space", Editura Mirton, Timișoara, p. 159-166.

Morariu T., Morariu E., Savu Al., 1968: *Lacurile din România, Importanță balneară și turistică*, Editura Științifică, București, 190 p.

Pop Gr., 2001: *Depresiunea Transilvaniei*, Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca, 274 p.

x x x, 1961-2005 : *Arhiva de date climatice*, Administrația Națională de Meteorologie, București.

x x x, 1966: *Atlasul climatologic al R.S.R., Vol. I și II*, C.S.A., Institutul Meteorologic, București.

ESTIMATION ET VARIABILITE DE LA TEMPERATURE MOYENNE ET EFFETS SUR LA MODELISATION DE LA DEMANDE EN EAU

Robert MOREL

*Ingénieur Général d'Agronomie (C.H.), 19 Rue Henri Lot, 91860 EPINAY SOUS SENART
Tél. : 33 (0)1 60 47 29 98 - courriel : bobmorel@tele2.fr*

Résumé : *Les températures moyennes sont obtenues soit sur l'ensemble des observations quotidiennes, soit par la demi somme des extrêmes. Chaque méthode présente des inconvénients. Après l'inventaire des deux séries et l'étude de leur validité, on vérifie si elles sont identiques. La quantification de leurs différences permet d'aborder les variabilités inter mensuelles et inter annuelles des écarts. On obtient alors des indications sur leur évolution. Suivant le mode d'obtention de la moyenne de température, on calcule deux fois la demande en eau et on compare les résultats.*

Mots-clés : *Températures, calculs des moyennes, rôle du pas de temps, évolution de la variabilité.*

Abstract: *The average temperature are obtained either by the whole daily observation or by the half sum of extremes, Every method has its inconveniences. After the inventory of the two sets and the survey of their validity one verifies if they are identical. The quantification of their differences permits to see their monthly and yearly variability of gaps. One gets indications then on their evolution. According to the method of obtaining the temperature average, we calculate two times the demand in water and we compare results.*

Keys word: *Temperatures, calculations of averages, role of the time step, evolution of the variability.*

Introduction

L'expression « température moyenne » ne précise pas le mode d'obtention de la valeur. On a rarement la température comme l'intégration de mesures effectuées en continu pendant la journée. On utilise surtout la moyenne des observations synoptiques faites à heures fixes mais la règle OMM est de prendre la demi somme des températures extrêmes journalières. Il n'est pas question ici de rechercher le bon procédé mais de comparer les séries calculées par chaque méthode en s'inspirant d'études d'étalonnage de stations automatiques (Gagnar, 2006). Les défauts de chacune seront signalés. Mais les écarts entre les modes de calcul sont ils suffisants pour avoir des effets sur les modèles agronomiques puisque l'élaboration de la matière sèche est principalement tributaire de la température ?

1. Les séries de températures

L'étude porte d'une part sur l'ensemble des relevés mondiaux pour les mois pris au hasard d'octobre 2005 et d'août 2006 ; d'autre part sur les données synoptiques de quelques stations d'Afrique de l'Ouest entre 1945 et 2005.

1.1. Inventaire des données mondiales

Le nombre d'observations quotidiennes varie de 4 à 24. Dans la répartition des 300.000 relevés mensuels, on constate trois maxima (figure 1). Par ordre d'effectifs décroissant, 39% des mesures sont horaires (24 observations), puis 20% de mesures tri horaires, et enfin 8% pour 4 à 5 observations. Quand, par défauts d'instrumentation, il n'y a pas mesure directe des valeurs extrêmes de température, on va les extraire de ces séries de relevés. Les observations directes de ces extrêmes sont de 80% pour les stations effectuant 4 ou 8 relevés quotidiens ; mais elles tombent à moins de 50% avec les relevés horaires. Ceci peut entraîner un biais important : par exemple, à Niamey, l'espérance statistique des minima mesurés est de 21,9°C alors que celle des minima tri-horaires est de 22,7°C. La même comparaison avec les maxima donne 36,2°C pour les mesures directes et 35,6°C pour les évaluations à partir des mesures synoptiques. L'étendue journalière est alors diminuée de 1,4°C. Parfois, le maximum est affecté au jour de la lecture et non à la veille.

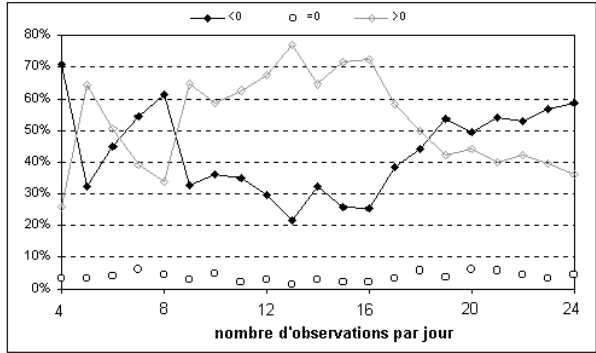
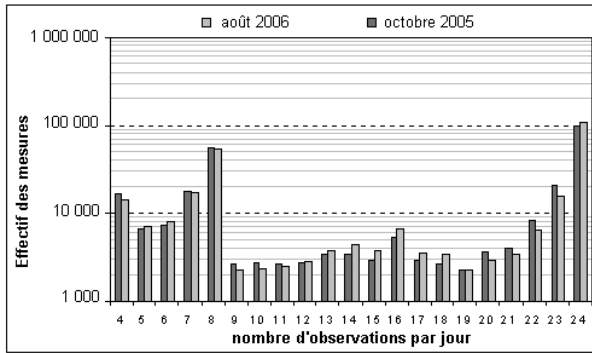


Figure 9 : Inventaire mondial des températures mesurées. Figure 10 : Comparaison des moyennes et 1/2 somme.

La comparaison des séries de valeurs moyennes avec celles calculées par la demi somme des extrêmes montre rarement l'égalité des résultats. Dans l'ensemble les moyennes sont inférieures aux demi sommes sauf quand le nombre des observations diminue à cause de lacunes de mesure. Dans ce cas, ce sont généralement les relevés nocturnes, aux valeurs plus basses, qui manquent ; la moyenne est alors surestimée (figure 2).

1.2. Analyse de mesures tri-horaires

Ce résultat se confirme en analysant les fichiers de relevés tri-horaires de quelques stations. L'étude a été faite sur cinq postes d'Afrique de l'Ouest : Mango-Sansanne, Bobo-Dioulasso, Ouagadougou, Niamey et Maradi.

1.2.1. Le tri qualitatif des données

La différence journalière entre la moyenne des températures et la demi somme des valeurs extrêmes est nommée écart dans ce qui suit. Soit pour résumer :

$$\text{" écart " } = \text{température moyenne} - (T_{\text{max}} + T_{\text{min}}) / 2$$

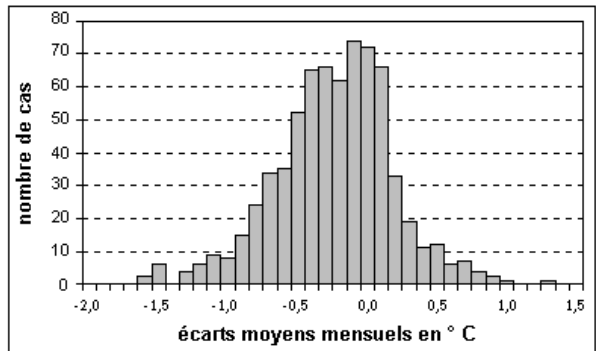
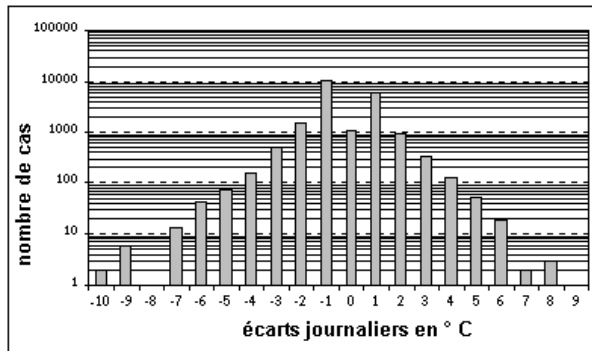


Figure 11 : Distribution des écarts suivant leurs valeurs.

Le comptage des niveaux des écarts est présenté sous forme d'histogrammes. La valeur des écarts présente une très forte dispersion journalière et une valeur positive peut être suivie par une valeur négative. Nous verrons que le type de temps peut en être la cause. Le regroupement mensuel montre une distribution dissymétrique (figure 3).

En faisant la statistique par mois pour toutes les stations de l'Afrique de l'Ouest, on observe un infléchissement des fréquences pendant les mois humides. Les moyennes sont plus élevées que les demi sommes en saison sèche, comme le montrent les regroupements mensuels à Bobo Dioulasso (figure 4A). Les cas d'égalité ne représentent que 3 à 12% des couples de valeurs. L'espérance statistique des écarts positifs passe de 54% en janvier-février, à 15% en septembre-octobre. Or l'écart type est relativement constant, il varie entre 11% et 17%. En le rapportant à l'espérance statistique pour la probabilité de 0,5, on obtient les coefficients de variation qui varient alors sur une grande étendue puisque compris entre 28%

en février et 98% en octobre. La fréquence des écarts positifs diminue avec les années (figure 4B).

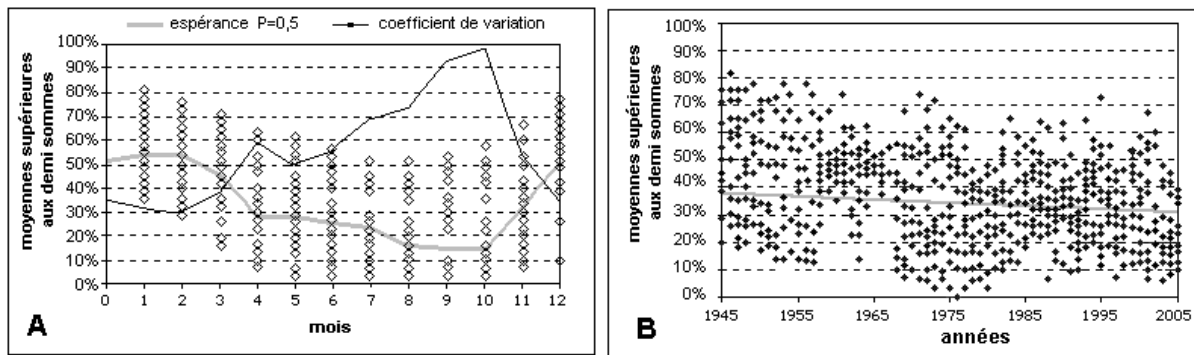


Figure 12 : Comparaisons mensuelles entre les moyennes de températures et les **semi sommes des extrêmes**.

1.2.2. L'analyse quantitative

Le calcul de la moyenne par la demi somme des extrêmes est douteux dans plus de 20% des cas quand ils ne sont pas directement mesurés. La température fluctue pendant le jour, ni de manière exactement sinusoïdale, ni de façon symétrique. Des exemples (figure 5), à Niamey, montrent quelques distributions journalières. Le type de temps influe sur la variation des températures, par exemple un temps humide et couvert donnera une moyenne plus basse que la moyenne des extrêmes, donc un écart négatif. A l'opposé, un temps sec avec rayonnement nocturne occasionne une pointe de température basse qui va rendre la demi somme trop faible.

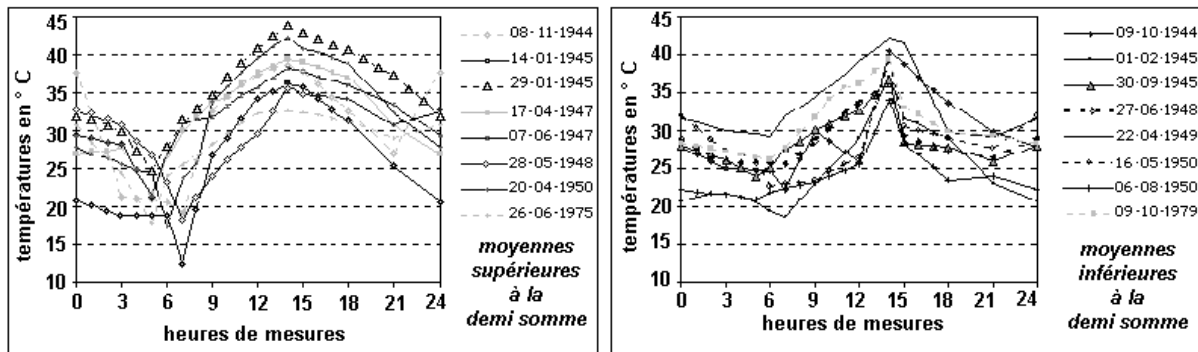


Figure 13 : Cas anormaux de distribution des températures : moyenne trop fortes ou trop basses.

La quantification des écarts montre toujours une dispersion importante des valeurs puisque pour Mango (Togo), le coefficient de variation est compris entre 77% (en janvier) et 7% (en août et septembre). L'évolution inter mensuelle montre des écarts positifs en saison sèche et des écarts négatifs principalement de juillet à octobre (figure 6). Les écarts ont une sinuosité inter mensuelle semblable à celle des amplitudes journalières (figure 7).

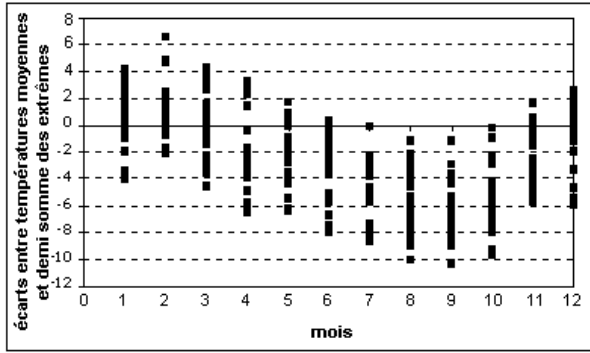


Figure 14 : Ecarts entre modes de calcul des moyennes températures.

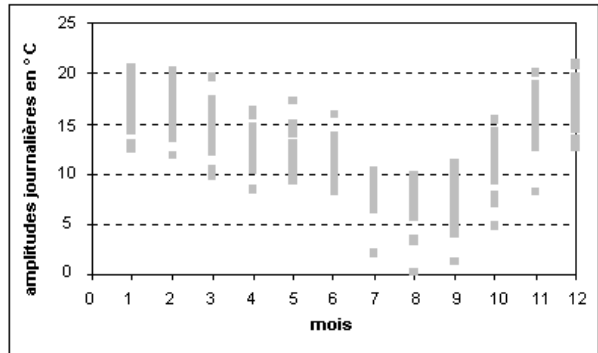


Figure 15 : Amplitudes journalières des températures.

L'étendue maximale des écarts mensuels est intéressante pour évaluer les différences entre les modes de calcul. Cela revient à calculer un écart absolu. Cette amplitude présente une grande dispersion très dissymétrique, pour tous les mois, autour des valeurs moyennes de 4°C (figure 8). Curieusement, les moyennes mensuelles de ces écarts absolus présentent une augmentation dans le temps car le nombre de lacunes journalières s'accroît.

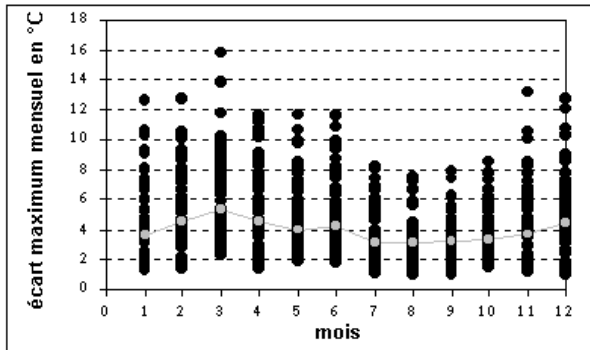
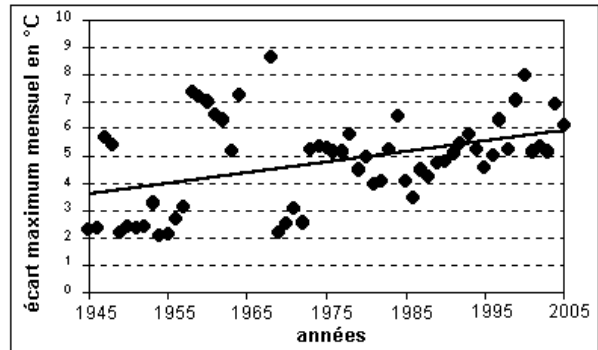


Figure 16 : Statistiques des amplitudes maximales d'écarts observées par mois.



2. Evolution

Dans toutes les stations retenues, les écarts légèrement positifs en 1945 deviennent négatifs en 2005. A Mango, ils atteignent alors un demi degré, soit une décroissance de 1% par an. Les écarts sont inversement proportionnels aux températures extrêmes minimales ou maximales. Comme les températures extrêmes augmentent avec des taux de croissance annuelle de +11% pour les maxima et +24% pour les minima, les écarts entre modes de calcul de la moyenne se réduisent (figure 9). Pendant ce temps, les moyennes croissent de +8 % par an. Les minima augmentent plus vite que les maxima, les amplitudes journalières diminuent comme les écarts entre les moyennes (figure 10).

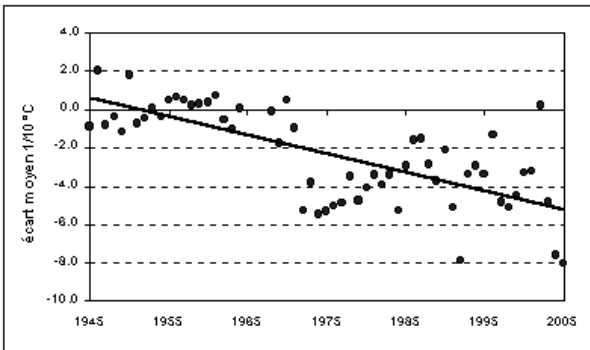


Figure 17 : Evolution inter annuelle des écarts à Mango.

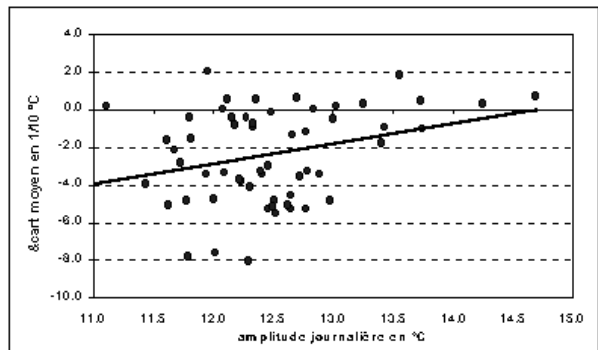


Figure 18 : Relations entre écarts et amplitudes.

3. Températures et demande évaporante

La demande évaporante du climat est liée à la température (figure 11). Dans les régions humides, un écart de 1° sur les températures entraîne une variation de 1/10 de mm par jour sur l'ETP. Dans les régions sahéliennes, l'ETP, suivant le mode de calcul de la température, varie de 4 à 5 dixièmes de mm soit souvent de 10% de la demande évaporative journalière, ce qui est considérable. A Mango, la variation se situe entre 3 et -8 dixièmes de mm en cumuls annuels. Cela n'aurait pas trop d'impact sur les modèles agronomiques mais les variations journalières sont de l'ordre de 1 à 0,8 mm. Le calcul du bilan hydrique au pas de temps quotidien est altéré. La consommation d'eau est sous estimée quand la moyenne est supérieure à la demi somme ; dans l'autre cas, on surestime la demande évaporative.

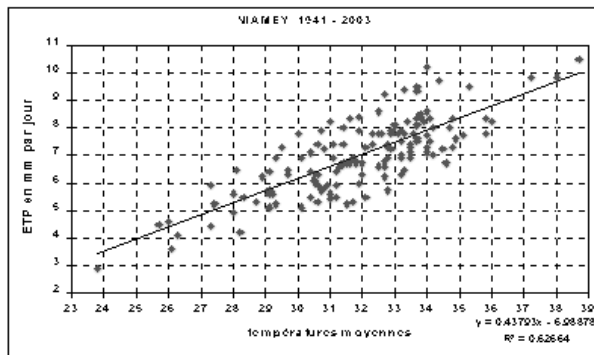


Figure 19 : Relations entre ETP et températures.

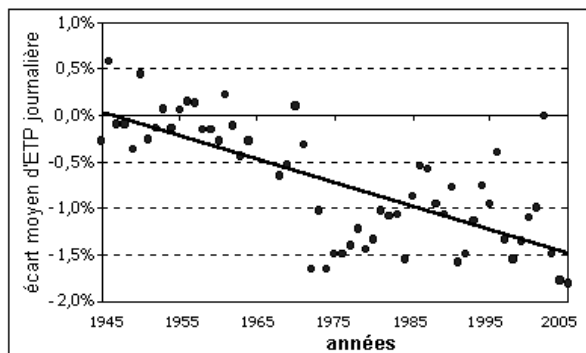


Figure 20 : Ecart d'ETP et écarts de températures.

Conclusions

On doit toujours valider la méthode de calcul de la température moyenne. Si c'est possible un contrôle du nombre d'observations donne une bonne indication. Dans le cas de la demi somme des extrêmes, il faut vérifier la validité des températures extrêmes : comment elles ont été obtenues et la qualité du report. Il faut toujours justifier le choix du calcul utilisé.

Bibliographie

Gagnar M., 2005 ; Etalonnage de la station météo automatique WEATHER MONITOR II., *Bulletin de l'Assoc. Météo d'entre Rhône et Loire*.

UTILISATION DES INDICES DE CONFORT BIOCLIMATIQUE POUR LA DETERMINATION DES SAISONS TOURISTIQUES A LEPTIS ET SABRATA (LIBYE)

SAAD AGIL MOUBARAK AL DARRAJI*

AHLEM ABDEL JABBAR KADHEM**

* Département des Sciences Humaines

– Faculté des Lettres et des Sciences – Université Omar El Mokhtar – Toubrouk.

Mail : almubark_66@yahoo.com - Web site <http://aldaraji.jeeran.com>

** Département de Géographie – Faculté des Lettres – Université du 7 avril

Résumé : La présente étude vise à déterminer les périodes adéquates aux activités touristiques de plein air dans deux sites historiques importants de la Libye: Lebda (ancienne Leptis Magna = Leptis la Grande, par opposition à Leptis Minus en Tunisie) et Sabrata. Des indices bioclimatiques sont calculés pour la période 1990-2003 : le THI (Temperature and Humidity Index) et le Wind Chill Index (K).

Les résultats obtenus ont révélé des ambiances bioclimatiques favorables aux activités touristiques pendant toute l'année à Leptis. Le printemps et l'automne présentent les ambiances les plus confortables. A Sabrata, la saison touristique est plus courte. L'hiver s'y avère inconfortable. Les deux saisons intermédiaires représentent les meilleures conditions bioclimatiques pour cette station aussi.

Abstract : The present study aims at determining adequate periods to touristic activities to open air in two important historical sites in Lybia, Lebda and Sabrata. For that, bioclimatic indices are calculated for the period between 1990-2003. the TUI (Temperature and Humidity Index) and the WCI (Wind Chilly Index).

The results reveal bioclimatic conditions favourable to touristic activities all through the year in Leptis.

Spring an autumn are the most favourable. Winter turns out inconfortable in Sabrata, the touristic season is shorter. Both seasons represent the best bioclimatic conditions to this station as well.

Introduction :

Actuellement, le tourisme passe pour une activité économique des plus importantes dans le monde. Grand créateur de richesses, son développement nécessite la mise en valeur du patrimoine national dans tous ses aspects naturels et culturels

Le littoral de la Libye est très riche sur le plan archéologique. Les civilisations successives qui ont dominé la Méditerranée orientale y ont laissé des empruntes profondes. Les vestiges des différentes époques : préhistorique, phénicienne, grecque, romaine et arabo musulmane sont bien conservés aujourd'hui. La zone d'étude se localise sur le littoral occidental de la Libye désigné par « Région des trois Cités » qui sont : Lebda (ancienne Leptis Magna), Oya (actuelle Tripoli) et Sabrata. Les sites archéologiques de Leptis et de Sabrata revêtent une très grande valeur historique. C'est la raison de l'intérêt porté à l'étude des conditions bioclimatiques de ces deux sites. Sabrata se trouve à 67 Km à l'ouest de Tripoli. Quant à Lebda, elle se trouve à l'est de la ville d'Al Khums (Fig. 1).

Figure 1 : Localisation de la zone d'étude

Données de base et méthodologie :

Les données de base (Météo Libye) couvrent la période 1990-2003 et représentent les moyennes mensuelles de température, d'humidité relative et des vitesses de vent des deux stations de Leptis et de Sabrata.



Le THI est calculé selon la formule suivante :

$$\text{THI} = T_d - (0.55 - 0.55 \text{ RH}) (T_d - 58)$$

RH : Humidité relative moyenne mensuelle

Td : température moyenne mensuelle de l'air

Le pouvoir rafraîchissant du vent (K) est calculé selon la formule suivante :

$$K = (\sqrt{100V+10.45} - V) (33+ta)$$

V = vitesse mensuelle moyenne du vent

Ta = température moyenne mensuelle

Les valeurs mensuelles des indices présentés dessus permettent de déterminer trois grandes classes de confort bioclimatique. Chaque classe est divisée en trois sous-classes :

Classes/Symboles		Sous-classes Symboles	Valeurs du THI	Valeurs de K	Confort/inconfort
Froid	C	- C	< 12	> 600	très froid
		* C	12 à 13,9	500 à 599	Froid
		C	14 à 14,9	400 à 499	Frais
Confortable	P	P	15 à 16	100 à 199	Idéal
		* P	16,1 à 18	200 à 299	Très confortable
		- P	18,1 à 20	300 à 399	Confortable
Chaud	H	H	20,1 à 23	50 à 99	Tiède
		* H	23,1 à 25	0 à 49	Chaud
		- H	< 25	< 0	Très chaud

Tableau 1 : Classes de confort/inconfort déterminables par le THI et K.

Les résultats

1- Classification mensuelle

Mois	Valeur THI	Catégorie	Valeur K	Catégories
Mars	59,2	C	494,7	C
Avril	62,9	P	433,8	C
Mai	68,3	P	327,5	- P
Juin	73,1	- P	250,3	* P
Juillet	76,9	* H	182,7	P
Août	77,7	* H	166,1	P
Septembre	76,5	* H	187,4	P
Octobre	72	- P	272,6	* P
Novembre	64,6	P	373,7	- P
Décembre	57,9	C	515	* C
Janvier	56	C	537,7	* C
Février	56,6	C	537,2	* C

Tableau 2, Valeurs mensuelles du THI et K à Sabrata

Avril, mai et novembre représentent les mois les plus confortables de l'année à Sabrata (tableau 2). Le THI y varie entre 62 et 68. Ils correspondent à la classe P. Juin et octobre sont relativement moins confortables (P-) avec un THI de 73.1 et 72 respectivement. Les autres mois de l'année sont répulsifs parce qu'ils sont très chauds (H*) : juillet août et septembre, ou bien froids : décembre, janvier, février et mars (C).

Mois	Valeur THI	Catégorie	Valeur K	Catégories
Mars	59,3	C	465,5	C
Avril	63,4	P	389,7	- P
Mai	68,5	P	302,1	- P
Juin	73,7	H	212,9	* P
Juillet	76,7	* H	161,6	P
Août	77,9	* H	143,2	P
Septembre	76,8	* H	161,6	P
Octobre	72	- P	222,1	* P
Novembre	64,1	P	346,8	- P
Décembre	57,7	C	458,1	C
Janvier	56,2	C	487,5	C
Février	56,4	C	498,3	C

Tableau 3, THI et K à Lebda

A l'image de Sabrata, avril, mai et novembre représentent les mois les plus confortables de l'année à Lebda (tableau 3). Le THI y varie entre 63.4 et 64.1. Ils correspondent à la classe (P). Octobre est assez confortable avec un THI de 72, classé (P-). Les mois de juin, juillet, août et septembre sont chauds (H et H*). Les mois de décembre, janvier, février et mars sont froids (C) et répulsifs, comme à Sabrata.

Les résultats d'une classification basée sur un indice unique tel le THI sont généralement contestés. La température et l'humidité de l'air ne représentent pas les paramètres uniques déterminants du confort bioclimatique. Le vent est capable de modifier dans de larges mesures les sensations éprouvées vis-à-vis des températures et/ou de l'humidité de l'air. Le pouvoir rafraîchissant du vent (K) est introduit pour améliorer l'analyse.

2- Apport de l'Indice du pouvoir rafraîchissant du vent K

Les valeurs de K de la station de Sabrata (tableau 2), à l'opposé du THI, permettent de classer les mois de juillet août et septembre dans la catégorie la plus confortable : (P). Juin et octobre (P*), mai et novembre (P-) sont légèrement moins confortables. Les autres mois de l'année sont froids (C) : mars et avril ou très froids (C*) : décembre, janvier et février. Presque le même schéma (tableau 3) se reproduit à Lebda.

Les valeurs du THI et de K montrent une grande similitude entre Sabarata et Lebda. Les deux stations se localisent sur le littoral méditerranéen dans le NW de la Libye. L'effet rafraîchissant du vent (K) tend à atténuer la sensation de forte chaleur révélée par le THI au cours de la saison chaude. Les mois relatifs à cette période ont tendance à glisser de la catégorie (H) du THI vers la catégorie (P) de K. En hiver par contre, c'est l'inverse qui se produit. L'effet rafraîchissant du vent tend à accentuer la sensation de froid déjà révélée par le THI.

3- Synthèse des résultats du THI et de K

La combinaison des résultats des deux indices permet d'obtenir une synthèse de quatre catégories de confort: A : très confortable, B : confortable tiède, C : confortable frais et D : non confortable ou répulsif.

Au printemps et en automne la classe A est déterminée par la présence de P ou de l'une de ses variantes * P ou - P au cours des trois mois de la saison. La classe B est déterminée par la présence de P ou de l'une de ses variantes au cours de deux mois de la saison. La classe C est

déterminée par la présence de P ou l'une de ses variantes au cours d'un seul mois de la saison. La classe D est déterminée par l'absence de P ou ses variantes au cours de toute la saison.

En été la classe A est déterminée par la présence de P ou de l'une de ses variantes pendant un mois au moins. La classe B se manifeste quand un mois porte le caractère H. La classe C se manifeste quand le caractère * H apparaît dans un mois ou deux. Enfin, la classe D est déterminée si un seul mois porte le caractère - H.

En hiver la classe A est déterminée si le caractère P caractérise un mois au moins. La classe B est déterminée par un seul caractère de type C. La classe C est déterminée si le caractère * H caractérise un mois ou deux et la Classe D est déterminée par au moins un caractère - C.

Saisons	Mois	HTI	K	Classes de confort
Printemps	Mars	C	C	B
	Avril	P	C	
	Mai	P	- P	
Eté	Juin	- P	* P	A
	Juillet	* H	P	
	Août	* H	P	
Automne	Septembre	* H	P	A
	Octobre	- P	* P	
	Novembre	P	- P	
Hiver	Décembre	C	* C	C
	Janvier	C	* C	
	Février	C	* C	

Tableau 4, Synthèse des résultats du THI et de K à Sabrata

Saisons	Mois	HTI	K	Classes de confort
Printemps	Mars	C	C	B
	Avril	P	- P	
	Mai	P	- P	
Eté	Juin	H	* P	A
	Juillet	* H	P	
	Août	* H	P	
Automne	Septembre	* H	P	A
	Octobre	- P	* P	
	Novembre	P	- P	
Hiver	Décembre	C	C	B
	Janvier	C	C	
	Février	C	C	

Tableau 5 : Synthèse des résultats du THI et de K à Lebda

Les classes de confort déterminées à partir des valeurs du THI et de K conjointement montrent une très grande similitude des deux stations à l'échelle saisonnière (tableaux 3 et 4, dernières colonnes). L'été et l'automne représentent les meilleures conditions bioclimatiques pour des activités touristiques de plein air (classe A). Le printemps se classe en deuxième position (classe B). L'hiver s'avère la saison la moins confortable, cependant à des degrés différents entre les deux stations, classée C pour Sabrata et B pour Lebda.

Conclusion :

La Libye bénéficie d'un grand potentiel climato touristique facilement mobilisable pour promouvoir une activité des plus rémunératrices dans l'économie mondiale moderne. Les éléments de ce potentiel sont très diversifiés : une très longue façade maritime sur la Méditerranée orientale, la proximité des pays européens et du moyen orient, un patrimoine archéologique et culturel des plus riches dans le monde et des paysages naturels très diversifiés.

La Libye est connue pour être un pays essentiellement désertique. Ce caractère, à priori très répulsif sur le plan climatique, doit être nuancé. La présente a montré que certaines périodes de l'année sont favorables à des activités touristiques de plein air.

Bibliographie :

المصادر

- 1 - إدارة البحوث الأثرية ، قورينيا وابولينيا ، دليل تاريخي ووصف عام لآثار المدينتين ، طرابلس ، الطبعة الثانية ، 1970 ، ص 197 .
- 2 - علي موسى ، الوجيز في المناخ التطبيقي ، دمشق ، دار الفكر ، 1982 ، ص 92-93 .
- 3 - عادل سعيد الراوي ، قصي عبد المجيد السامرائي ، المناخ التطبيقي ، جامعة بغداد ، 1990 ، ص 158 - 174 .
- 4- Services météorologiques de Libye, Données climatologiques des stations de Lebda (1990-2003) et de Sabarata (1992-2003).
- 5- K. Smith, 1975, Principles of Applied Climatology, Mac Graw-hill Company, London, pp : 164 -168 .
- 6- Oliver John, 1981, Climatology : Selected Application, John Wily & Sons, New york, 187 p.
- 7 - [http// www . Lib . utexas.edu / maps / Africa / Libya](http://www.Lib.utexas.edu/maps/Africa/Libya)

L'INFLUENCE DES CONDITIONS CLIMATIQUES SUR LA FORMATION DES RESSOURCES D'EAU DES SUBCARPATES DE IALOMIȚA - ROUMANIE

OVIDIU MURĂRESCU, GICA PEHOIU, TEODOR SIMION, PETRE BREȚCAN, GEORGE MURĂTOREANU, EDUARD SAMOILĂ

Rue Lt. Stancu Ion, no. 34-36A, Târgoviște, Département de Dâmbovița, Roumanie
Tel.: +40-727-343646. E-mail: ovidiu_murarescu@yahoo.com.

Résumé : L'espace analysé (432 km²) s'étend entre les rivières Dâmbovița et Prahova, dans les Subcarpates de Courbure. Ce secteur se trouve au sud de la Roumanie, dans une zone qui a un climat tempéré-continental modéré à influences de transition. A cause de ces particularités le régime climatique représente la cause essentielle de la variabilité des ressources d'eau.

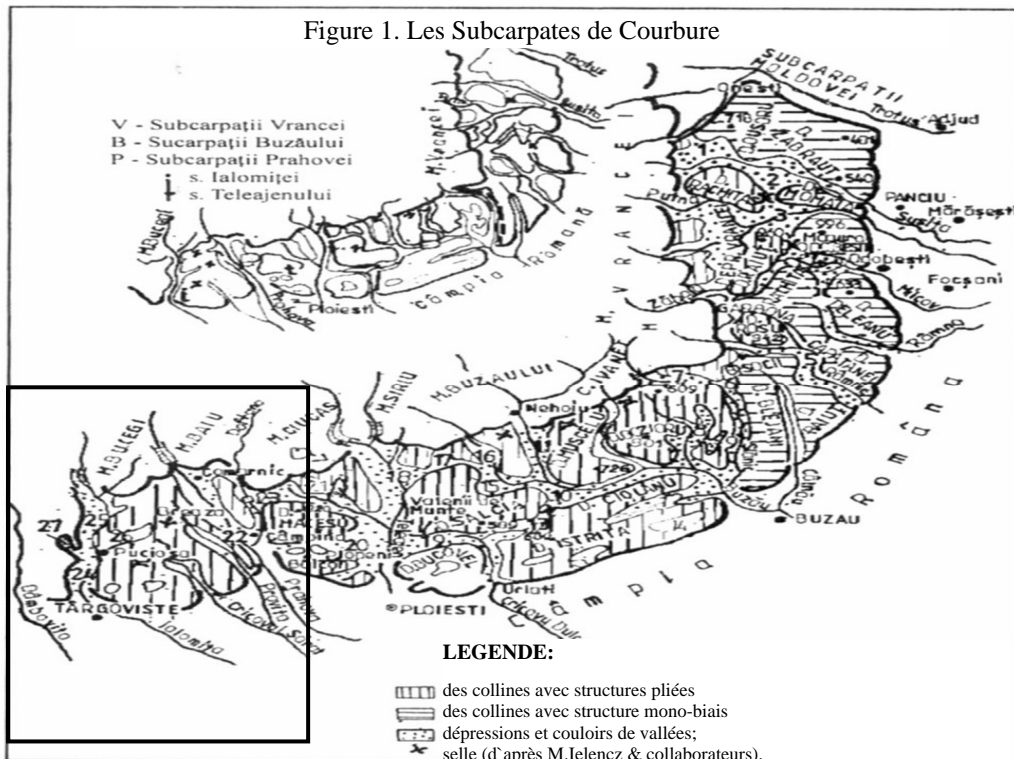
Mots clés: conditions climatiques, ressources d'eau, variabilité, évolution spatio-temporelle.

Abstract : The area under study (432 square km.) lays between Dambovita Valley and Prahova Valley, as a part of the Curvature Sub-Carpathians. This sector is situated in the south of Romania, in an area with a moderate temperate continental climate with transition influences. Due to its features, the climatic regime is the main cause of the variability of the water resources.

Key words : climatic conditions, water resources, variability, spatiotemporal evolution

1. Introduction

Les conditions climatiques ont un rôle déterminant dans la genèse et les variations quantitatives et spatio-temporelles des ressources d'eau, et, par conséquent, le climat de cette zone géographique s'individualise à travers une série de particularités qui mettent leur empreinte sur la formation et le déroulement des phénomènes hydrologiques. L'interaction des facteurs radiatifs et dynamiques avec la surface sous-jacente donne naissance à des types et sous-types de climat qui constituent la raison principale du caractère variable des ressources d'eau et, implicitement, des phénomènes hydrologiques.



Les Subcarpathes de Ialomița font partie des Subcarpathes externes de la Roumanie et appartiennent aux Subcarpathes de Courbure, s'étendant entre les vallées des rivières Dâmbovița et Prahova. Ils apparaissent comme une succession de lignes anticlinales orientées est-ouest, qui correspondent à des cimes et à des aires dépressionnaires étroites, ayant le même type d'orientation. La limite nordique est marquée par la courbe de niveau de 800 m, tandis que la limite du sud, située au contact avec la Plaine haute de Târgoviște, est donnée par la courbe de niveau de 300 m (Figure 1).

1. Données et méthodes

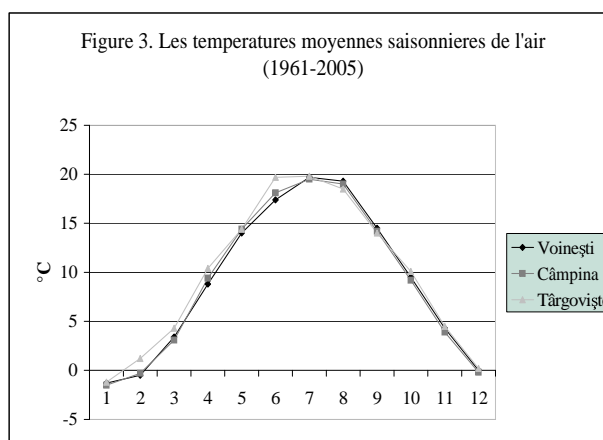
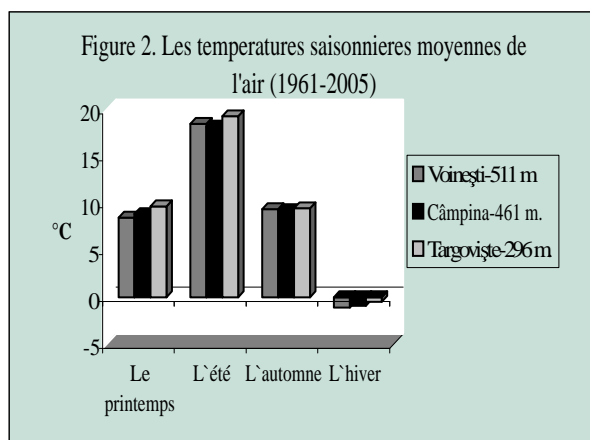
Pour l'analyse climatologique nous avons transformé et interprété les séries de données statistiques des stations météorologiques de Voinești, de Câmpina et de Târgoviște qui ont centralisé des valeurs statistico-mathématiques provenant de 24 stations pluviométriques et 12 stations hydrométriques, pour la période d'observations 1961-2005, et des données des Atlas climatologiques. En même temps, nous avons utilisé les lois de répartition altitudinale et latitudinale des différents paramètres météorologiques permettant de mettre en évidence les particularités principales d'ordre climatique qui influent sur la formation des ressources d'eau de surface et souterraines. On a analysé les moyennes des séries de temps pour les températures et les précipitations pour pouvoir vérifier l'homogénéité et pour pouvoir découvrir une série de particularités hydrologiques du régime de l'écoulement et aussi des ressources d'eau.

2. Résultats

La position géographique, la circulation générale des masses de l'air et la répartition spatiale du relief permettent de comprendre les particularités climatiques qui influencent le régime de températures et de précipitations, et en même temps le régime de l'écoulement liquide et aussi celui des ressources d'eau.

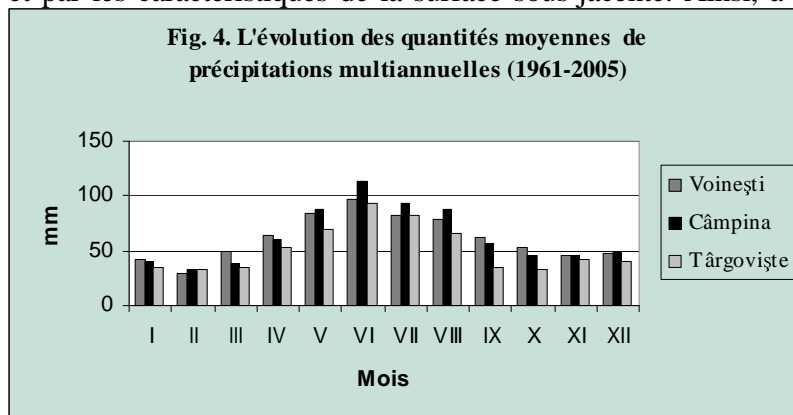
Le régime climatique a un caractère tempéré-continentale, avec des modifications régionales déterminées par le développement du relief et par l'interférence des masses d'air du nord-ouest, de l'est et du sud. La présence des massifs alpins du nord favorise la formation du phénomène de foehn. En même temps, l'ouverture large des vallées vers la plaine facilite l'entrée de l'air chaud du sud.

Ces conditions ont conduit à la réalisation d'un régime thermique modéré, avec des températures moyennes annuelles de 7 - 8°C aux pieds des montagnes et de 10 - 11°C au contact avec la plaine ; des températures de -3°C et -2°C en Janvier et de 17 - 20 °C en Juillet. Chaque année il y a 20 ou 30 jours à caractéristiques de climat tropical générés par les masses d'air chaud du sud, et 25-35 jours à gel pendant la saison froide (Figures 2 et 3).



Dans les couloirs des vallées se réalise une corrélation entre la hausse quantitative des précipitations et l'altitude. Ainsi, au contact avec la zone alpine (N) annuellement il y a 750-800

mm de précipitations, et au contact avec la plaine (S), il y a 620-650 mm. La variabilité des précipitations pendant l'année est influencée par les systèmes barriques qui agissent dans la région et par les caractéristiques de la surface sous-jacente. Ainsi, à Voinești et à Câmpina, le régime

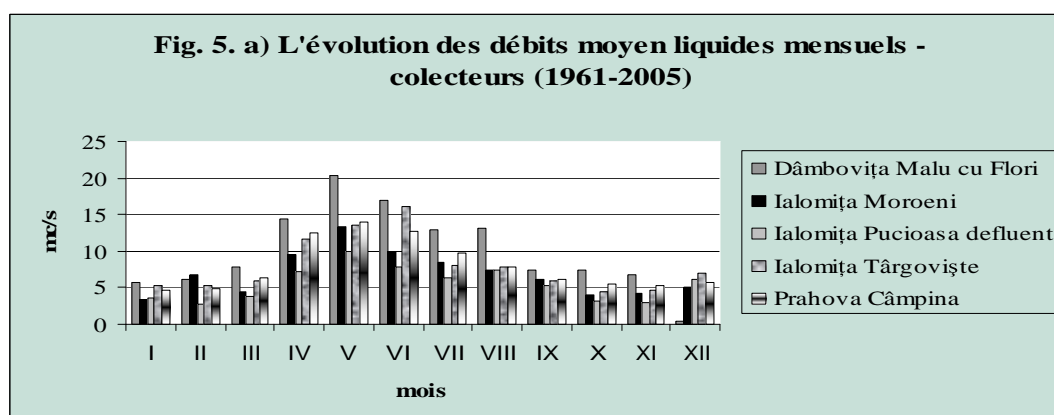


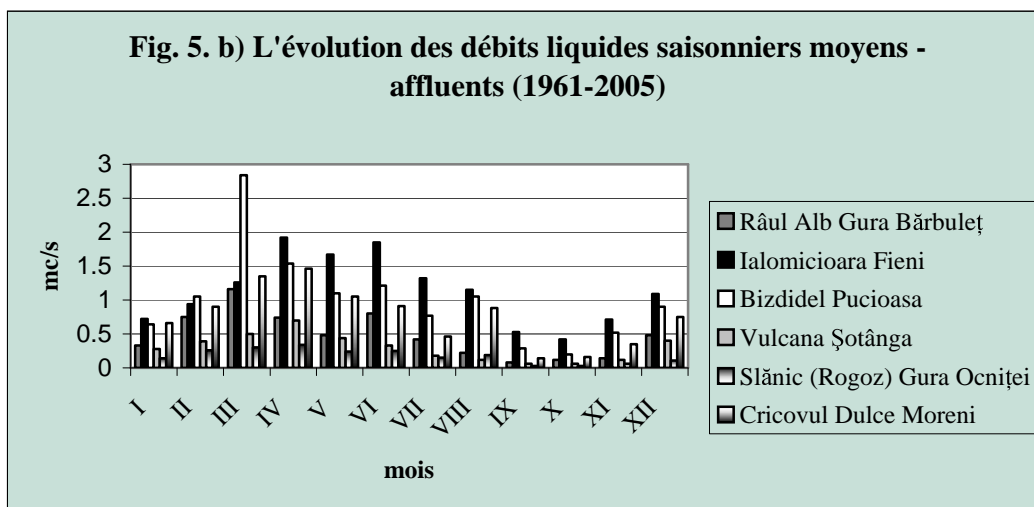
annuel des précipitations se caractérise par deux minimums (février-mars: 30,0 mm et octobre 45,2 mm) et un maximum en juin (96-113 mm). Dans la zone de contact avec la plaine on enregistre un maximum en juin (94,0 mm) et deux minimums (février - 33,5 mm et octobre - 30,5 mm) à Târgoviște (Figure 4).

La répartition quantitative saisonnière des précipitations moyennes présente des différences. Environ 2/3 se réalisent dans la période chaude de l'année (avril-septembre), le reste pendant la période froide (octobre-mars). Cette caractéristique du régime pluviométrique se reflète dans le régime d'écoulement des rivières et dans le niveau des eaux souterraines.

Les rivières allochtones collectant une grande quantité d'eau (Dâmbovița, Ialomița et Prahova) à l'entrée dans le secteur subcarpatique présentent des débits moyennes de 4,75 m³/s - la rivière de Prahova; 6,88 m³/s - la rivière de Ialomița et 9,97 m³/s - la rivière de Dâmbovița. Au contact avec la plaine, quand ces rivières quittent les Subcarpatés, le volume d'eau n'augmente pas de manière significative soit à cause du nombre réduit d'affluents, soit à cause de l'existence des aménagements hydrotechniques. Ainsi, la rivière de Dâmbovița présente un débit légèrement accru (10,54 m³/s) à cause du fait qu'elle a un seul affluent, qui est affecté (tous les 3-5 ans) par la sécheresse hydrologique. La rivière de Ialomița présente un débit moyen annuel de 7,97 m³/s, malgré son système hydrographique bien développé. Ici ont ressenti les influences des accumulations et des captations d'eau. En ce qui concerne la rivière de Prahova, son débit moyen annuel augmente jusqu'à 7,94 m³/s en aval de la confluence avec Doftana.

L'analyse du régime d'écoulement saisonnier montre que les rivières allochtones enregistrent des valeurs élevées pendant la période avril-juillet et des valeurs minimales en janvier-février. Pour les rivières allochtones, les plus grandes valeurs sont enregistrées pendant les périodes mars-avril et août-septembre, et les valeurs minimales dans l'intervalle septembre-octobre (Figure 5.a et b).





La répartition saisonnière est déterminée par la manière de laquelle contribuent, pendant l'année, les sources d'alimentation et les influences climatiques.

Les rivières collectrices font circuler les volumes de l'eau les plus grands au printemps (35-45% du volume annuel) et en été (30-35%), ensuite le volume baisse en automne (16-18%), et enregistre en hiver les quantités d'eau les plus basses (10-16%) (Fig. no 4.a et b). Leurs affluents transportent un grand volume d'eau au printemps et en été (Bizdidel - 70,27%, Slănic - 69,9%); au printemps et en hiver (Râul Alb - 68,87%, Vulcana - 75,71%, Cricovul Dulce - 68,03%). L'automne est la saison pendant laquelle les rivières ont les volumes d'eau les plus basses (3-8%).

3. Conclusions

Les ressources d'eau de l'espace géographique analysé sont constituées de ressources de surface qui sont représentées par les artères hydrographiques, la plupart allochtones, tandis que celles autochtones ont, en général, des débits réduits ($< 1 \text{ m}^3/\text{s}$) et sont constituées par les affluents des trois grandes rivières allochtones. A celles-ci s'ajoutent les ressources d'eau souterraine, généralement réduites et influencées par les conditions climatiques et aussi par la structure géologique spécifique de la zone subcarpathique.

Le régime d'alimentation est mixte pour le cours supérieur (ce qui assure un maximum pour les valeurs des débits pendant la période avril-juin et un minimum en septembre-octobre) et aussi pour cours moyen. L'importance de cette artère hydrographique consiste dans les possibilités qu'elle offre en tant que source d'alimentation avec eau (un volume de $350.000.000 \text{ m}^3/\text{an}$ à l'entrée dans la plaine).

Les eaux souterraines de la zone étudiée peuvent être estimées quantitativement à environ 280 millions m^3/an . La somme des deux sources (de surface et souterraines), atteint le chiffre de 1.104 milliards m^3/an (dont 824 millions m^3 pour les ressources de surface).

En fonction de la variabilité des paramètres climatiques, on constate que les ressources d'eau présentent de légères variations spatio-temporelles. La hausse de la demande d'eau au niveau des localités circonscrites à cette zone fait certaines des ressources d'eau soient en baisse du point de vue de leur potentiel, ce qui situe le degré de satisfaction de la demande entre 50-75%.

Bibliographie

- * * *, 1961-2005: *Données climatiques et hydrologiques obtenues aux stations météorologiques de Sinaia, de Predeal, de Vârful Omu, de Voinești, de Târgoviște, de Pitești et de Curtea de Argeș.*
- BOGDAN OCTAVIA, NICULESCU ELENA, 1999 : *Riscurile climatice din România*, Editions SEGA International, Bucarest, 280 p.
- IELENICZ M., PĂTRU ILEANA, GHINCEA MIOARA, 2003 : *Subcarpații României*, Editions Universitară, Bucarest, 263 p.
- MURĂRESCU O.M., 2001 : *L'écoulement liquide saisonnier sur les rivières de Dâmbovița et Ialomița dans le secteur Carpatique et Subcarpatique - Roumanie*, in "Annales Geogr. Series", Tome 2, Université « Valahia », Târgoviște, p. 246-250.
- MURĂRESCU O.M., 2003 : *Resursele de apă din spațiul carpatic și subcarpatic dintre Dâmbovița și Prahova și valorificarea lor*, Editions Transversal, Târgoviște, 212 p.
- MURĂRESCU O.M., PEHOIU GICA, 2006 : *The Relation between Water Resources and Water Demand in the Settlements from Ialomița Valley in the Subcarpathian Area (Moroieni - Târgoviște)*, dans le Third Congress AOS, "Water - a Miracle", Editions Europa Nova, Bucarest, p. 206-214.
- PEHOIU GICA, MUICĂ CRISTINA, SENCOVICI MIHAELA, 2006 : *Geografia mediului cu elemente de ecologie*, Editions Transversal, Târgoviște, 181 p.

L'INFLUENCE CLIMATIQUE DE LA MER NOIRE SUR LE REGIME DE LA TEMPERATURE DE L'AIR DANS LES STATIONS BALNEOCLIMATIQUES DU LITTORAL ROUMAIN

GHEORGHE NEAMU

Université d'Oradea, Département de Géographie, Roumanie
gneamu@yahoo.com

Résumé : *L'influence climatique de la Mer Noire se fait sentir dans le régime de la température de l'air sur une distance de 25 à 30 kilomètres en arrière du littoral roumain. Cette influence est mise en évidence par la comparaison des températures moyennes enregistrées sur le littoral (11,5°C à Mangalia, 11,2°C à Sulina) et dans la Plaine Roumaine (10,5°C à Bucarest, 10,2°C à Slobozia). De même, les amplitudes thermiques annuelles sur le littoral sont de 2,5 à 3°C plus basses que celles de la Dobroudja centrale ou de la Plaine Roumaine.*

Mots-clés : littoral roumain, amplitude thermique, variation thermique.

Abstract: *The climatic influence of the Black Sea on the air temperature regime on the Romanian seacoast is felt over a distance of 25-30 km from the shore. This is obvious when compared to the average temperature recorded at the seacoast (Mangalia 11.5°C, Sulina 11.2°C) and in the Romanian Plain (Bucharest 10.5°C, Slobozia 10.2°C). In the same way, the yearly temperature ranges on the seacoast are lower with 2.5 to 3.0°C than those in the Central Dobrogea or the Romanian Plain.*

Key Words: Romanian seacoast, temperature range, temperature variation.

Introduction

Le littoral roumain de la Mer Noire s'étend dans la direction Nord-Sud, sur une distance de 244 kilomètres, entre l'embouchure du bras Chilia dans la mer et la localité de Vama Veche, à la frontière bulgare. Géographiquement, ce littoral se divise en deux secteurs :

- au nord, entre le bras Musura du delta secondaire du Chilia et le cap Midia (l'une des rares proéminences qui interrompent l'uniformité rectiligne du littoral roumain), le delta fluviomaritime (jusqu'à l'alignement des sables Letea et Caraorman) et le complexe lagunaire-lacustre Razim-Sinoe déterminent un paysage de lagunes ; par conséquent, la côte est basse et peu humanisée ;

- au sud, le relief est pris par une côte à falaise, la partie abrupte de cette falaise étant sculptée dans des calcaires sarmatiens et dans une épaisse couverture de loess ; la plage est petite, mais à l'abri de la falaise elle se trouve protégée aussi bien contre les vents froids de l'hiver que contre les vents chauds de l'été, qui viennent de la Dobroudja ; ce littoral méridional est fortement humanisé : c'est ici qu'il y a le plus grand port de la Roumanie sur la Mer Noire, la ville de Constanța, avec plus de 350 000 habitants, et une chaîne de stations balneoclimatiques (Mamaia, Eforie, Olimp, Neptun, Mangalia-Sud, Vama Veche...), qui peuvent accueillir plus de deux millions de touristes pendant la saison chaude.

Résultats

Sur le littoral roumain, cinq stations météorologiques (Sulina, Sfântu Gheorghe, Jurilovca, Constanța et Mangalia) sont actuellement en fonctionnement. Deux d'entre elles fournissent des données depuis plus d'un siècle (Sulina depuis 1873, Constanța depuis 1886).

Le régime thermique y présente des similitudes avec celui des côtes méditerranéennes, ce qui infirme les paroles du poète Ovide qui, durant son exil au Pont Euxin, parlait d'un « climat dur et froid ». Encore est-ce exact qu'à présent, tout comme il y a deux mille ans, les hivers y sont plus froids, le vent y est plus fort et il y a moins de jours ensoleillés qu'à Rome, d'où venait Ovide.

La température moyenne annuelle oscille entre 11,5°C à Mangalia, au sud, et 11,1°C à Sulina, au nord. Sur le plateau de la Dobroudja, dans l'arrière-pays, la température s'abaisse à

10,5°C dans le sud et à 9,2°C dans le nord.

En hiver (janvier), les températures moyennes sont négatives dans la Dobroudja, à l'exception de la bande littorale au sud d'Eforie, où les chiffres s'élèvent à quelques dixièmes de degré au-dessus de zéro (0,5°C à Mangalia). Au nord d'Eforie, l'isotherme 0°C est parallèle au rivage jusqu'à la zone du delta, mais elle se situe au-dessus des eaux de la Mer Noire et du complexe lacustre Razim-Sinoe. Dans la moitié orientale de la Dobroudja et dans le delta du Danube, les températures moyennes de janvier descendent à -2°C.

Au printemps (avril), le substrat continental s'échauffe plus vite durant la journée que le substrat maritime. De ce fait, la mer devient plus froide que la terre, ce qui fait que la température moyenne la plus basse est enregistrée à l'extrémité sud du littoral, à Mangalia (9°C). Vers l'ouest, les températures du littoral augmentent, le gradient thermique étant opposé à celui de janvier.

En été (juillet), l'influence de l'air maritime se fait sentir sur une distance de 20 à 25 km, à l'intérieur de la Dobroudja. C'est ainsi que sur la bande littorale, à Constanța (22,1°C), les moyennes de juillet sont de 1°C plus basses que celles enregistrées dans la Dobroudja centrale, et de 0,5°C plus basses que celles enregistrées à Murfatlar, station viticole située à 20 kilomètres du littoral de la Mer Noire (21,5°C en juillet).

En automne (octobre), les moyennes les plus élevées (supérieures à 13°C) sont enregistrées à Mangalia et à Constanța, sur le littoral de la Mer Noire, tandis qu'elles diminuent graduellement vers l'ouest, pour tomber à 12°C à Medgidia et sur le nord du plateau de la Dobroudja, voire à 11°C dans la petite dépression de Nalbant.

En ce qui concerne les moyennes mensuelles des températures maximales journalières, elles sont plus élevées sur le plateau de la Dobroudja pour l'ensemble des mois du printemps, de l'été et de l'automne. Pour l'hiver, les valeurs sont supérieures sur le littoral et dans le delta du Danube.

En janvier, la moyenne des maxima s'élève à 3°C sur le littoral de la Mer Noire, alors qu'elle n'est que de 1°C vers l'intérieur de la Dobroudja, à Medgidia, et qu'elle s'approche de 0°C dans la partie haute du nord de la Dobroudja (les Montagnes Măcin).

En juillet, sous l'influence de l'air maritime plus froid que l'air continental, la moyenne des maxima journaliers n'atteint pas 27°C à Constanța et Mangalia. Mais elle est de 3 à 4°C plus élevée sur le plateau Casimcea et sur le plateau Negru Vodă, à 30, 40 ou 50 kilomètres du littoral.

La moyenne des températures est donc plus élevée pour tous les mois de l'année, au-dessus du littoral, du delta et du complexe lagunaire Razim-Sinoe, par rapport aux plateaux centraux de la Dobroudja, parce que la surface active se refroidit beaucoup plus vite que les surfaces environnantes.

En janvier, la moyenne des températures minimale est de l'ordre de -4°C sur le littoral et de -6°C dans la partie centrale de la Dobroudja. En contrepartie, en juillet, elle s'élève à 17 ou 18°C (18°C dans le delta du Danube, à Sulina et à Constanța). Cette situation se maintient en automne (octobre), avec des minima moyens journaliers de 4°C plus élevés à Mangalia qu'à l'intérieur de la Dobroudja (Mangalia 9,1°C, Corugea 5,0°C).

Les amplitudes diurnes les plus faibles sont enregistrées en décembre et les plus fortes en août.

Les températures maximales absolues sur le littoral sont de 6 à 8°C plus basses que celles de la Plaine Roumaine (36,1°C à Mangalia, 44,5°C à Ion Sion).

A l'inverse, les températures minimales absolues sont plus élevées sur le littoral (-25°C à Mangalia, -33°C à Murfatlar). Alors que dans le reste du pays les minima absolus sont enregistrés en janvier, ils sont déportés sur le mois de février en milieu littoral.

En ce qui concerne la variation séculaire des déviations moyennes annuelles glissantes, durant 10 ans, pour les deux séries séculaires (concernant les observations effectuées), on constate, par rapport à la moyenne de la période 1891-1990, des refroidissements prolongés qui se sont produits dans les décennies 1901-1910 et 1941-1950, compensés par des fortes augmentations dans les décennies 1891-1900, 1911-1920, 1921-1930 et à Constanța par une augmentation non spectaculaire, mais permanente, à partir de 1951 jusqu'à présent. L'écart à la moyenne le plus important a eu lieu en 1942. A cause d'un hiver extrêmement froid (la Mer Noire a gelé sur le littoral sur une distance de 10-15 km), la température moyenne annuelle a diminué de 2°C, enregistrant seulement 9,3°C à Constanța (moyenne propre aux plus hautes collines des Subcarpates).

Conclusion

Entre l'atmosphère au-dessus de la mer et l'atmosphère au-dessus de la terre se produit une interaction permanente, dont l'influence climatique est la modération du climat des régions côtières de la Mer Noire.

L'influence de la Mer Noire est ressentie sur une bande d'environ 25 kilomètres de large. L'action directe de l'air maritime sur le régime thermique de l'air de la zone du littoral est mise en évidence par la réduction des amplitudes annuelles et diurnes de la température de l'air. Les amplitudes moyennes diurnes à Constanța ne dépassent pas 3°C en janvier, et 6-7°C en juillet, tandis que dans la zone centrale de Dobroudja elles atteignent 5°C en janvier et 12°C en juillet.

Les différences thermiques entre les masses d'air au-dessus de la mer déterminent des gradients de pression horizontaux qui ont comme résultat le développement de la circulation locale de l'air entre la mer et la terre, connue sous le nom de brises. Pendant la saison chaude pendant le jour le gradient de pression est orienté de la Mer Noire vers la terre, ce qui produit la brise marine et la nuit il est orienté en sens inverse, ce qui produit la brise de terre.

Le régime thermique sur le littoral roumain, qui bénéficie de l'influence climatique de la Mer Noire, est caractérisé par les moyennes annuelles les plus élevées de Roumanie (11,5°C à Mangalia), par des hivers plus doux, avec des valeurs moyennes positives, au Sud de Constanța, avec des températures modérées en été sous l'influence des brises de mer « de jour ». L'influence modératrice de la mer est peu ressentie vers l'intérieur de la Dobroudja.

Bibliographie

BOGDAN O., NEAMU G., NICULESCU E., 1993 : Climatic oscillations in the Romanian Black Sea littoral area. *Zeszyt naukowe Uniwersytetu Jagiellonskiego. Prace Geograficzne*, **1119**, 193-201.

NEAMU G., 1990 : Le rôle de la surface active dans la modification de l'influence de la Mer Noire sur le littoral du delta du Danube, *Conference Papers. Institute of Geography and Spatial Organization, Polish Academy of Sciences*, **4**, 54-57.

NEAMU G., TEODOREANU E., 1972 : Clima Dobrogei. Influența sa asupra economiei. *Stud. si cercet. de Geogr. a Dobrogei, Volum omagial la 25 de ani de la moartea lui Constantin Bătescu*, Constanța, 113-125.

STOENESCU S.M., DINCĂ I., VINOGRADOV M., 1967 : Particularități ale regimului temperaturii și umezelii aerului din zona litoralului românesc al Mării Negre, *Culegere de lucrări ale Inst. Meteorologic pe anul 1965*, 217-241.

ȚAȘTEA D., 1965 : Câteva considerații privind influența Mării Negre asupra regimului aerului în zona de sud-est a teritoriului RPR, *Hidrotehnica, Gospodărirea apelor, Meteorologia*, **10**, 32-34.

ȚAȘTEA D., SIRBU V., RAȚ T., 1969 : Scurtă caracterizare a climei Dobrogei cu referire specială la zona de litoral, *Culegere de lucrări ale Inst. Meteorologic pe anul 1967*, 249-291.

IMPACT DE LA PEJORATION CLIMATIQUE SUR LA RIVIERE PIPI A OUADDA, HAUT BASSIN GRESEUX DE LA KOTTO EN REPUBLIQUE CENTRAFRICAINE

CYRIAQUE-RUFIN NGUIMALET⁽¹⁾,
SYLVAIN NDJENDOLE⁽¹⁾ et DIDIER ORANGE⁽²⁾

(1) Laboratoire de Climatologie, de Cartographie et d'Etudes Géographiques (LACCEG), Département de Géographie, Faculté des Lettres et Sciences Humaines (Université de Bangui) – B. P. 1037, Bangui (RCA)

mel : cnguimalet@yahoo.fr, sndjendole@yahoo.fr, et

(2) IRD (Institut de Recherche pour le Développement), UR176, Département des Ressources Vivantes, 213 rue Lafayette, 75480 Paris cedex 10. mel : didier.orange@ird.fr

Résumé : Une chronique des pluies et débits dans le bassin-versant de la rivière Pipi permet de caractériser le contexte hydropluviométrique qui a influencé ce cours d'eau à Ouadda entre 1955 et 1975. L'hypothèse est que l'analyse conjointe de l'évolution interannuelle des pluies et des débits extrêmes (de crue et d'étiage) permet de comprendre le comportement de cette rivière du plateau gréseux de Mouka-Ouadda. L'étude interannuelle des pluies indique un fort changement climatique depuis 1968 se traduisant par un déficit pluviométrique annuel constant. Ce sont les débits d'étiage qui sont les plus impactés : le débit d'étiage a enregistré une réduction de 80% par an, alors que les débits de crue sont toujours aussi importants malgré la péjoration pluviométrique. Cela démontre que les écoulements journaliers n'ont pas été modifiés. Les périodes de retour, considérant les maximums et minimums observés, sont de 70 ans pour le débit de crue ($121 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) et de 10 ans pour le débit critique d'étiage ($2,34 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). La baisse du débit moyen et surtout des débits d'étiages de la rivière Pipi confirment les effets négatifs de la dégradation des pluies enregistrées dans la région malgré l'écoulement sur un plateau gréseux et soulignent un processus d'évacuation rapide des eaux de crue sans recharge des aquifères.

Mots clés : Péjoration climatique, rivière Pipi à Ouadda, Haut-bassin de la Kotto

Impact of climatic peioration on the Pipi river flow at Ouadda, upper sandstone plateau of the Kotto river in Centrafrican Republic

Abstract : Rainfall and river runoff time series of the Pipi river allow to characterize the hydropluviometric context which influenced the Pipi river in Ouadda between 1955 and 1975. The assumption is that the co-analysis of interannual evolution of rainfall with the extreme flows provide an overview on the river behaviour at the Mouka Ouadda sandstone plateau. The interannual rainfall study indicates a climate change from 1968 inducing a constant annual rainfall decrease. The minimum river flows are the most impacted: indeed the minimum flows has decreased around 80% per year, whereas the peak flows record no significant evolution. It underlines the daily runoff has not been changed. The recurrence periods considering the maxima and minima observed, are 70 years for high flows ($121 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) and 10 years referring to critical low flows ($2,34 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). The decrease of the Pipi river discharge (yearly and minimum) confirms the negative effects of rainfall decline recorded within the region in spite of the sandstone ambiance and highlights the process of rapid surface runoff of peak flows without refilling of the groundwater.

Key words: Climatic peioration, Pipi river at Ouadda, upper part of Kotto watershed

1. Introduction

La rivière Pipi est un affluent de la Kotto, lui-même affluent de l'Oubangui, dont le bassin-versant est entièrement situé sur le plateau de Mouka-Ouadda, une formation mésozoïque dans l'Est de la République Centrafricaine (Figure 1). Résultant d'un paléo-écoulement Sud-Nord, cette formation est grés-conglomératique, épaisse d'environ 500 m, la limite actuelle résulterait des processus érosifs (Malibangar, 2000). Cet hydrosystème est délimité à l'est par les bassins de la Koumou et de l'Ouandja, et à l'ouest par celui de la Boungou, tous affluents de la Kotto ; au sud, le prolongement aval de la Pipi jusqu'à la confluence avec la Kotto ; au nord, l'interfluve Tchad-Congo délimite le bassin de la Pipi avec le haut-bassin du Chari. La Pipi sourd à 920 m au Col Quijoux, non loin de l'Escarpement des Bongo dominant la Cuvette tchadienne, et se jette dans la Kotto à la cote 599 : pk 205 (Nguimalet, 1998). Elle passe à Ouadda à la cote 712, ce qui donne une altitude moyenne de 816 m pour un bassin-versant de 2.576 km^2 . Les altitudes extrêmes y sont de 1.030 m, localisée sur un affleurement gréseux au NNE du bassin et au sud des sources de la Pipi, et 712 m, dans le lit fluvial à Ouadda. Son réseau de drainage est lâche : D_d (densité de drainage) = $0,40 \text{ km} \cdot \text{km}^{-2}$. Son tracé suit des fracturations.

Le climat du bassin est de type soudanien comportant deux saisons contrastées (sèche et pluvieuse). L'alternance saisonnière influe sur le régime hydropluviométrique de la région. Il pleut 4 à 5 mois dans l'année, le reste du temps, les lames d'eau précipitées ne suffisent pas à assurer l'écoulement de la rivière. La pluviosité moyenne annuelle calculée par la méthode des polygones de Thiessen sur la période 1957-1965 sur le plateau gréseux de Mouka-Ouadda est de 1.378 mm. L'exutoire de cette étude, Ouadda, est un chef-lieu de sous-préfecture ; les affleurements gréseux y sont importants dans ce plateau de 40.000 km², d'où l'attribution de son nom au relief.

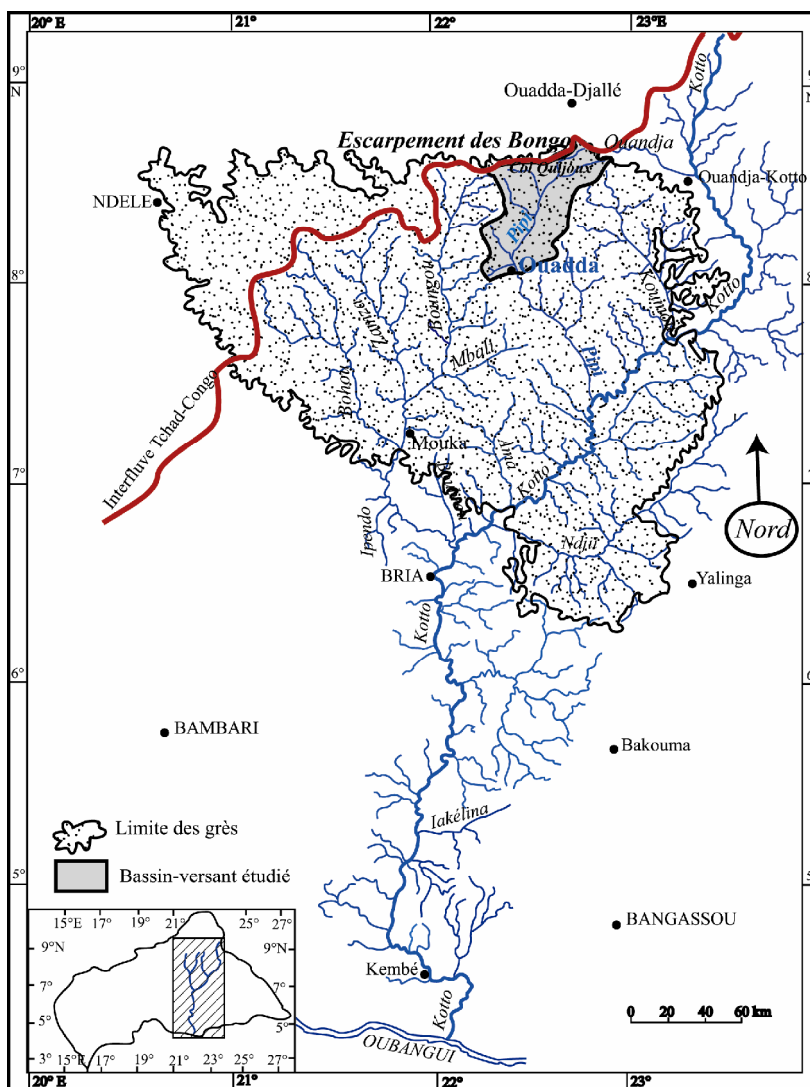


Figure 1. localisation du bassin versant de la Papi à Ouadda

2. Problématique

La réduction des ressources en eau et des écoulements fluviaux en Afrique tropicale a été discutée par nombre d'auteurs (Olivry *et al.*, 1995 ; Wesselink A. *et al.*, 1996 ; Servat *et al.*, 1998). Ces travaux ont essentiellement porté sur la sécheresse ayant caractérisé l'évolution hydroclimatique récente en Afrique centrale et occidentale (Orange D. *et al.*, 1995 ; Wesselink A. *et al.*, 1996 ; Laraque *et al.*, 1998a ; Laraque A. *et al.*, 2001 ; Ndjendolé, 2001). Cette sécheresse a été aussi constatée dans le bassin de l'Oubangui entre 1967 et 1970, révélant des ruptures dans les chroniques hydropluviométriques de nombreux cours d'eau centrafricains. Wesselink *et al.* (1996) ont montré l'existence d'une rupture des lames précipitées en 1967 pour le bassin-versant de l'Oubangui, alors que celle des débits intervient trois ans après en 1970. Ainsi, les débits de l'Oubangui à Bangui semblent beaucoup plus

influencés par le régime pluviométrique de la zone climatique soudano-guinéenne que par celui de la zone climatique guinéenne forestière plus humide et plus au Sud (Orange et *al.*, 1995). Ce constat serait lié au fait de l'étendue de la zone soudano-guinéenne à l'échelle de tout le bassin de l'Oubangui.

Par ailleurs, Laraque et al. (1998b) ont souligné que l'impact de la péjoration climatique était largement atténué sur les Plateaux Batékés du Nord Congo du fait que ces plateaux étaient gréseux, ce qui est le cas du bassin versant de la Pipi. qui traverse le plateau gréseux de Mouka-Ouadda. On y note effectivement un décalage de deux mois entre le mode de pluie et celui de l'écoulement. Le but de cette étude est de voir si la dégradation climatique récente a marqué l'écoulement de la rivière Pipi à Ouadda, bien qu'elle soit située sur un plateau gréseux. On s'appuie sur l'analyse des pluies et des débits moyens maximums et minimums journaliers mensuels et annuels. Des tests statistiques ressortiront l'impact de cette péjoration climatique sur la rivière étudiée.

3. Données et méthodes

Les données climatiques et hydrologiques (pluie et débit) n'ont pas la même source et ne couvrent pas des périodes identiques, ce qui est une difficulté pour les homogénéiser surtout qu'à l'échelle annuelle, des mois manquants de l'ordre de 4% sont notables. La base de données des services de l'ASECNA à Bangui a fourni les données de pluie en deux stations recueillies sur des périodes complémentaires : Ouadda (1951-1967) et Ouadda-Djallé (1957-1980). En revanche, les données de débit de la Pipi à Ouadda ont résulté des traitements de Nguimalet et Ndjendolé (à paraître), et couvraient la période 1955-1975. Par ailleurs, la carte topographique d'Ouadda au 1:200.000^e et certaines photographies aériennes ont servi à montrer les caractères morphologiques du bassin-versant de la Pipi et à préciser le contexte géographique du bassin. Sur la base de cette carte, la superficie du bassin et les polygones de *Thiessen*, définis pour l'estimation du volume de pluie surfacique, sont numériquement calculés.

Pour rendre exploitables les données hydrologiques, les valeurs sont estimées pour les mois manquants par la méthode des moyennes encadrantes ; les lacunes atteignent 12,5%. Celles-ci ont été par la suite disposées selon l'année hydrologique (avril à mars). Les totaux pluviométriques annuels enregistrés à Ouadda et à Ouadda-Djallé ont été utilisés pour préciser la baisse de l'écoulement, et la pluviosité moyenne annuelle sur le bassin.

L'approche des événements (pluies, débits moyens annuels, et mensuels maximums et minimums), auxquels on a appliqué une série d'analyses statistiques (fréquences, indice d'irrégularité R, amplitude relative de la crue), a permis de déterminer leurs périodes de retour, et aussi de caractériser les variabilités interannuelles. Le souci est de démontrer l'effet de la péjoration climatique sur la rivière dans la période 1955-1975.

4. Principaux Résultats

4.1. Evolution de la pluviosité moyenne sur le bassin

L'évolution interannuelle des pluies à Ouadda et à Ouadda-Djallé montre une baisse générale des totaux annuels sur la période 1951-1980 (Figure 2). Les pluies annuelles ont été globalement supérieures dans les années 1950, atteignant 1.722 mm en 1951-1952, puis les hauteurs ont chuté jusqu'à 580 mm en 1968-1969, année la plus sèche. Le déficit pluviométrique sur le bassin est peut-être plus accentué en raison de la position septentrionale du poste de Ouadda-Djallé (Figure 1). Néanmoins, la pluviosité moyenne annuelle est de l'ordre de 1.200 mm : elle a atteint 1.391 mm en 1957-1967, i.e. sur dix ans.

4.2. Fréquences des débits dans le bassin étudié (2.576 km²)

Le contenu des tableaux 1 et 2 présente les périodes de retour des débits extrêmes de la Papi. La loi statistique de Gumbel semble toujours la mieux adaptée. Pour les débits maximums annuels, la tranche 25-50 m³.s⁻¹ a une fréquence élevée d'occurrence avec une période de retour inférieure à 2 ans, les débits de la tranche 51-75 m³.s⁻¹ ont des temps de retour variant entre 2 et 5 ans, alors que les débits maximums au-delà de 75 m³.s⁻¹ (76 à 125 m³.s⁻¹) ont des fréquences exceptionnelles à relativement rare, avec des temps de retour de 7 à 100 ans (Tableau 1). On note que la crue exceptionnelle du 16 août 1973 a été une crue de soixante dix ans. Quant aux débits minimums (Tableau 2), la fréquence d'occurrence des étiages observés sur la période étudiée (de 1955 à 1975) a varié de 10 ans (avec le débit décennal de 2,34 m³.s⁻¹ observés le 4 avril 1974) à moins de 2 ans avec des débits minimums supérieurs à 10 m³.s⁻¹.

Temps de retour	Loi Gumbel	Loi Normale	Maximums observés
2 ans	54,1	58,1	75,26 m ³ .s ⁻¹ le 28/09/1957 80,25 m ³ .s ⁻¹ le 31/05/1966 83,32 m ³ .s ⁻¹ le 21/07/1972 85,40 m ³ .s ⁻¹ le 14/08/1962
3	63,4	67,9	
5	73,8	77,3	
7	80,3	82,4	
10	86,9	87,3	
15	94,2	92,2	
20	99,4	95,5	
50	116	105	
70	122	108	
75	123	108	
100	128	111	
200	140	117	
500	156	124	
1000	168	128	

Tableau 1 : Probabilité d'occurrence des Q moyens journaliers maximums annuels (1955-1975)

Temps de retour	Loi Weibull	Loi Lognormale	Loi Gumbel	Minimums observés
1,5 ans	9,91	9,35	10	10,79 m ³ .s ⁻¹ le 01/02/1956
2	7,83	6,75	7,66	11,36 m ³ .s ⁻¹ le 09/04/1958
3,3	5,57	4,54	5,22	11,17 m ³ .s ⁻¹ le 25/04/1962
5	4,38	3,57	3,93	14,85 m ³ .s ⁻¹ le 05/03/1965
10	2,98	2,56	2,35	13,78 m ³ .s ⁻¹ le 14/03/1968
20	2,06	1,94	1,18	3,42 m ³ .s ⁻¹ le 27/02.1969
50	1,28	1,43	0,003	2,34 m ³ .s ⁻¹ le 04/04/1974
100	0,896	1,16	-	

Tableau 2 : Probabilité d'occurrence des Q moyens journaliers minimums annuels (1955-1975)

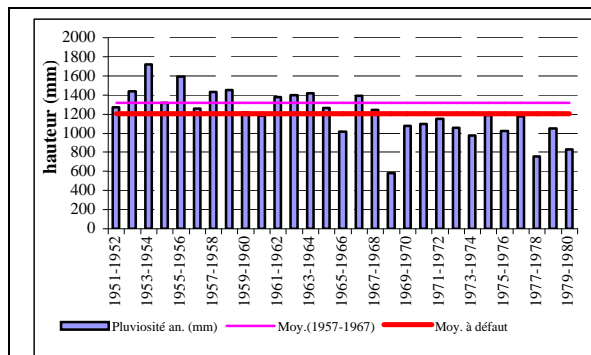


Figure 2. Pluviosité annuelle sur le bassin-versant de la Papi à Ouadda

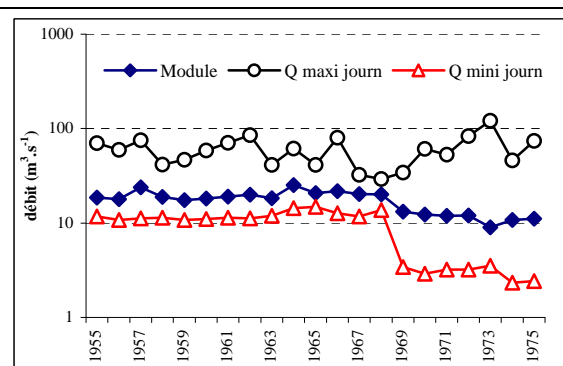


Figure 3. Modules, maximums et minimums annuels de la Papi à Ouadda (1955-1975)

4.3. Evidence de la péjoration hydropluviométrique dans le bassin

Durant la période 1955-1975, les modules annuels de la rivière Pipi ont peu variés comparativement aux débits extrêmes (Figure 3) : les débits maximums montrent une évolution en dents de scie au cours des ces vingt années d'enregistrement, par contre les débits d'étiage montrent une chute drastique en 1969, suivant l'année 1968 de pluviométrie catastrophiquement faible (Figure 2).

Les débits moyens journaliers maximums de la rivière Pipi à Ouadda sont caractérisés par une variabilité interannuelle élevée, dont le maximum, $121 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, est enregistré le 16 août 1973 et le minimum de la série, $29 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, le 24 août 1968 ; les débits spécifiques correspondants sont respectivement de $47 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$ et $11,4 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$. Le coefficient de variation de ces Q_{maxi} est faible : 0,4. On remarque également qu'en dépit de la baisse linéaire de la pluviométrie dans le temps, la puissance des crues ne semble pas affectée (Figure 3), ce qui s'expliquerait probablement par les fluctuations notables des débits moyens journaliers maximums annuels. L'amplitude relative des crues n'augmente que corrélativement à la baisse des débits d'étiage. Ce qui n'est pas le cas pour les débits d'étiage.

La variabilité interannuelle des débits d'étiage est faible dans la période « humide » 1955-1968 (10 à $15 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, soit 4 à $5,8 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$), puis les débits d'étiage s'écroulent après cette période (de 2 à $3 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, soit $0,78$ à $1,17 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$) entre 1969 et 1975. Cela ressort les effets nets de la péjoration climatique sur la dynamique de la Pipi. Une relation linéaire modules annuels-débits minimums montre un $r = 0,92$ du fait de l'existence de deux populations bien individualisées : il y a donc bien une distinction nette de comportement de la rivière Pipi entre la période humide et la période sèche d'après 1968. Par contre, les débits maximums ne montrent pas de relation significative avec l'évolution des modules annuels ($r = 0,23$), cette mauvaise relation est accentuée en plus par l'effet de la crue singulière de 1973 (Figures 4a et b).

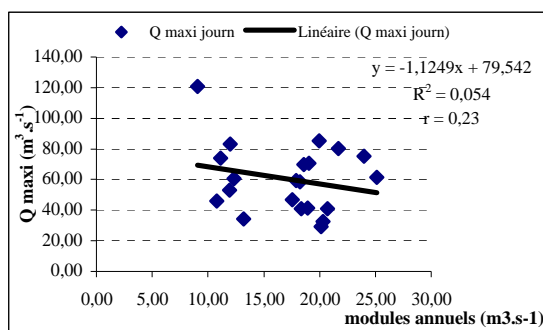


Figure 4a. Relation modules/ Q maxi annuels

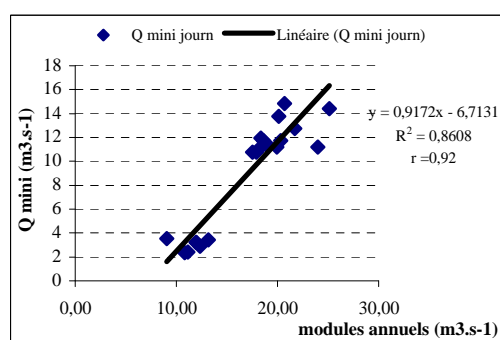


Figure 4b. Relation modules/ Q mini annuels

Les écarts entre les maximums et les minimums sont croissants depuis 1969, et indiqueraient un écoulement rapide de crue après chaque pluie, ce qui correspond aux observations de Wesselink et al. (1996) faites sur le bassin entier de la Kotto, dont la Pipi est un affluent. L'indice d'irrégularité R qui est le rapport des modules extrêmes, i.e. Q annuel maxi./ Q annuel mini, a été calculé pour apprécier l'évolution relative des débits extrêmes. L'indice d'irrégularité R montre de petites valeurs (2 à 8) entre 1955 et 1968, et de grandes (10 à 34) dans la période sèche 1969-1975 ; la moyenne varie de 5 à 22. L'indice 34 est obtenu en 1973-1974, l'année où une crue de $121 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ est recueillie à Ouadda, alors que le module annuel n'a été que de $8,62 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ (Figure 3). Ces chiffres confirment un processus d'écoulement rapide des eaux de crue sans recharge de la réserve hydrologique (Wesselink et al., 1996).

La sévérité relative des étiages de la Papi à Ouadda coïncide avec l'accentuation de la dégradation climatique notée en 1968 dans le bassin (Figure 3), en relation avec la baisse de la pluviosité. Celle-ci s'est en effet individualisée quand l'écoulement dans la Papi n'est plus abondant relativement à celui des années antérieures. Toutefois, le test de Mann Kendall appliqué aux séries des Q_{mini} décèle une tendance à la baisse dans leur évolution. Cette tendance est marquée par une rupture peu significative entre 1970 et 1971 (Figure 5), semblable à celle constatée sur le bassin de l'Oubangui (Orange et al., 1995). Ceci a été confirmé par les travaux de Olivry et al. (1993). De 1955 à 1968, les débits annuels d'étiage ont oscillé entre 11 et 15 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, soit un très faible rapport de 1,03 à 1,38 ; la moyenne des Q_{mini} dans cette période est de 12 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, alors que dans la période 1969-1975, les Q_{mini} moyens sont de 3 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, donnant un écart de 76 % de baisse de volumes d'eau écoulés entre les deux périodes. Quand on extrapole cette baisse des débits d'étiage à partir de 12 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, moyenne de la période « humide » sur le bassin, le manque d'eau écoulée atteindrait 80 % par an durant la période sèche (1969-1975).

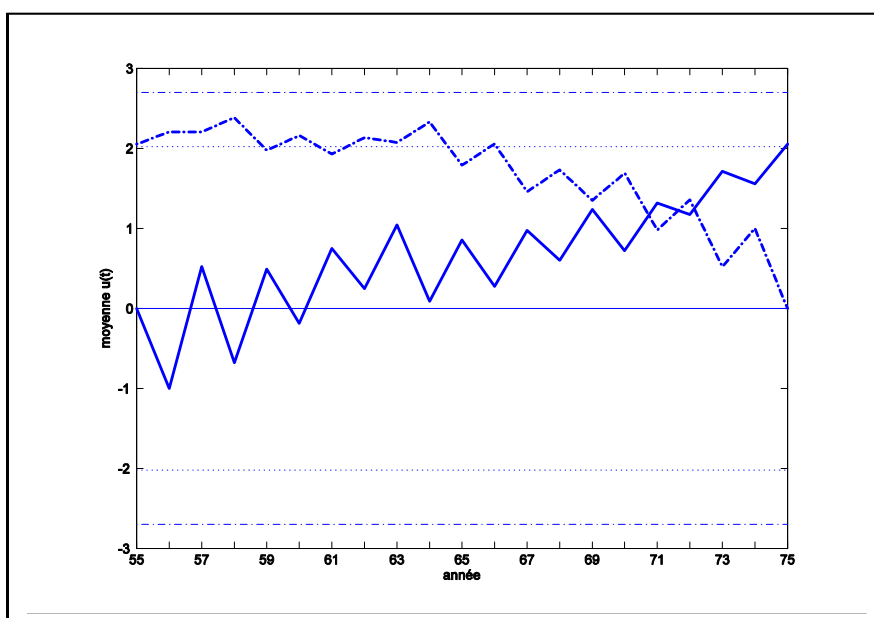


Figure 5. Test Mann Kendall appliqué aux débits mini de la rivière Papi à Ouadda : 1955-1975

3. Conclusion

La dégradation pluviométrique récente en zone tropicale n'a pas épargné le bassin de la Papi, bien qu'il soit sur un plateau gréseux. En effet, contrairement à ce qui a été observé sur les plateaux Batékés au Nord du Congo, les débits d'étiage de la Papi ont été très fortement et rapidement (en un an) diminués suite à la péjoration pluviométrique de 1968. En effet, l'évolution interannuelle enregistre une cassure statistique décalée en 1970 suite au déficit pluviométrique de 1968. Enfin, on a pu déterminer que cette baisse de la pluviosité a conduit à une baisse du régime des étiages atteignant 80 % par an à partir de 1969. Cela s'est bien sûr traduit par une baisse de l'écoulement moyen annuel. Par contre, les débits de crues n'ont pas diminué et leur comportement ne semble pas avoir été modifié. Il semble que cet écoulement abondant en crue témoigne d'un écoulement rapide de crue lié à et/ou ne permettant pas la recharge des aquifères, ce qui est confirmée par la sévérité des étiages.

Références bibliographiques

- Laraque, A., Maziezoula, B., Orange, D. and Olivry, J.C., 1998a. Origine des variations de débits du Congo à Brazzaville durant le XXIème siècle. In: Servat, E., Hugues, D., Fritsch, J.M. and Hulme, M., Editors, 1998. *Water Ressources Variability in Africa during the XXth Century* vol. 252, pp. 455–462.
- Laraque, A., Mietton, M., Olivry, J.C. and Pandi, A., 1998b. Impact of lithological and vegetal covers on flow discharge and water quality of Congolese tributaries from the Congo River. *Rev. Sci. Eau* 11, pp. 209–224.
- Laraque A., Mahé G., Orange D., Marieu B., 2001 : Spatiotemporal variations in hydrological regimes within Central Africa during the XXth century - *J. Hydrology*, 2001, 245: 1-4, 104-117.
- Malibangar A., 2000 : Dynamique sédimentaire d'un système fluvial diamantifère d'âge crétacé : la Formation de Mouka-Ouadda (Est de la République centrafricaine). - Document BRGM : substances minérales et énergétiques, 295, Orléans (France), 300 pp.
- Ndjendolé S., 2001 : Contraintes pluviométriques sur les cultures annuelles en Centrafrique : l'exemple de la culture cotonnière. - Thèse doctorat, Climatologie, Université de Bourgogne (France), Dijon, 227 pp.
- Nguimalet C.-R., 1998 : Morphodynamique d'un secteur anthropisé. Les bassins de la Pipi et de la Boungou en Haute-Kotto (République centrafricaine).- Mém. DEA, Géomorphologie, Fac. Lettres & Sci. Hum., Univ. Paris XII-Val de Marne (France), 109 pp. (non publié).
- Olivry J.C., Bricquet J.P., Mahé G., 1993 : Vers un appauvrissement durable des ressources en eau de l'Afrique humide. *IAHS Publ.*, **216**, pp. 67-78.
- Olivry J.C., Bricquet J.P., Mahé G., 1995 : Les études du PEGI sur le bassin du Congo-Zaïre dans le contexte déficitaire des ressources en eau de l'Afrique humide. In : *Grands bassins fluviaux périatlantiques : Congo, Niger, Amazone*, Olivry J.C. et Boulègue J. (eds), *ORSTOM éditions, Coll. Et Séminaires*, Paris, 3-12.
- Orange D., Féizouré C., Wesselink A., Callède J., 1995 : Variabilités hydrologiques de l'Oubangui à Bangui au cours du XX^e siècle. - In : *Proc. Actes des Journées Scientifiques FRIEND-AOC*, Cotonou (Bénin), 20 pp.
- Servat E., Paturel J.-E., Kouame B., Travaglio M., Ouedraogo M., Boyer J.-F., Lubes-Nieil H., Fritsch J.-M., Madrieu B., 1998 : Identification, caractérisation et conséquences d'une variabilité hydrologique en Afrique de l'ouest et centrale. *IAHS Publ.*, **252**, 323-337.
- Wesselink A., Orange D., Féizouré C., Randriamiarisoa, 1996 : Les régimes hydroclimatiques et hydrologiques d'un bassin-versant de type tropical humide : l'Oubangui (République centrafricaine). - In : Chevallier P. et Pouyaud B. (Eds) (1996): *L'Hydrologie Tropicale : géoscience et outil pour le développement*, *IAHS*, **238**: 179-194.

RELATIONS ENTRE LES GRANDS INDICES ATMOSPHERIQUES DE L'HEMISPHERE NORD ET LES PRECIPITATIONS DU BASSIN MEDITERRANEEN (1950-2000)

C. NORRANT

Institut de Géographie et Aménagement - EA 4019 TVES
Université des Sciences et Technologies de Lille (Lille 1)
Avenue Paul Langevin, 59625 VILLENEUVE D'ASCQ Cedex – France
Tél. +33 3 20 33 70 55 Email: caroline.norrant@univ-lille1.fr

Résumé: Nous nous proposons d'analyser les relations qui existent entre les grands indices atmosphériques de l'hémisphère nord et les précipitations régionales méditerranéennes qui montrent une tendance significative au cours de la seconde moitié du 20^{ème} siècle. Pour cela, nous avons utilisé les séries issues d'ACPR (Analyses en Composantes Principales avec Rotation) de 61 stations du Bassin méditerranéen entre 1950 et 2000. Nous avons corrélé aux grands indices atmosphériques de l'hémisphère nord celles montrant une diminution significative (Ibérie méditerranéenne en octobre, Grèce en janvier et hiver, Moyen-Orient en hiver et Ibérie atlantique en mars). La configuration Est Atlantique est un indice majeur associé aux principales séries de précipitations régionales sauf à celles de l'Ibérie atlantique en mars.

Mots-clés: Précipitations régionales; Bassin méditerranéen; Indices atmosphériques de l'hémisphère Nord; Téléconnexions

Abstract: At the 500hPa geopotential height, atmospheric circulation mechanisms, related to the annular mode, and associated with rainfall significant trends in the Mediterranean Basin at monthly and seasonal timescales has been identified. Our analysis has focused on the search for teleconnections between the Mediterranean rainfall and the hemispheric 500hPa geopotential height north to 20°N. So we simultaneously analysed the regional total rainfall and the 500hPa geopotential height from an hemispheric window during the months and seasons showing a significant rainfall decreasing: the Mediterranean Iberia during October, the Greece during January and winter, the Near East during winter and the Atlantic Iberia during March. When correlating the regional rainfall with the major hemispheric teleconnection indices (North Atlantic Oscillation, East Atlantic, East Atlantic Jet, East Atlantic / West Russia, Scandinavia, West Pacific, East Pacific, North Pacific, PNA and Arctic Oscillation). The East Atlantic pattern is a major index associated with the rainfall series excepted the Atlantic Iberia rainfall during March.

Key words: Regional rainfall; Mediterranean Basin; Northern hemisphere atmospheric indices; Téléconnexions.

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. On remarque plutôt concernant les précipitations un morcellement spatio-temporel de la région: en sous-régions sur le plan spatial, mais aussi en différents mois ou saisons sur le plan temporel. Plus précisément, cinq cas de tendances significatives des totaux de pluie ont été déterminés: il s'agit de l'Ibérie méditerranéenne en octobre, de l'Ibérie atlantique en mars, de la Grèce en janvier et hiver, et du Moyen-Orient en hiver. Toutes ces régions pendant les mois ou saisons cités présentent une diminution significative des totaux mensuels ou saisonniers de leurs précipitations (Trigo et DaCamara 2000, Dünkelloh et Jacobeit 2003, Maheras et al. 2004, Xoplaki et al. 2004, Norrant 2004, Norrant et Douguédroit 2006).

Certains auteurs ont tenté de mettre en relation les précipitations méditerranéennes et la circulation d'altitude (Dünkelloh et Jacobeit 2003, Xoplaki et al. 2000, 2004, Maheras et al. 2004, Norrant 2004). Cependant, ces études se limitaient à une fenêtre centrée sur la Méditerranée, l'Europe et l'Atlantique. Or, les variances expliquées des précipitations en utilisant une telle fenêtre de pressions d'altitude sont plutôt de l'ordre de 30-40% (Dünkelloh et Jacobeit 2003, Xoplaki et al. 2004).

Même si une part de la variance des précipitations méditerranéennes est probablement liée à des facteurs locaux, on peut alors se demander si agrandir la fenêtre d'étude n'apporterait pas une part supplémentaire d'explication. C'est pourquoi nous avons recherché les téléconnexions à l'échelle hémisphérique nord qui peuvent exister entre les précipitations régionales du Bassin méditerranéen et les principaux indices atmosphériques de l'hémisphère nord.

1. Données et méthodes

1.1. Données

Le réseau pluviométrique regroupe 61 stations ayant fonctionné de 1950-51 à 1999-2000, soit 50 ans de données provenant de différentes sources (CDIAC, Etats-Unis ; ECA&D, Pays-Bas ; Météo France, France, et plusieurs communications personnelles : stations grecques). Les séries retenues sont uniquement celles qui avaient été testées comme homogènes par les différentes sources. Elles sont réparties de façon non homogène sur le pourtour méditerranéen et la côte atlantique à même latitude (Fig.1). Les séries utilisées ici ont été régionalisées par ACPR (Analyse en Composantes Principales avec Rotation, cf. 1.2.) et leurs scores correspondent aux cinq cas déterminés précédemment comme montrant une diminution significative (Norrant et Douguédroit, 2006). Il s'agit des mois d'octobre en Ibérie méditerranéenne, janvier en Grèce, mars en Ibérie atlantique, et la saison d'hiver en Grèce et au Moyen-Orient.

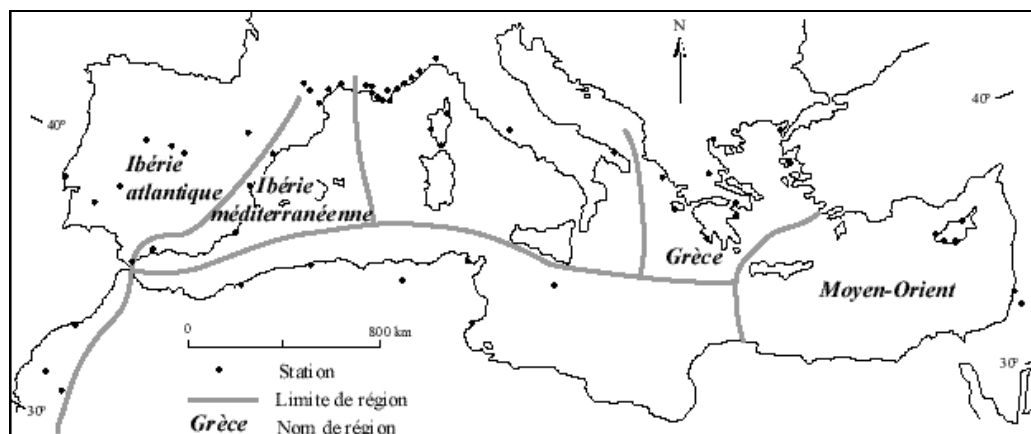


Fig.1: Stations pluviométriques et régions aux précipitations en diminution significative

Nous avons également utilisé les séries normalisées des principaux indices de téléconnexions hémisphériques fournies par le NOAA / NCEP (Etats-Unis) (Tabl.1). Ces indices sont fournis au pas de temps mensuel. Pour la saison d'hiver, nous avons donc moyenné les indices des mois de décembre, janvier et février afin d'obtenir une série saisonnière. Cependant, tous les indices n'étant pas disponibles pendant tous les mois, les corrélations ne sont pas possibles dans certains cas (ex : HN Tropical en mars).

Tabl.1 : Principaux indices de téléconnexions hémisphériques retenus.

Configuration	Abréviation	Mois disponibles
Est Atlantique	E Atl	Septembre → avril
Est Atlantique / Ouest Russie	E Atl / W Russie	Septembre → mai
Oscillation Nord Atlantique	ONA	Septembre → août
Oscillation Arctique	OA	Septembre → août
Scandinavie	Scan	Août → mai
Amérique du Nord / Pacifique	PNA	Août → mai
Ouest Pacifique	W Pac	Septembre → août
Indice d'Oscillation Australe	SOI	Septembre → août
Est Pacifique	E Pac	Octobre → juillet
Hémisphère Nord Tropical	HN tropical	Novembre → janvier

1.2.Méthodes

Ensuite, afin d'évaluer l'importance des relations entre les indices de téléconnexions hémisphériques et les précipitations, nous avons mis en évidence des corrélations simples. Elles ont été calculées entre les indices de téléconnexions hémisphériques et les scores des précipitations régionales. Ces corrélations ont été considérées comme statistiquement significatives au niveau 0,05 par le test de Bravais-Pearson, c'est-à-dire dans notre cas lorsque les corrélations sont en valeur absolue $\geq 0,20$ même si les pourcentages de variance expliquée qu'elles expriment sont faibles.

2.Des téléconnexions régionales significatives

Dans un premier temps, nous avons corrélé les scores de précipitations régionales aux principaux indices de téléconnexions hémisphériques (NOAA / NCEP, 2007) en simultanément (Tabl.2).

Tabl.2: Corrélations des précipitations régionales avec les principaux indices de téléconnexions hémisphériques en simultanément. En gris les corrélations significatives. *: configuration inexistante

Région	Ibérie méditerranéenne	Grèce		Moyen-Orient	Ibérie atlantique
Mois	octobre	janvier	hiver	hiver	mars
E Atl	-0,20	0,27	-0,20	-0,53	-0,11
E Atl / W Russie	0,23	-0,20	-0,39	0,24	0,25
ONA	0,26	-0,05	0,19	-0,05	-0,45
OA	0,15	-0,25	-0,37	-0,18	-0,34
Scan	-0,05	-0,06	0,08	-0,07	0,13
PNA	0,10	0,01	-0,08	-0,16	-0,29
W Pac	-0,21	-0,30	-0,34	-0,22	-0,23
SOI	0,11	-0,07	0,16	-0,04	0,18
E Pac	-0,20	0,02	0,19	0,01	-0,19
HN tropical	*	-0,16	*	*	*
Variance expliquée des pluies par les indices corrélés significativement	24%	27%	44%	39%	52%

Dans tous les cas, les configurations Est Atlantique / Ouest Russie et West Pacifique sont significativement corrélées avec les précipitations régionales. Toutefois, ce sont les indices d'Atlantique et d'Europe qui sont les mieux corrélés aux précipitations méditerranéennes (jusqu'à $-0,53$, Tabl.2) : Est Atlantique / Ouest Russie, Est Atlantique, puis Oscillation Nord Atlantique pour les précipitations d'Ibérie méditerranéenne et atlantique, et enfin l'Oscillation Arctique pour les précipitations grecques.

Les corrélations significatives avec des indices pacifiques (West Pacifique pour toutes les régions de pluie et Est Pacifique en Ibérie méditerranéenne, Tabl.2) se prêtent à deux interprétations possibles : soit il s'agit d'un artéfact statistique, soit ils correspondent à un écho d'une corrélation possible entre Méditerranée et Pacifique correspondant au temps de propagation des ondes depuis cette région (Corti et al., 1999, Wallace, 2000, Ambaum et al., 2001, Benedict et al., 2004, Quadrelli et Wallace, 2004).

Lorsque l'on examine les variances expliquées des précipitations régionales par les indices atmosphériques qui leur sont significativement corrélés (Tabl.2), les parts de variances expliquées sont assez faibles. Seules font exception la Grèce et le Moyen-Orient en hiver (environ 40% de la variance des précipitations expliquées par les indices atmosphériques) et l'Ibérie atlantique en mars, avec 52% de variance expliquée.

3.Des téléconnexions des précipitations méditerranéennes avec le Pacifique

Les relations qui apparaissent entre le Pacifique et les précipitations méditerranéennes sont faibles, et quoique statistiquement significatives, peuvent relever d'un artéfact statistique. En effet, nous nous posons des questions sur les liens physiques susceptibles de les expliquer. La situation sur le Pacifique commanderait-elle la localisation des ondes à l'aval dans une circulation d'ouest (Quadrelli et Wallace, 2004)?

En effet, il est aussi possible qu'il y ait propagation d'ondes de Rossby à l'échelle planétaire et peut-être aussi déformation (Ambaum et al., 2001, Quadrelli et Wallace, 2004). Etant donné que ces ondes se propagent du Pacifique jusqu'en Russie avec une période de 45 jours (Corti et al., 1999, Ambaum et al., 2001, Benedict et al., 2004, Quadrelli et Wallace, 2004) une recherche de téléconnexions entre le Pacifique et les précipitations régionales méditerranéennes a été menée avec un décalage temporel de 1 mois puis 2 mois.

En Ibérie méditerranéenne en octobre, les téléconnexions significatives avec un décalage temporel concernent des configurations pacifiques, la PNA avec un mois et le SOI (Southern Oscillation Index) avec deux (Tabl.3); le décalage temporel correspondrait-il au temps de propagation des ondes depuis le Pacifique? Cependant la téléconnexion à deux mois avec l'ONA semblerait plutôt tenir de l'artéfact statistique du fait de la proximité spatiale de la configuration.

Tabl.3: Corrélations des précipitations régionales avec les principaux indices de téléconnexions hémisphériques avec un et deux mois de décalage. En gris les corrélations significatives. *: configuration inexistante

Région	Ibérie méditerranéenne		Grèce			Moyen-Orient	Ibérie atlantique	
	octobre		janvier		hiver	hiver	mars	
Mois des pluies	septembre	août	décembre	novembre	automne	automne	février	janvier
E Atl	0,03	*	-0,06	-0,07	-0,22	-0,08	-0,36	-0,28
E Atl / W Russie	-0,03	*	-0,28	-0,15	0,1	-0,09	0,05	-0,09
ONA	0,14	-0,25	0,27	-0,08	-0,19	-0,03	-0,13	0,12
OA	0,02	-0,16	-0,17	-0,03	-0,26	-0,22	-0,19	0,06
Scan	-0,18	-0,1	0,31	0,09	0,24	0,24	0,13	-0,20
PNA	-0,38	0,08	0,13	-0,03	0,05	0,13	-0,01	-0,49
W Pac	-0,04	0,07	0	0,12	-0,01	-0,1	-0,03	-0,29
SOI	0,08	0,23	-0,19	-0,23	-0,24	-0,09	0,1	0,19
E Pac	*	*	0,18	-0,28	*	*	-0,03	-0,07
HN tropical	*	*	-0,24	-0,05	*	*	*	*
Variance expliquée des pluies par les indices corrélés significativement	14%	12%	31%	13%	23%	11%	13%	44%

En Grèce pour les pluies de janvier, avec un décalage d'un mois les seules corrélations significatives existent avec les configurations atlantiques alors qu'à deux mois des corrélations inverses significatives mais faibles apparaissent avec l'Est Pacifique et le SOI (Tabl.3). Cependant même si ces téléconnexions correspondent au temps de propagation des ondes à l'échelle hémisphérique entre le Pacifique et la Méditerranée (Corti et al., 1999, Wallace, 2000, Ambaum et al., 2001, Benedict et al., 2004, Quadrelli et Wallace, 2004) rien ne nous permet d'affirmer qu'il ne s'agit pas d'artéfacts statistiques.

En Grèce et au Moyen-Orient en hiver, avec un décalage d'une saison les téléconnexions restent atlantiques sauf pour les précipitations de Grèce qui sont liées au SOI (Tabl.3). On peut encore une fois se demander du fait de la proximité géographique si ces téléconnexions atlantiques avec un décalage d'une saison ne seraient pas un artéfact statistique.

Enfin en Ibérie atlantique pour les précipitations de mars, avec un décalage d'un mois seule la configuration Est Atlantique est corrélée significativement, et à deux mois de décalage les téléconnexions sont conservées avec la PNA et l'Ouest Pacifique, mais les relations avec l'Est Atlantique et la configuration Scandinavie n'ont pas de raison d'être du fait de leur proximité géographique avec la Méditerranée.

Les parts de variance expliquée des pluies régionales par les grands indices de téléconnexion hémisphérique à un et deux mois sont peu élevées, sauf en ce qui concerne les pluies de l'Ibérie atlantique en mars (44% de variance expliquée, essentiellement par des configurations pacifiques ; Tabl.3).

Conclusion

Nous avons cherché à identifier, au niveau du géopotential 500hPa, les mécanismes de la circulation associés aux tendances significatives des précipitations régionales dans le Bassin méditerranéen à l'échelle mensuelle et saisonnière en relation avec le mode annulaire; notre analyse a donc porté sur la recherche de téléconnexions entre les précipitations méditerranéennes et la circulation hémisphérique au nord de 20°N, d'abord par une étude simultanée et ensuite avec un décalage temporel de 1 et 2 mois.

Dans ce but nous avons analysé simultanément les totaux de précipitations régionales et les grands indices de circulation de l'hémisphère nord pour les mois et saisons pendant lesquels une tendance significative des totaux des précipitations régionales a été détectée, c'est-à-dire des diminutions significatives en Ibérie méditerranéenne en octobre, en Grèce en janvier et hiver, au Moyen-Orient en hiver et en Ibérie atlantique en mars.

Nous avons alors corréler les séries de scores de précipitations régionales issues des ACPR sur les totaux de pluie et les grands indices de circulations atmosphérique sur ces mois. Les parts de variance expliquée des pluies ne sont pas très élevées (entre 25 et 35% sauf en Grèce et au Moyen-Orient en hiver ainsi qu'en Ibérie atlantique en mars avec environ 50%). Nous retrouvons dans la fenêtre hémisphérique au-delà de 20°N deux groupes de configurations, celles sur l'Atlantique et l'Europe, à proximité de la Méditerranée (Est Atlantique / Ouest Russie, Est Atlantique, Oscillation Nord Atlantique) et d'autres situées sur le Pacifique Ouest et Est, qui soutiendraient la théorie du mode annulaire. Cette corrélation avec les modes pacifiques laisserait supposer que la situation sur le Pacifique commanderait la localisation des ondes en aval du flux sur l'Atlantique.

Etant donné que les ondes de Rossby se propagent jusqu'en Russie depuis une stimulation dans le Pacifique avec une période de 45 jours (Corti et al., 1999, Wallace, 2000, Ambaum et al., 2001, Benedict et al., 2004, Quadrelli et Wallace, 2004) nous avons recherché des téléconnexions hémisphériques avec les précipitations selon un décalage de 1 puis 2 mois d'intervalle; cette période laisserait ainsi aux ondes le temps de se propager d'une région à l'autre. Les rares résultats significatifs à deux mois de décalage concernent surtout les précipitations de l'Ibérie atlantique en mars et celles de Grèce en janvier et hiver, suggérant une influence des modes pacifiques, en particulier de la PNA reliée à l'ENSO. Cependant certaines téléconnexions régionales avec un décalage de deux mois semblent tenir de l'artéfact statistique étant donné la proximité géographique des configurations concernées par rapport au Bassin méditerranéen.

Bibliographie

- Ambaum M.H.P., Hoskins B.J., Stephenson D.B., 2001: Arctic Oscillation or North Atlantic Oscillation?, *Journal of Climate*, **14**, 3495-3507
- Benedict J.J., Lee S., Feldstein S.B., 2004: Synoptic view of the North Atlantic Oscillation, *Journal of Atmospheric Sciences*, **61**, 121-144
- Corti S., Molteni F., Palmer T.N., 1999: Signature of recent climate changes in frequencies of natural atmospheric regimes, *Nature*, **398**, 799-802
- Düneloh A., Jacobeit J., 2003: Circulation dynamics of the Mediterranean precipitation variability 1948-98, *International Journal of Climatology*, **23**, 1843-1866
- 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
- Norran 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.
- Norran C., Douguédroit A., 2006: Monthly and daily precipitation trends in the Mediterranean (1950-2000), *Theoretical and Applied Climatology*, **83**, 1-4: 89-106.
- Quadrelli R., Wallace J.M., 2004: Varied expressions of the hemispheric circulation observed in association with contrasting polarities of prescribed patterns of variability, *Journal of Climate*, **17**, 4245-4253
- Richman M.B., 1986: Rotation of principal component, *Journal of Climatology*, **6**, 293-335.
- Trigo R.M., Da Camara C.C., 2000: Circulation weather types and their influence on the precipitation regime in Portugal, *International Journal of Climatology*, **20**, 1559-1581.
- Wallace J.M., 2000: North Atlantic Oscillation / annular mode: two paradigms – one phenomenon, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **126**, 791-805
- Xoplaki E., Gonzalez-Rouco J.F., Luterbacher J., Wanner H., 2004: Wet season Mediterranean precipitation variability: influence of the large-scale dynamics and trends, *Climate Dynamics*, **23**, 63-78
- Xoplaki E., Luterbacher J., Burkard R., Patrikas I., Maheras P., 2000: Connection between the large-scale 500hPa geopotential height fields and precipitation over Greece during wintertime, *Climate Research*, **14**, 129-146.

ADVECTIONS POLAIRES ET DYNAMIQUE DES VENTS DE SABLE EN AFRIQUE SAHARIENNE ET SUBSAHARIENNE

ZEINEDDINE NOUACEUR

Université de Rouen (France)
Faculté des Lettres et des Sciences Humaines
Mont – Saint – Aignan
76821 Cedex
Tel : 0235146000
Mail : zineddine.nouaceur@univ-rouen.fr

Résumé : *Durant la période hivernale, l'accentuation du déficit thermique dans l'Arctique entraîne une plus grande puissance des coulées polaires en surface et en altitude. Lorsque ces phénomènes abordent le domaine tropical, une intense activité est générée par le conflit entre l'air froid dirigé vers le sud et l'air chaud véhiculé vers le nord. Cette dynamique est responsable d'une accélération des vents, en surface et en altitude, qui favorise le soulèvement du matériel fin. Dans ces conditions, de violents vents de sable peuvent se mettre en place, et peuvent être à l'origine d'expulsions de poussières jusque vers l'Europe (trajectoire nord) ou vers l'Atlantique (trajectoire sud – ouest).*

L'étude de deux épisodes d'advections polaires survenus en février et mars 2004 et ayant entraîné deux trajectoires éoliennes différentes, montrent l'importance de cette dynamique dans la formation des vents de sable en Afrique saharienne et subsaharienne.

Mots – Clés : *Advections polaires, vents de sable, trajectoires éoliennes.*

Abstract : *During the wintry period, the accentuation of the thermal deficit in the Arctic, bring about a major power of the polar flows at the surface and at altitude. When these phenomena approach the tropical domain, an intense activity is generated by the conflict between the cold air steered southward and the hot air steered northward.*

This dynamic is responsible for an acceleration of winds, at surface and at height, which facilitates the uprising of the fine material. In these conditions, sandy violent winds can take shape, and can be at the origin of evictions of dusts until Europe (north trajectory) or towards the Atlantic Ocean (south-west trajectory).

The study of two episodes of polar advections arisen in February and March, 2004 and having entailed two different wind trajectories, show the importance of this dynamic in the formation of the sandy winds in Saharan and sub-Saharan Africa.

Key - Words : *Polar advections, sandy winds, wind trajectories*

Introduction

L'accentuation du déficit thermique dans l'Arctique en période hivernale, impose une circulation atmosphérique généralement zonale dans l'hémisphère Nord. Sur l'Afrique du Nord, durant cette période, les anticyclones des Açores et de Libye sont soudés ou séparés par un seuil peu profond. Les perturbations polaires qui circulent au nord de ce système, sont rejetées sur la Méditerranée et l'Europe occidentale. Lorsque ces deux centres d'action sont séparés par un thalweg, la circulation devient méridienne et permet ainsi à l'air polaire de se glisser le long de la face orientale de l'anticyclone des Açores et d'atteindre les basses latitudes. L'air chaud équatorial prend le chemin inverse et remonte vers le nord sur l'autre face du thalweg, le long de la cellule libyenne. Ces mouvements ondulatoires et divergents de la circulation atmosphérique, sont appelés des ondes de Rossby. Dans sa progression, la coulée froide est liée à une configuration aérologique spécifique, qui se résume en un couloir dépressionnaire en surface, positionné à l'avant de la cellule anticyclonique et un thalweg d'air froid, puis parfois une goutte froide en altitude. Cette situation est souvent accompagnée d'un vent fort de secteur sud-ouest. Ce courant d'accélération, axé sud-ouest / nord-est, matérialise le Jet subtropical sur le flanc oriental de l'onde.

L'advection d'air froid sur les régions tropicales peut être à l'origine de la genèse de perturbation active d'altitude, lorsque des advections tropicales ou équatoriales se produisent simultanément. Ces cellules se déplacent en général d'ouest en est. Des perturbations

convectives mobiles peuvent aussi prendre naissance dans le flux d'est des couches inférieures (Dhonneur, 1978).

Ces incursions froides dans le domaine tropical favorisent ainsi une accélération des flux d'air nécessaires à la prise en charge du matériel fin. La dynamique éolienne devient très active dans ces régions aride et semi-aride où la masse de poussière mobilisable par le vent est considérable. Au Sahara et sur ces marges occidentales cette quantité varie de 60 à 200 millions de tonnes. Coudé-Gaussen & al. (1994), Moulin & al., (1997) estiment que près d'un million de tonnes de particules et d'aérosols se retrouvent chaque année en suspension dans l'atmosphère. Ce matériel est ensuite transporté dans le sillage des vents dominants au large des côtes africaines, vers l'Europe du Sud (Dragana & al 2004) et même vers l'Europe du Nord (Franzen & al 1995). On a même signalé des poussières éoliennes africaines sur des régions aussi éloignées que l'île de la Barbade (Shinn & al. 2000) et l'Est asiatique (Taichu & al 2006).

Méthodologie

La méthode de travail utilisée pour cette analyse est basée sur une étude fine des situations synoptiques et climatiques qui ont engendré ces épisodes de poussières. Cette investigation est faite à partir de données climatiques, de cartes isobares du niveau de la mer et de cartes des surfaces isobariques (500 et 850 hPa). Ces cartes sont publiées quotidiennement et archivées sur le site <http://www.wetterzentrale.de>. Les données climatiques horaires, vitesses et directions du vent, températures, et types de temps ont été collectés sur le site <http://www.weather.uwyo>.

1. Situation météorologique du 19 au 22 février

La situation observée entre le 19 et le 22 février 2004 est conforme au schéma qui vient d'être cité. L'air froid pénètre en altitude le domaine saharien, il entraîne ainsi la remontée d'air tropical chaud et humide vers le nord-est de l'Afrique septentrionale. La trajectoire éolienne est plus active en direction de l'Europe.

1.1. Dynamique de surface

La dynamique de surface s'articule autour d'un creusement d'une dépression en relation avec la situation d'altitude. La position initiale de cette cellule cyclonique est notée sur le littoral du Sahara Occidental, dès les premières heures de la journée du 20 février. Tout ce système évolue vers l'est. A 15 h 14 min, la perturbation est bien formée et son front froid longe les côtes mauritaniennes et remonte vers le moyen Atlas marocain (figure 1). Une circulation tourbillonnaire s'établit sur la région, elle est cependant plus active sur l'Algérie. Dans le secteur chaud de la perturbation, une importante accélération des vents liée à l'aspiration de l'air saharien est notée.

1.2. Dynamique d'altitude

L'analyse des conditions en altitude (500 hPa) est plus appropriée pour dévoiler le cheminement de l'air froid qui s'engouffre dans les couches moyennes de l'atmosphère vers le sud. La progression dans le méandre décrit par le thalweg commence dès le 19 février, la limite méridionale de tout ce système correspond au 40^{ème} parallèle Nord (figure 2). Son axe principal est orienté nord-est/sud-ouest. Au 20 février, la progression vers le sud-ouest continue, l'onde cyclonique qui s'est constituée sur ce parcours s'étend jusqu'au 20^{ème} parallèle. Le 21, une goutte froide se détache sur la péninsule Ibérique, elle concerne aussi l'ouest de la France, le Maroc Occidental ainsi que le Sud des Iles britannique (figure 2). Entre le 22 et 23 février, la situation évolue par une jonction entre la goutte froide d'altitude et un nouveau thalweg dont la trajectoire est plus décalée vers le nord, sur les régions sahariennes, l'épisode semble bien fini.

Les cartes des températures enregistrées à 850 hPa (environ 2500 m) montrent bien la descente de l'air froid polaire en direction des tropiques (figure 3). L'isotherme 0 °C atteint ainsi une latitude 40° N entre le 19 et le 20 février. Elles dévoilent en outre la forte poussée d'air chaud axée sud-sud-ouest / nord-nord-est sur l'Algérie orientale et la Tunisie le 21 février. Le schéma écrit plus haut est conforme à la dynamique actuelle : progression de l'air froid vers les latitudes méridionales et advection d'air chaud vers les latitudes septentrionales.

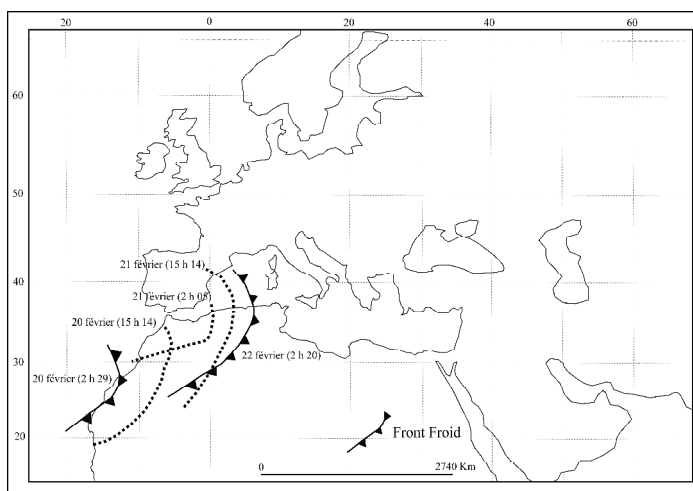


Figure 1

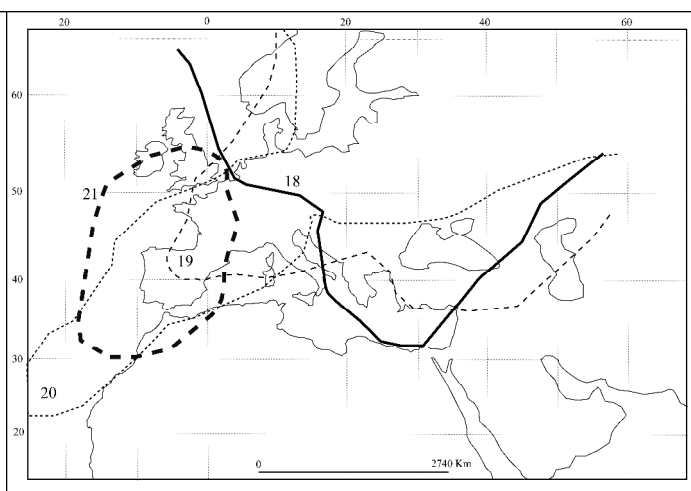


Figure 2

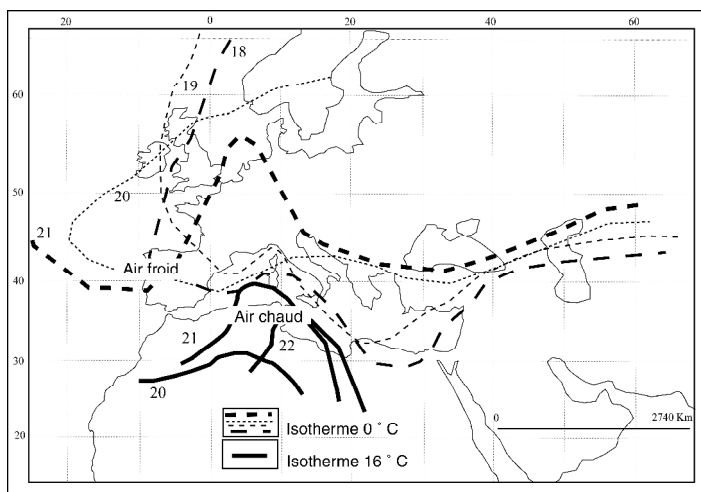


Figure 3

Figure 1. Evolution du front froid entre le 20 et le 22 février 2004. Synthèse obtenue à partir des cartes de surface publiées sur le site :

<http://www.weather.uwyo>

Figure 2. Evolution de l'isohypse 556 dam entre le 19 et le 21 février 2004. Synthèse obtenue à partir des cartes du géopotiel du niveau 500 hPa publiées sur le site :

<http://www.wetterzentrale.de>

Figure 3. Evolution des isothermes 0 et 16 °C entre le 19 et le 20 février 2004. Synthèse obtenue à partir des cartes de température du niveau 850 hPa, publiées sur le site :

<http://www.wetterzentrale.de>

1.3. Evolution du temps en Algérie

Dès le 19 février, les observations au sol en Algérie mettent en évidence sur les Hauts plateaux algériens, un axe d'accélération des vents « ouest-est ». Les vitesses atteignent, dans ce secteur 15 m/s à Mécheria où l'on note les premières observations de tempête. A Tiaret et à Batna, les anémomètres enregistrent des vents avec des vitesses de l'ordre de 14 m/s pour la première station et 13 m/s pour la seconde. Le 20 février, un deuxième foyer d'accélération concerne le sud-ouest et le centre du Sahara. Les directions des vents affichent une orientation sud-sud-est (160°) à sud-sud-ouest (220°) dans plusieurs stations. Dans le même temps, les vitesses augmentent dans l'axe du front froid de la perturbation. Les plus fortes valeurs sont enregistrées à El Goléa, Adrar et In Salah avec respectivement 21 m/s, 19 m/s et 15 m/s. Les visibilités au sol sont fortement réduites par le soulèvement et la mise en

suspension des sables et des poussières sahariens. Le 21 février, dès les premières heures de la journée la situation évolue. Une grande partie du pays observe une réduction sévère de la visibilité (figure 4). Un seuil de moins 500 m est noté à 12 h dans neuf stations. L'observation de brume de poussière est généralisée sur le pays. De la brume sèche est notée aussi dans certaines stations du littoral et du centre du Sahara.

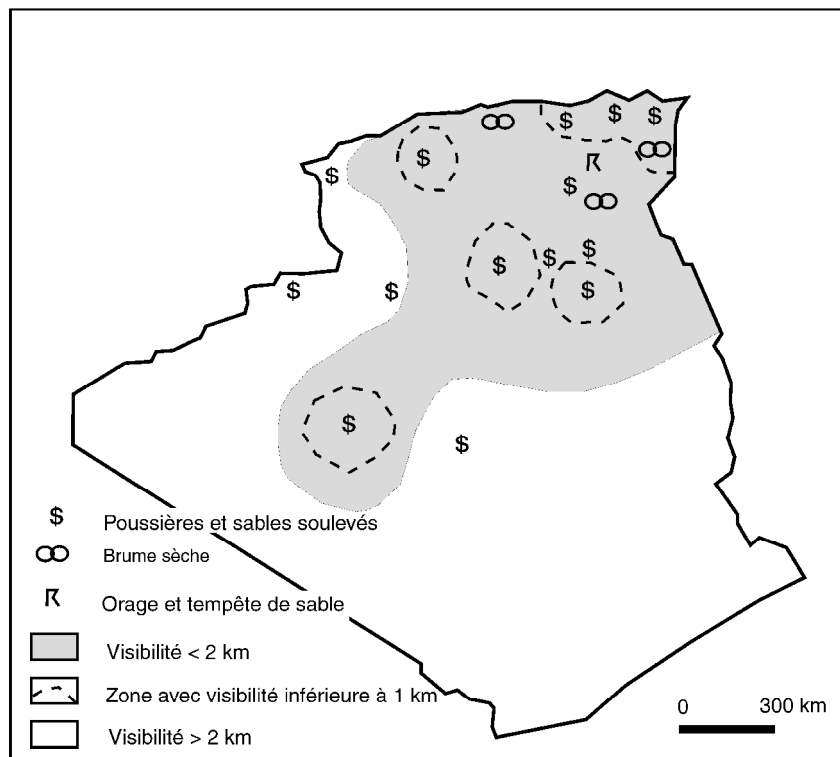


Figure 4. Types de temps et visibilité en Algérie le 21 février 2004 à 12 h. D'après les données collectées sur le site :

<http://www.weather.uwyo>

2. La situation météorologique du 28 au 4 mars 2004

Lors de cet épisode, le schéma classique de la descente d'air froid vers le domaine tropical est observé. Le transport des sables et des poussières est cependant activé vers le sud-ouest de l'Afrique Occidentale.

2.1. Dynamique de surface

La trace au sol du front froid qui représente la limite entre les courants chauds et froids est le siège d'importants mouvements d'ascendances dynamiques. Cette activité porte les poussières sahariennes à des altitudes élevées de l'ordre de 2 à 3 km. Cette limite apparaît dès le 2 mars à l'avant d'une dorsale anticyclonique dirigée par une cellule positionnée sur les îles Britanniques. Ce front progresse rapidement vers les latitudes méridionales et, associé à ce système, un imposant mur de sable se forme. Il épouse parfaitement la limite du front froid et progresse rapidement en arc de cercle vers le sud-ouest de l'Afrique tropicale (figure 5) (photo 1).

2.2. Dynamique d'altitude

Durant cet épisode, la coulée froide d'altitude orientée nord-est / sud-ouest, sur un axe allant de la Russie au littoral algérien, a généré une onde cyclonique qui progresse jusqu'au nord du Sahara algérien (figure 6). Le contact entre l'air chaud tropical et l'air froid polaire, génère un antagonisme des directions et des vitesses des flux en place (directions sud-ouest à sud pour l'air froid et nord-est à nord pour l'air chaud) (figure 7).

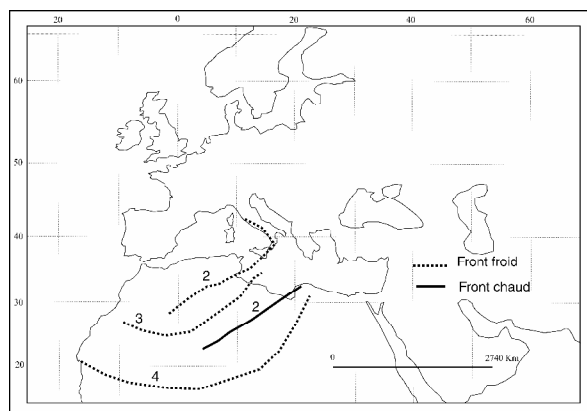


Figure 5. Evolution du front froid entre 1^{er} et le 3 mars 2004. Synthèse obtenue d'après les cartes de surface publiées sur le site <http://www.wetterzentrale.de>

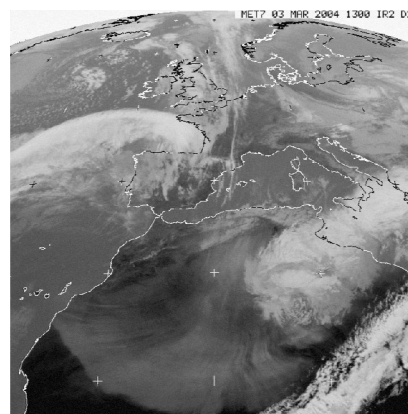


Photo 1 : Image satellite infrarouge du 3 mars à 13 h traitée sous Adobe Photoshop (Source : <http://www.sat.dundee.ac.uk/>)

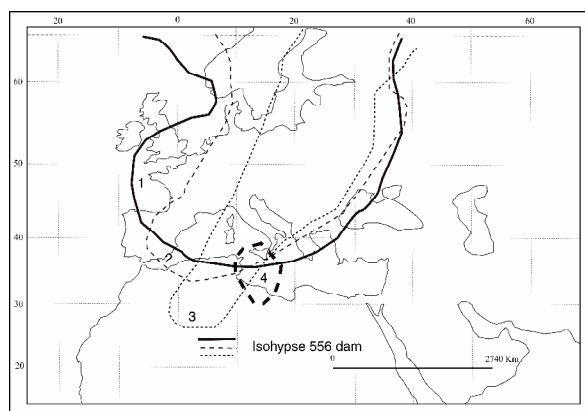


Figure 6. Evolution de l'isohypse 556 dam entre le 1 et le 4 mars 2004. Synthèse obtenue d'après les cartes du géopotential à 500 hPa publiées sur le site : <http://www.wetterzentrale.de>

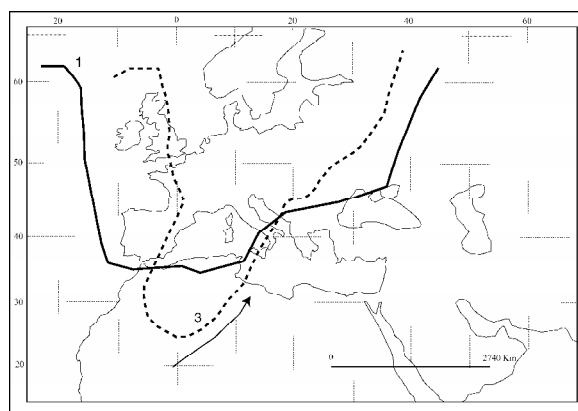


Figure 7. Evolution de l'isotherme 0 ° C au niveau 850 hPa entre le 1^{er} et le 3 mars 2004. Synthèse obtenue d'après les cartes de températures du niveau 850 hPa publiées sur le site <http://www.wetterzentrale.de>.

3.2. Evolution du temps sur le Sahara central et la Mauritanie

Au fur et à mesure de la progression de ce système, d'importants soulèvements de poussière caractérisent les régions concernées par cette dynamique. La dimension spatiale du lithométéore est assez étendue ce qui le rend visible sur près de 3000 km au sol, tout le long du front froid qui l'a généré. L'observation au sol des différents types de lithométéores se décale ainsi en fonction de la latitude avec un intervalle de quelques heures sur de courtes distances (c'est le cas des stations algériennes) et de quelques jours sur des distances plus longues. Ainsi, à Nouakchott, porte de sortie sur l'Atlantique des nuages de poussière, la tempête de sable est observée le 4 mars (figure 8).

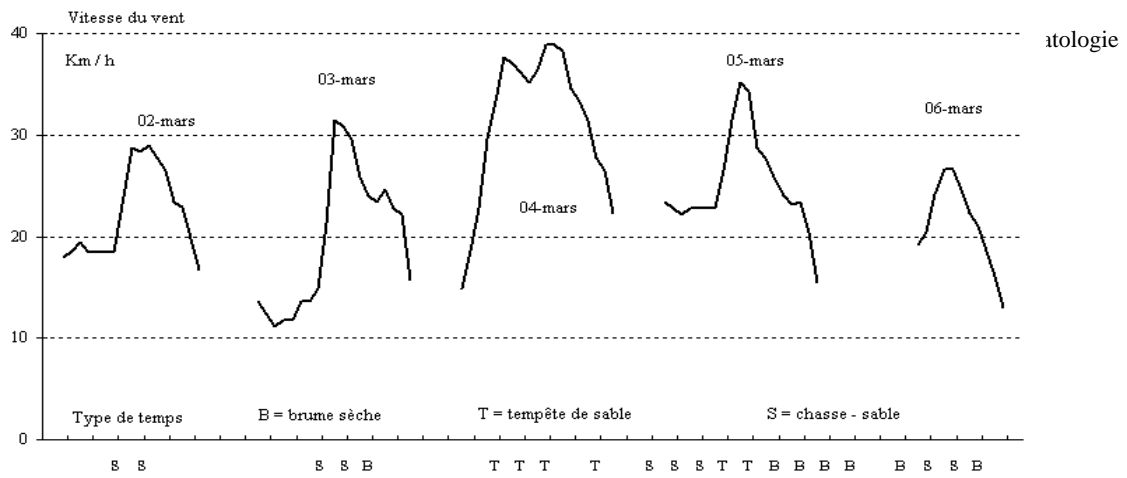


Figure 8 : Evolution horaire des vitesses du vent et des types temps entre le 2 mars et le 6 mars 2004 à Nouakchott en Mauritanie (moyenne mobile tri-horaire). D'après les données collectées sur le site <http://www.weather.uwyo/>

Conclusion

Les situations météorologiques qui ont été observées du 19 au 22 février et entre le 1 et 3 mars 2004, sont à rattacher à des descentes d'air froid en altitude, véhiculées par des thalwegs. Le contraste entre l'air froid et l'air chaud occasionne une dynamique aérologique très favorable à l'accélération des flux qui génèrent le dynamisme nécessaire à la mise en place des vents de sable sur les régions sahariennes et subsahariennes. Ces régions sont considérées comme la source la plus importante d'aérosols terrigènes à l'échelle mondiale (Javier & al 2002). Le matériel fin mobilisé et transporté par les vents influence non seulement le bilan radiatif, mais aussi le bilan pluviométrique du climat mondial. On note même une action bénéfique de la poussière minérale (silicates, aluminium et fer) sur le dynamisme du phytoplancton (Torres & al, 2000). Ces récentes études témoignent ainsi d'une participation active de la dynamique éolienne dans le processus global des mécanismes climatiques.

Bibliographie

- Coudé-Gaussen G., 1994 : Les régions sources de poussières au Sahara. *Sécheresse*, n° 2, 134-141.
- Dragana D., Zorka V., Ivana T., Miroslava U., 2004 : Contribution of dust transport and resuspension to particulate matter in the mediterranean atmosphere. *Atmospheric Environment*, 38, 3637 – 3645.
- Dhonneur G., 1978 : Traité de météorologie tropicale. *Direction de la Météorologie Nationale*, 151 p.
- Franzen L.G., Hjelmroos M., Kallberg P., Rapp A., Mattson J. O., Brorstrom-Lunden E., 1995 : The Saharan dust episode of south and central Europe, and northern Scandinavia. *Weather*, 50, 313 – 318.
- Javier P M., Octavio L., Leire M., Ma J., Andrès C., 2002 : Saharan dust storm over the Canary Island during winter 1998 as depicted from advanced very high – resolution radiometer. *Deep Sea Research II*, 49, 3465 – 3479.
- Moulin, C., Lambert C., Dulac F., 1997 : Control of atmospheric export of dust from north Africa by the North atlantic Oscillation. *Nature*, 387, 691-694.
- Shinn E. A., Smith G. W., Prospero J. M., Betzer P., Hayes M. L., Garrison V., Barber R. T., 2000 : African dust and demise of Caribbean coral reefs. *Geophysical Research Letters*, 27, 3029 – 3032.
- Taichu Y. T., Masaru Ch., 2006 : A numerical study of the contributions of dust source regions to the global dust budget. *Global and Planetary Change*, 52, 1-4, July, 88-104.
- Torres M. E., 2000 : *Impacto de las entradas eolicas en aguas del océan Atlantico Central*. Ph. D. Thesis, Universidad de Las palmas de Gran Canaria.

Sites internet :

<http://www.wetterzentrale.de> : cartes de surface, cartes du géopotential à 500 hPa et cartes des températures à 850 hPa

<http://www.weather.uwyo> : données climatiques des stations algériennes et mauritaniennes

<http://www.sat.dundee.ac.uk> : Images satellites

INDICATEURS PLUVIOMETRIQUES DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES DANS LE BENIN MERIDIONAL ET CENTRAL

E. OGOUWALE¹, M. BOKO¹ et F. 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 01 BP 526, Cotonou 01
ogkelson@yahoo.fr

Résumé : La plupart des études réalisées sur le climat au Bénin indiquent plus une variabilité climatique qu'une évolution des climats. A l'heure actuelle, aucune étude n'a véritablement porté sur les preuves d'une modification des paramètres climatiques, signe annonciateur d'un changement climatique.

L'analyse comparée des données climatologiques entre les normales 1971-2000 et 1941-1970, montre globalement que les précipitations ont baissé de 16 et 28% dans le Bénin méridional et central. Dans ce même intervalle de temps, le nombre de jours annuellement pluvieux a globalement baissé de 10% dans les deux régions.

Mots clés : Bénin méridional et central, changements climatiques, indicateurs pluviométriques, analyse diagnostique

Abstract : Most of the studies carried out on climate in Benin indicate a more climate variability than a climatic evolution. At the present time, any study wasn't truly related to the evidence of a modification of the climatic parameters, which are signs of climate change.

The comparative study of the climatological data between the two periods 1971-2000 and 1941-1970, shows that precipitations decreased by 16 and 28% in Southern and central Benin. In this same interval of time, the annual rainfall days decreased by 10% in the two regions.

Key words: Southern and central Benin, climate change, Precipitations evolution, diagnostic analysis

Introduction

Les dernières décennies de la fin du deuxième millénaire ont été marquées par une évolution rapide des climats (IPCC, 1990 ; Olaniran, 1991 ; Nicholson, 1998). En Afrique, les recherches effectuées par Olivry (1983) et Sircoulon (1990) indiquent que les précipitations ont été marquées par une diminution. Cette tendance est qualifiée de "nouvelle phase climatique" ou encore de "rupture climatique" par Carbonnel et Hubert (1992). Dans ce contexte continental, la région ouest-africaine, notamment le Bénin a connu une récession pluviométrique aux amplitudes parfois très accusées doublée d'une augmentation significative du nombre d'années sèches (Sircoulon, 1990 ; Ogouwalé et al., 2003). Nicholson (1989) estime que la baisse des hauteurs pluviométriques en Afrique de l'Ouest est comprise entre 10 et 25% en comparaison à celle enregistrée au début du vingtième siècle. Qu'en est-il de la dynamique des précipitations dans le Bénin méridional et central au cours des soixante dernières années du deuxième millénaire ?

1. Contexte et justification de l'étude

Au Bénin, la plupart des études indiquent plus une variabilité climatique (Boko, 1988 ; Afouda, 1990 ; Houndénou, 1999) qu'une évolution des climats. En conséquence, à l'heure actuelle, aucune étude n'a véritablement porté sur les preuves d'une modification des paramètres climatiques, signe annonciateur d'un changement climatique. Or, il importe de fournir des informations chiffrées à la population et aux décideurs sur les changements climatiques. D'où, la nécessité d'établir les indicateurs d'une évolution du climat pour le Bénin méridional et central (figure 1).

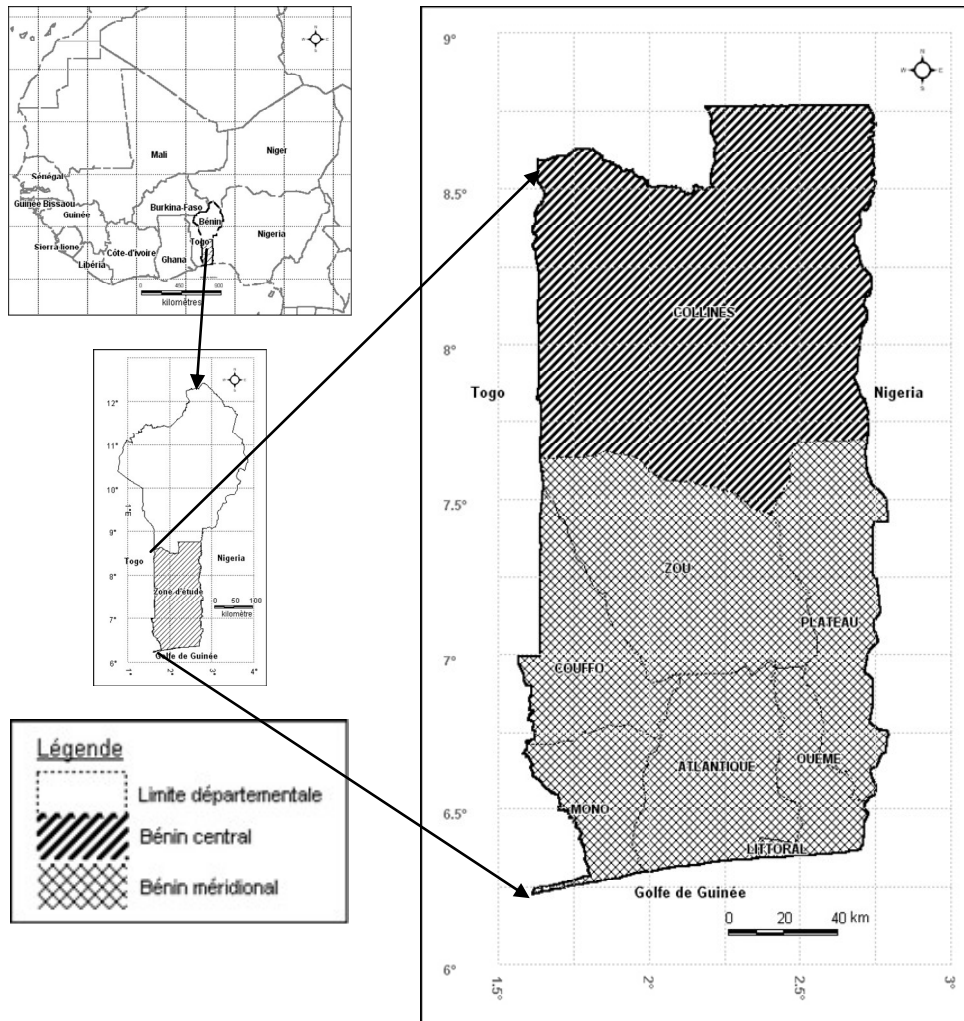


Figure 1. Situation géographique des régions d'étude

2. Méthodologie

Dans le cadre de cette étude, un réseau de neuf (09) stations répondant à une meilleure répartition spatiale et offrant des séries d'observations pouvant être divisées en deux normales a été retenu pour les analyses et pour vérifier l'existence d'une évolution du climat. Les séries de données climatologiques sont extraites de la base de données du Laboratoire de Climatologie. Les séries qui présentent moins de 5% de lacunes ont été comblées en remplaçant les données manquantes par celles de la station voisine présentant le plus fort coefficient de détermination (r^2) sur l'année considérée (régression linéaire simple) ou en remplaçant les lacunes par la moyenne de la série ou par la moyenne des valeurs encadrant la lacune, pour un nombre de manques inférieur à cinq et non consécutif.

La division de la longue série en deux sous séries (1941-1970) et (1971-2000) a été faite grâce au test de rupture de Mann-Whitney (Pettitt, 1979).

Les enquêtes en milieu réel ont permis d'identifier les indicateurs socio anthropologiques de l'évolution des climats dans le Bénin méridional et central.

Le cumul du nombre de jours annuellement pluvieux (ΣN_{jp}), a permis de déterminer les écarts moyens de jours pluvieux entre les deux normales considérées. Les moyennes pluviométriques ont été soumises à un même type d'analyse, ce qui a permis de déterminer les écarts entre les deux normales évoquées ci-dessus. Les données générées aux différentes

échelles (mensuelle et annuelle) ont été traduites en valeurs relatives suivant la formule : $I = (100 * E) / M1$ avec : I = indicateur de changement ou d'évolution ; E = Ecart entre la moyenne (M2) de la normale (1971-2000) et la moyenne (M1) de la normale (1941-1970) des hauteurs de précipitations. Le même protocole a été appliqué au nombre de jours annuellement pluvieux.

Le traitement des données collectées ou générées a été fait grâce au logiciel Excel. Ce logiciel a été, en effet, utilisé pour agréger certaines données journalières en données mensuelles, annuelles, etc. et pour calculer certaines valeurs centrales et de dispersion.

3. Résultats et analyse

Dans le cadre de cette étude, il faut entendre par indicateurs pluviométriques des changements climatiques, la différence entre deux états comparables des précipitations, tels que les états d'un mois sur deux normales distinctes.

Les données socio anthropologiques attestent de l'évolution des précipitations dans le Bénin méridional et central. Les communautés paysannes entretiennent des liens étroits avec leur milieu environnant. Les dictons, proverbes et pratiques sont révélateurs et signes de ces liens millénaires. En effet, les conditions climatiques déterminent celles de l'agriculture, principale activité des populations du Bénin méridional et central (Boko, 1988 ; Afouda, 1990 ; Ogouwalé, 2004 et 2006). Sans toutefois vouloir aller à un déterminisme climatique, tout montre que certaines pratiques culturelles sont intimement liées à un contexte climatique particulier. Le tableau 1 présente quelques exemples de faits témoins de l'évolution des climats selon les populations paysannes.

Bouleversements climatiques majeurs	Manifestations/conséquences
Démarrage tardif et/ou mauvaise répartition des pluies	74% des enquêtés indiquent qu'il y a un changement dans le déroulement de la saison agricole qui induit la non opérationnalisation du calendrier agricole paysan.
Chevauchement des deux saisons de pluies et réduction de la durée des périodes d'humidité	Perturbation du calendrier agricole et pertes des récoltes, telles sont les implications de ce chevauchement des saisons pour 65% des paysans interrogés.
Diminution du nombre de jours de précipitations	Cela se traduit selon 76% des populations enquêtées par une concentration des activités culturelles sur une plus courte période.
Faiblesse d'écoulement ou assèchement rapide de certains cours d'eau	Pour 61% des personnes enquêtées, ce phénomène résulte de l'impossibilité manifeste de profiter de l'humidité que génèrent les crues pour développer des cultures maraîchères et de contre saison.
Rareté ou disparition assez rapide des périodes de crues	Certains cours d'eau par le passé pendant une certaine période de l'année du fait de l'ampleur des crues coupaient les pistes en deux et empêchaient l'accès aux champs. Ces genres de crues ne surviennent plus aujourd'hui selon 68% des personnes interrogées.

Source : Ogouwalé (2004 et 2006)

Tableau 1 : Synthèse sur les perceptions paysannes de l'évolution des climats

Les communautés rurales du Bénin méridional et central perçoivent les effets des bouleversements pluviométriques. En effet, les déficits et irrégularités pluviométriques constituent des facteurs de perturbation des travaux champêtres et ils sont inducteurs de la baisse du rendement des cultures dans les régions étudiées.

Les pluies tardives et les sécheresses (*oda* en Shabè et Idaatcha, *os?* en Itcha, *okundo* en Mahi, *akudo* en fon, *sidiku* en Adja, etc.), d'une façon générale, interviennent très souvent et

constituent une menace pour la profession agricole. La tradition dans les deux régions d'étude abonde en adages et chansons qui reflètent l'importance que le temps et le climat revêtent pour les activités agricoles. La mémoire collective des communautés paysannes en pays Nagot, Fon, Adja, etc. témoins d'une telle importance, exprime clairement cette relation en faisant observer que c'est l'année et non pas le champ qui porte les fruits ou que c'est le ciel moins que la terre qui est le déterminisme d'une bonne ou mauvaise récolte.

Les perceptions populaires ne s'attardant plus souvent que sur les événements climatiques extrêmes (inondations, sécheresses, etc.) moins que sur les conditions normales, sont utilement complétées par une analyse comparative des données de deux normales climatologiques à savoir 1941-1970 et 1971-2000.

Les précipitations constituent un des paramètres fondamentaux du climat et leur évolution peut être révélatrice d'un changement de climat (Issa, 1995 ; Ogouwalé et *al.*, 2003) en milieu tropical, notamment dans le Bénin méridional et central. Le tableau 2 traduit l'évolution en pourcentage (%) des hauteurs moyennes de précipitations mensuelles entre les périodes 1971-2000 et 1941-1970.

Mois/Stations	Grand-Popo	Cotonou	Aplahoué	Bohicon	Pobé	Tchetti	Savè	Banté	Toui
Janvier	-36,7	-47,4	-41,1	-74,8	-60,2	-69,3	-1,1	-52,9	-35,9
Février	+1,4	-1,9	-18,8	+14,5	-21,5	-47,9	-4,2	-27,9	-27,0
Mars	-10,7	-14,9	-5,4	-27,8	-8,3	-31,4	-33,4	-19,5	-16,0
Avril	+4,7	-15,0	-10,8	-18,9	+2,2	-1,7	+1,2	+2,2	-10,1
Mai	-9,9	-4,8	-20,8	-10,4	-14,2	-13,0	-10,9	+19	+16,2
Juin	-7,6	-32,1	-4,7	-8,1	-8,7	-24,6	-11,6	-16,7	0,7
Juillet	-26,4	-16,2	+5,2	+23	+9,9	-24,4	+4,4	+3,9	-1,8
Août	+6,4	+33,4	+4,3	+36,8	+7,9	+4,1	+1,0	+3,2	-14,6
Septembre	+40,3	+19,0	-11,7	+8,7	+12,8	-25,3	-6,2	-19,5	-7,7
Octobre	-18,7	-20,3	-24,1	-16,3	-19,0	-39,9	-5,9	-3,6	-23,3
Novembre	-31,7	-69,0	-37,2	-22,7	-40,1	-76,0	-65,3	-55,7	-47,9
Décembre	+36,3	+54,2	-6,4	+39,2	-0,1	+17,3	+17,4	+11,4	+46,4

Tableau 2 : Ecart en pourcentage (%) des hauteurs moyennes mensuelles de précipitations entre les normales 1971-2000 et 1941-1970 par station

En janvier, les stations, en dehors de Savè, ont été marquées par des baisses significatives des hauteurs pluviométriques comprises globalement entre 30 et 70%. En février, pendant que Bohicon se particularise avec une hausse de 14%, la plupart des stations ont enregistré une diminution d'environ 30%. En mars, les hauteurs pluviométriques ont partout significativement diminué, avec notamment plus de 30% à Tchetti et Savè. Quant au mois d'avril, les réductions les plus significatives ont été enregistrées à Bohicon (-18,9%) et à Cotonou (-15%). En mai, en dehors de Banté et de Toui qui ont connu une hausse et Cotonou une faible baisse des hauteurs de précipitations, les autres stations ont été marquées par des diminutions significatives. Juin de la période 1971-2000 pour sa part, a été sec par rapport à celui de la période précédente. Cotonou (-32%), Sakété (-24,3%), Tchetti (-24,6%) et Banté (-16,7%) enregistrent de fortes baisses des hauteurs de précipitations moyennes. En juillet, en dehors de Cotonou, Grand-Popo et Tchetti qui ont été marquées par des baisses significatives, les autres stations ont vu leurs précipitations augmenter avec entre autres +23% à Bohicon. Août quant à lui, connaît partout des augmentations des hauteurs de précipitations sauf à Toui. Les plus forts accroissements ont été enregistrés à Cotonou (+33%) et à Bohicon (+37%). En septembre la situation est contrastée. De fortes baisses ont été enregistrées en octobre au niveau de toutes les stations, sauf à Savè (-6%) et Banté (-3,6%). Le mois de novembre quant à lui a connu une diminution de ses précipitations dans toutes les stations avec un record de -50% dans Bénin central. En décembre, le Bénin central a enregistré des augmentations

comprises entre +11 et +46%. Il en est de même dans le Bénin méridional, même si Aplahoué et Pobè se singularisent par des baisses inférieures à 10%.

Les précipitations annuelles ont été subséquentement affectées par une baisse entre les deux périodes (figure 2.1). Cette décroissance des hauteurs moyennes de précipitations serait due aux faibles intensités pluvieuses (Issa, 1995 ; Ogouwalé *et al.* 2003) ainsi qu'à la diminution du nombre de jours pluvieux (figure 2.2).

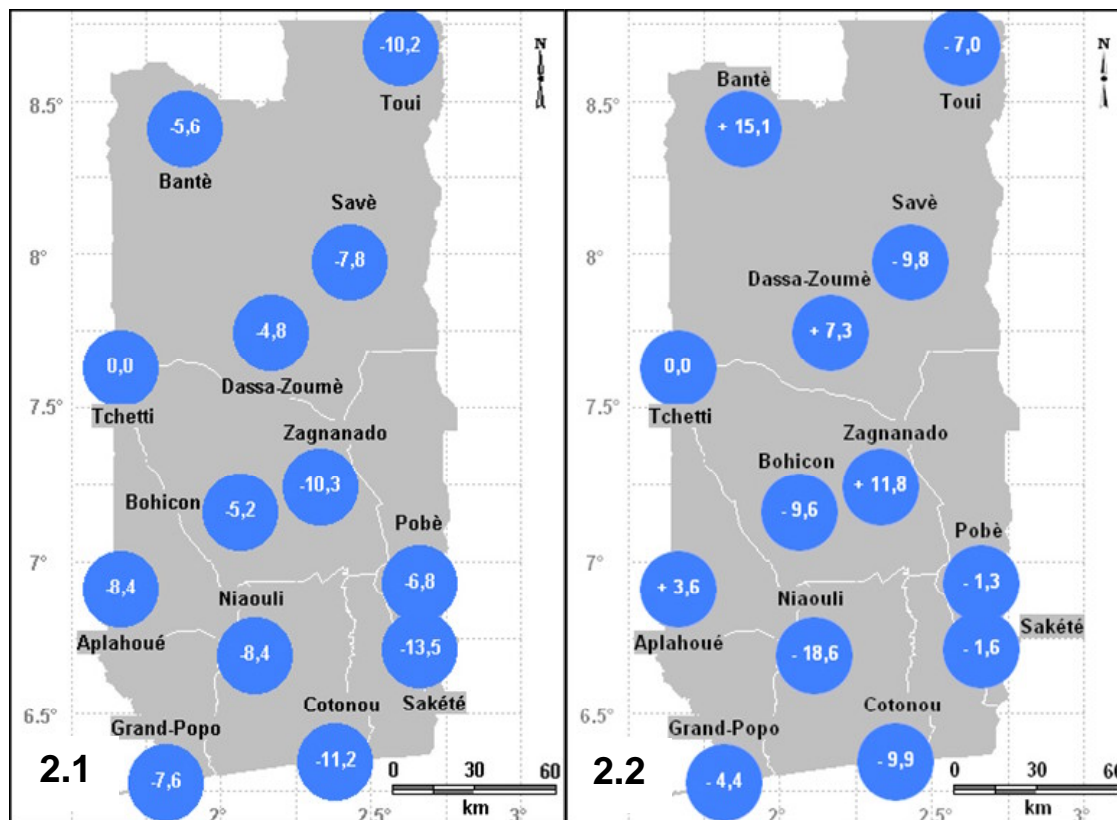


Figure 2 : Ecart en pourcentage (%) des hauteurs moyennes annuelles de précipitations (2.1) et du nombre de jours annuels (%) de pluies (2.2) entre les normales 1971-2000 et 1941-1970

Au regard des données des figures 2.1 et 2.2, on réalise que les stations de Cotonou, de Sakété, de Zagnanado et de Touï ont enregistré des baisses des hauteurs des précipitations d'environ -10% à l'échelle annuelle et des diminutions du nombre de jours pluvieux de -10% à Cotonou, -18,6% à Niaouli et -10% à Savè.

Discussion et conclusion

La présente étude est une contribution à l'identification des indicateurs de l'évolution des climats dans le Bénin méridional et central.

Les perceptions populations et surtout la vision dynamique des populations paysannes révèlent que les deux régions étudiées ont été caractérisées par une modification des paramètres climatiques, notamment les précipitations.

Les mois de mai et juin antérieurement humides sont devenus moins humides sur la période 1971-2000 avec des baisses respectives de -20 et -25%. En revanche, décembre, dans les deux régions voit ses hauteurs de pluies augmenter de 54 ; 40 et 46,4% respectivement à Cotonou, Dassa et Touï. Ces taux se situent dans la moyenne régionale déjà évoquée par Nicholson (1989). Le nombre de jours pluvieux a diminué globalement de -10%. C'est dans un tel contexte que les études de IPCC (2001) postulent encore à une évolution plus rapide des climats du fait d'une concentration plus accrue des gaz à effet de serre dans l'atmosphère.

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 leurs relations avec le milieu rural de la savane africaine*. Thèse de Doctorat nouveau régime, Univ. Paris IV (Sorbonne), Institut de Géographie, 428p.
- 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, 601p.
- Carbonnel J. P., et Hubert P., 1992 : Pluviométrie en Afrique de l'Ouest soudano-sahélienne : Remise en cause de la stationnarité des séries. *In l'aridité : Une contrainte pour le développement*. Editions ORSTOM, 37-51.
- Houndénou C., 1999 : *Variabilité climatique et maïsiculture en milieu tropical humide : l'exemple du Bénin, diagnostic et modélisation*. Thèse de Doctorat de géographie. UMR 5080, CNRS «climatologie de l'Espace Tropical », Université de Bourgogne, Centre de Recherche de Climatologie, Dijon, 341p.
- IPCC 2001 : *Incidences de l'évolution du climat dans les régions : Rapport spécial sur l'Evaluation de la vulnérabilité en Afrique*. Island Press, Washington, 53p.
- 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, 113p.
- Maley J., 1991 : The african rain forest vegetation and paleoenvironments during the late Quaternary. *Climatic changes*, **19**, 79-98.
- Nicholson S. E., 1998 : Interannual and interdecadal climate variability of rainfall over African continent during the last two centuries. *Water Resources Variability in Africa*. Abidjan'98 Conf., 107-116.
- Ogouwalé E., 2004 : *Changements climatiques et sécurité alimentaire dans le Bénin méridional*. Mémoire de DEA, UAC/EDP/FLASH, 119p.
- Ogouwalé E., Yabi I. et Boko M., 2003 : Mise en évidence d'un changement dans la variabilité pluviométrique au Bénin. *Publications de l'AIC*, 205-208.
- Ogouwalé E., 2006 : *Changements climatiques dans le Bénin méridional et central : Indicateurs, Scénarios et Prospective de la Sécurité Alimentaire*. Thèse de Doctorat Unique. Option dynamique des Systèmes Climatiques, Université d'Abomey-Calavi, Ecole Doctorale Pluridisciplinaire de la FLASH, Abomey-Calavi, 302p.
- Olaniran O. J., (1991) : Evidence of climatic change in Nigeria based on annual series of rainfall of different daily amounts, 1919-1985. *Climatic changes*, vol. 19, pp 319-341.
- Olivry J. C., (1983) : Le point en 1982 sur l'évolution de la sécheresse en Sénégal et aux îles du Cap-Vert. Examen de quelques séries de longue durée (débits et précipitations). *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, vol. XX, n°1, pp 47-69.
- Pettitt A. N., (1979) : A non-parametric approach to the change-point problem. *Applied Statistics*, 28, n°2, pp 126-135.
- Sircoulon J., (1990) : *Impact possible des changements climatiques à venir sur les ressources en eau des régions arides et semi-arides*. WMO/TD-n°380, 87p.

LE ROLE DES FACTEURS BIOCLIMATIQUES SUR LA DISTRIBUTION DE *QUERCUS ITHABURENSIS* SSP. *MACROLEPIS* (KOTSCHY) HEDGE & YALT. EN GRECE

A. PANTERA¹, A.M. PAPADOPOULOS¹, et V. PAPANASTASIS²

¹Institut Technologique d'Education de Lamia, Département Forestier et d'Aménagement d'Environnement Naturel, 361 00 Karpenissi, Grèce. E-mail: pantera@teilam.gr

²Université de Thessaloniki, Département Forestier et d'Environnement Naturel, 540 06 Thessaloniki, Grèce.

Résumé: Cet article se rapporte au rôle des facteurs climatiques et bioclimatiques sur la distribution et le développement du *Quercus ithaburensis* ssp. *macrolepis* en Grèce. Plus particulièrement, les paramètres ombrothermiques ainsi que des indices bioclimatiques relatifs à la sécheresse estivale sont analysés à partir d'un réseau de 24 stations météorologiques, couvrant la majeure partie d'aire de répartition de cette espèce en Grèce. Les résultats montrent que les précipitations annuelles, qui varient de 320 à 1100 mm, ne sont pas un facteur limitant la répartition de cette espèce. Par contre, les basses températures jouent un rôle limitant la répartition de *Quercus macrolepis*. Dans son aire de répartition la température moyenne des minima du mois le plus froid (m) varie de -0.1 à 9.4 °C, la température moyenne de maxima du mois le plus chaud (M) de 26.8 à 34.4 °C et la température annuelle des 15 à 19.4 °C. L'espèce se développe dans le thermo-méditerranéen et meso-méditerranéen, dans des bioclimats semi-aride, subhumide et humide. Cependant, l'optimum d'extension et du développement de l'espèce est la zone meso-méditerranéenne et le bioclimat subhumide. Basé sur l'ensemble des facteurs climatiques et bioclimatiques, les forêts de *Quercus macrolepis* sont divisées en 4 sous régions climatiques. Dans ces unités la dynamique de ces forêts peut être interprétée en partie en fonction de critères bioclimatiques.

Mots clés: bioclimat, *Quercus ithaburensis* ssp. *macrolepis*, Grèce

Abstract: This article refers to the role of the climatic and bioclimatic factors on the distribution and growth of *Quercus ithaburensis* ssp. *macrolepis* in Greece. Specifically, the major climatic factors along with the bioclimatic indices relating to summer drought are analyzed. All data derived from 24 meteorological stations, covering the major part of the species distribution in Greece. The results show that annual precipitation, varying from 320 to 1100 mm, is not a limiting factor to the species distribution. On the contrary, low temperatures limit the distribution of *Quercus macrolepis*. Within its distribution range, mean minimum temperature of the coldest month (m) varies from -0.1 to 9.4 °C, mean maximum temperature of the warmest month (M) from 26.8 to 34.4 °C and mean annual temperature from 15 to 19.4 °C. The species develops in the thermo-mediterranean and meso-mediterranean layer and in semi-arid, subhumid and humid bioclimates. However the species optimal distribution and growth is the mesomediterranean layer and the subhumid bioclimate. Based on all the climatic and bioclimatic factors, *Quercus macrolepis* forests are divided into 4 sub-climatic areas. For these areas, the dynamics of these forests can be partly interpreted based on bioclimatic criteria.

Key words: bioclimat, *Quercus ithaburensis* ssp. *macrolepis*, Greece

1. Introduction

Quercus macrolepis est une espèce caractéristique de la région méditerranéenne orientale. Il apparaît du Sud d'Italie jusqu'au Moyen Orient avec deux sous espèces: *Quercus ithaburensis* Decne. ssp. *ithaburensis* et *Quercus ithaburensis* ssp. *macrolepis* (Kotschy) Hedge & Yalt. (Tutin *et al.* 1993). Selon Athanasiadis (1986), en Grèce est présente la sous-espèce *macrolepis*. Cette espèce est facilement distinguée des autres chênes par sa couronne semi-circulaire et ses glands de grande taille. Les forêts, en particulier ouvertes de cette espèce, couvrent des surfaces planes ou semi montagneuses (Quezel et Bonin, 1980; Quezel et Barbero, 1985).

En Grèce, *Quercus macrolepis* couvre une superficie 29.632 ha dans plusieurs régions de la Grèce continentale et insulaire (Pantera 2001 ; Pantera et Papanastasis, 2003). Pendant les dernières décennies, les activités telles que la conversion des forêts en régions agricoles, le surpâturage et les incendies forestiers ont limité la présence de ces forêts à de petites unités forestières ou des arbres isolés. Actuellement, le rôle de ces forêts est plutôt écologique qu'économique, à cause de l'abandon des usages traditionnels de ces forêts (production des colorants pour la tannerie). Pantera (2001) mentionne de nombreuses fonctions des écosystèmes de *Quercus macrolepis* telles que la contribution à l'équilibre écologique des sites défavorables à d'autres espèces caducifoliées, l'utilisation des glands comme nourriture pour la faune sauvage et la conservation des systèmes silvopastoraux. L'intérêt pour la

conservation des forêts de *Quercus macrolepis* et l'utilisation de cette espèce dans les reboisements nous a conduit à mener une étude écologique de cette espèce. Dans ce travail on analyse les principaux facteurs climatiques et bioclimatiques et on examine leur rôle sur la distribution et la croissance de cette espèce en Grèce.

2. Matériel et méthodes

Les données climatiques utilisés proviennent d'un réseau de 24 stations météorologiques situées à l'intérieur ou à proximité des forêts de *Quercus macrolepis* (Fig. 1). Les facteurs climatiques utilisés sont les précipitations moyennes annuelles (P), la température moyenne annuelle (T), la température moyenne des minima du mois le plus froid (m), la température moyenne des maxima du mois le plus chaud (M). Les données climatiques disponibles concernent une période commune de 1955 à 1997 (Service National de Météorologie de Grèce, 1999).

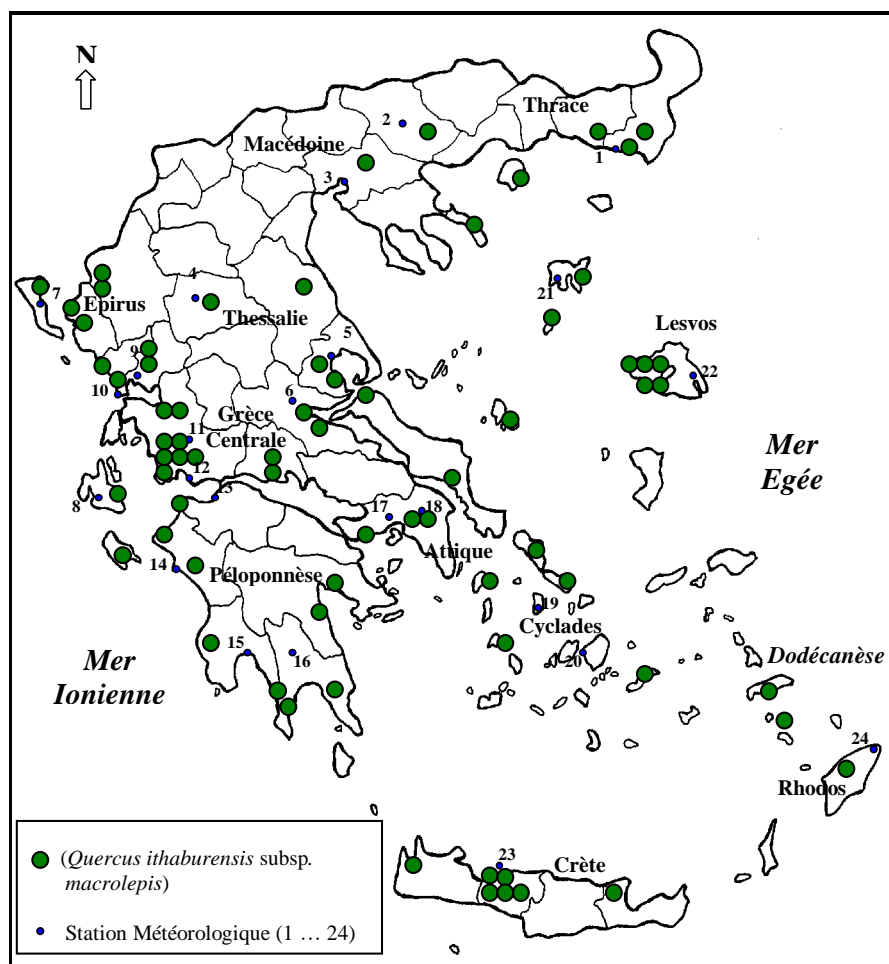


Figure 1. Carte d'aire de répartition de *Quercus macrolepis* en Grèce selon Pantera (2001) et position de 24 stations météorologiques: 1. Alexandroupoli, 2. Serres, 3. Thessaloniki, 4. Kalambaka, 5. Aghialos, 6. Lamia, 7. Kerkira, 8. Argostoli, 9. Arta, 10. Preveza, 11. Agrinio, 12. Messologi, 13. Patra, 14. Pirgos, 15. Kalamata, 16. Sparti, 17. Megara, 18. Tatoi, 19. Siros, 20. Naxos, 21. Limnos, 22. Mytilini, 23. Rethimno et 24. Rhodos.

Parmi les nombreux indices bioclimatologiques utilisées pour la description du bioclimat méditerranéen (Bagnouls et Gaussen, 1953, 1957; Emberger, 1955; Daget, 1977a,b; Mavrommatis, 1980; Quezel et Barbero, 1985) nous avons retenu: l'indice xérothermique (X) et le quotient pluviothermique (Q_2) en relation avec le climagramme d'Emberger.

L'indice xéothermique (X) définit le nombre de jours ou de mois que l'on peut considérer comme secs au point de vue biologique (Bagnouls et Gaussen, 1953). Il est donné par la formule:

$$X = \sum X_m$$

où: X_m = Indice mensuel calculés pour chaque mois sec,

$$X_m = [J_m - (J_p + J_{r,b}/2)] \cdot f_h$$

J_m = nombre de jours du mois

J_p = nombre de jours de pluies,

$J_{r,b}$ = nombre de jours de brouillard ou de rosée,

f_h = coefficient de l'état hygrométrique de l'air.

Le quotient pluviothermique d'Emberger (Q_2) en fonction du (m) posés sur le climagramme d'Emberger permet de distinguer le type de bioclimat méditerranéen (Daget, 1977b). Le Q_2 est donné par la formule:

$$Q_2 = 2000 P / [(M + m + 546,4)(M - m)]$$

où: P = précipitations annuelles (mm),

M = température moyenne des maxima du mois le plus chaud (°C),

m = température moyenne des minima du mois le plus froid (°C)

L'ensemble des résultats sont synthétisées à une analyse en composantes principales (Guiot, 1990), porté sur les données climatiques et bioclimatiques analysées des 24 stations météorologiques. Cette analyse permet de diviser l'aire d'extension de *Quercus macrolepis*. en sous-régions climatiques différentes.

3. Résultats et discussion

Dans les régions où se localise ce chêne en Grèce, les précipitations moyennes annuelles varient de 320 à 1100 mm environ (Fig. 2). Les chênaies relativement bien arrosées se situent à l'ouest de la Grèce et en particulier au nord-ouest de la Grèce. Les chênaies qui reçoivent le minimum de précipitations se trouvent au sud de l'Attique et aux îles Cyclades.

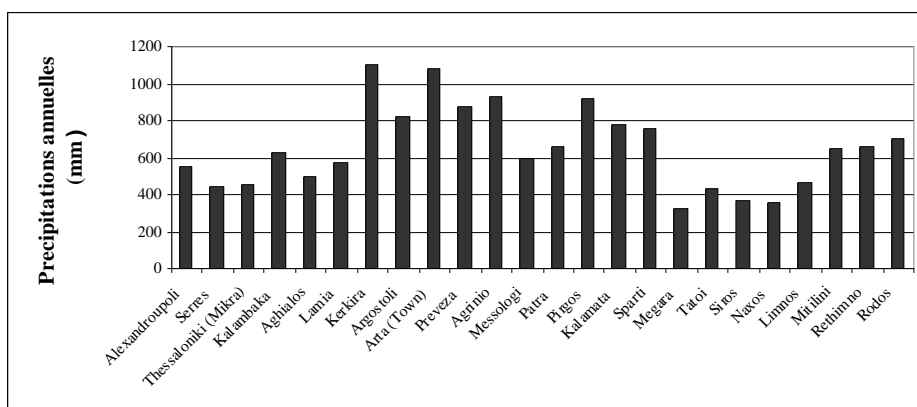


Figure 2. Précipitations moyennes annuelles des 24 stations météorologiques analysées.

Les températures moyennes annuelles varient de 15 à 19,4 °C (Fig. 3). Les valeurs les plus basses s'observent dans l'aire nord de cette espèce, alors que les plus élevées dans l'aire sud.

La moyenne des minima du mois le plus froid varie de $-0,1$ à $9,4$ °C (Fig. 3). Les valeurs les plus basses de (m) sont observées au nord de l'aire de cette espèce alors que les plus élevées sont au sud en Crète, Rhodes et les îles Cyclades. La moyenne des maxima du mois le plus chaud varie de $26,8$ à $34,4$ °C (Fig. 3). Les valeurs les plus basses de (M) sont observées à l'aire nord-ouest de cette espèce et les îles de la mer Ionienne et Egée, alors que les plus élevées sont en Grèce continentale.

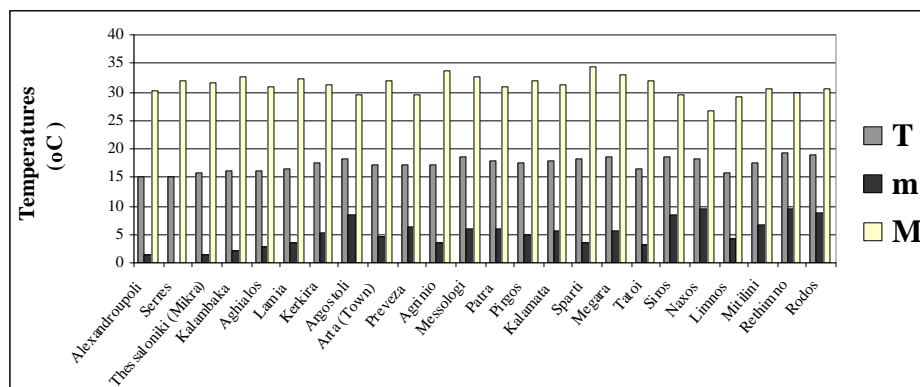


Figure 3. Températures moyennes annuelles (T), températures moyennes des minima du mois le plus froid (m), et températures moyennes des maxima du mois le plus chaud (M) des 24 stations météorologiques analysées.

L'indice xérothermique (X) varie de $75,3$ à $164,9$. Suivant le (X) on peut diviser l'aire de répartition de *Quercus macrolepis* à 4 sous types de bioclimat méditerranéen:

- xéro thermo méditerranéen ($150 < X < 200$): Cyclades,
- thermo-méditerranéen accentué ($125 < X < 150$): Attique, Dodécanèse, Crète
- thermo-méditerranéen atténué ($100 < X < 125$): Thrace, région orientale de Grèce centrale,
sud de Péloponnèse, les îles sud-ionienne et îles Nord de la mer Egée,
- mésoméditerranéen accentué ($75 < X < 100$): Macédoine, Thessalie, les îles nord-ionienne,

Epire, la région occidentale de Grèce centrale et l'ouest de Péloponnèse.

Enfin, le Q_2 varie dans l'aire de répartition de *Quercus macrolepis* de $40,4$ à $143,7$. La position de Q_2 en fonction de m sur le climagramme d'Emberger (Fig. 4) permet de distinguer les types de bioclimat méditerranéen suivants:

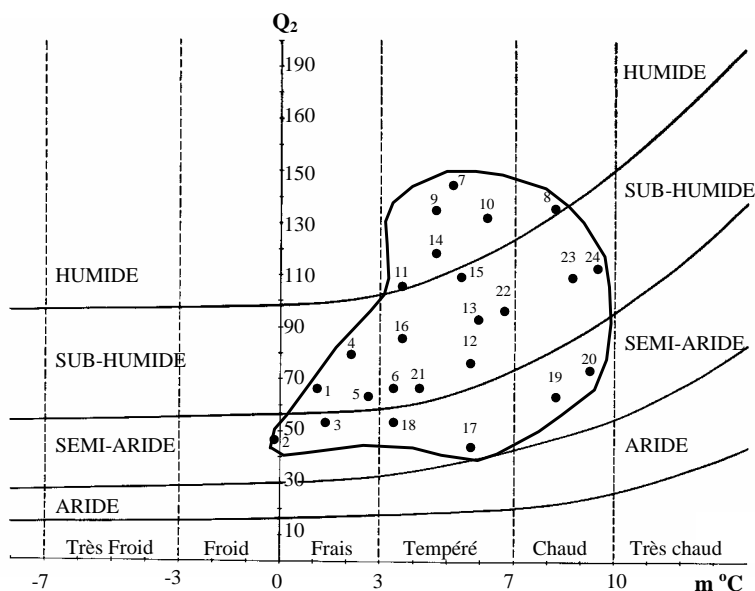


Figure 4. Climagramme d'Emberger des 24 stations météorologiques analysées : 1. Alexandroupoli, 2. Serres, 3. Thessaloniki, 4. Kalambaka, 5. Aghialos, 6. Lamia, 7. Kerkira, 8. Argostoli, 9. Arta, 10. Preveza, 11. Agrinio, 12. Messologi, 13. Patra, 14. Pirgos, 15. Kalamata, 16. Sparti, 17. Megara, 18. Tatoi, 19. Siros, 20. Naxos, 21. Limnos, 22. Mytilini, 23. Rethimno et 24. Rhodos.

- Semi-aride: frais ou froid (Macédoine), tempéré (Attique) et chaud (Cyclades).
- Subhumide: frais (Thrace et Thessalie), tempéré (Grèce centrale, Péloponnèse et îles nord de la mer Egée) et chaud (îles sud-ionienne, Crète et Dodécanèse).
- Humide tempéré: îles nord-ionienne et Epire.

De l'analyse en composantes principales on a retenu les deux axes, qui expliquent le 81 % de la variance totale. Sur le plan 1-2 on peut distinguer 4 groupes de stations présentant des paramètres climatiques et bioclimatiques différents (Fig. 5): a) le groupe A, constitué par les stations situées dans l'aire nord-est de *Quercus macrolepis*, b) le groupe B, formé par les stations situées dans l'ouest de la Grèce et d'île de Lesbos, c) le groupe C, contenant les stations les plus au sud (Rodos et Crète) et d) le groupe D, formé par les stations les plus secs du sud de l'Attique et des Cyclades.

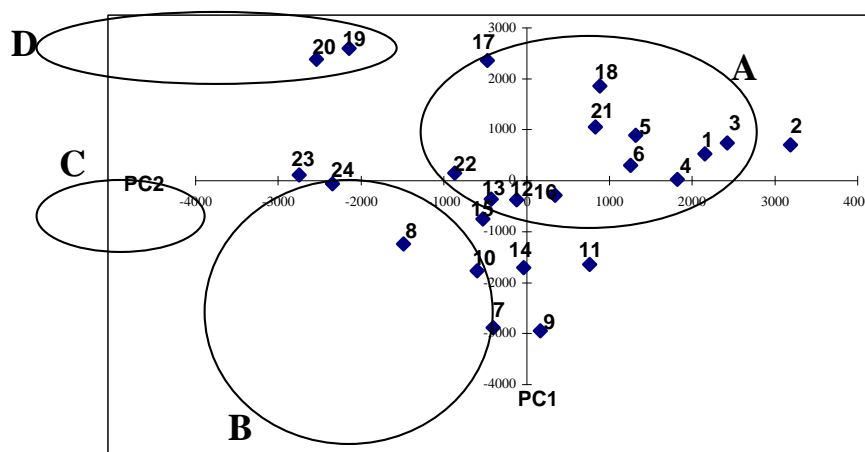


Figure 5. Plan des composantes principales 1 et 2 correspondant aux 24 stations météorologiques en fonction des variables climatiques et bioclimatiques analysées: 1. Alexandroupoli, 2. Serres, 3. Thessaloniki, 4. Kalambaka, 5. Aghialos, 6. Lamia, 7. Kerkira, 8. Argostoli, 9. Arta, 10. Preveza, 11. Agrinio, 12. Messologi, 13. Patra, 14. Pirgos, 15. Kalamata, 16. Sparti, 17. Megara, 18. Tatoi, 19. Siros, 20. Naxos, 21. Limnos, 22. Mytilini, 23. Rethimno et 24. Rhodos.

4. Conclusions

Quercus macrolepis est une espèce de la végétation méditerranéenne bien adaptée aux caractéristiques du climat méditerranéen. Son extension ne semble pas être influencée par les précipitations annuelles, les températures maximales et la durée de la sécheresse estivale. Par contre, une valeur de m inférieure à 0 °C limite son extension au nord du pays et en altitude. La plus grande partie de l'aire de répartition de ses chênaies en Grèce se trouve dans le thermo-méditerranéen atténué et mésoméditerranéen accentué et dans des conditions bioclimatiques subhumides. Dans ces conditions on rencontre les meilleures forêts de cette espèce (Grèce occidentale et l'île de Lesbos). Dans le xéro-thermo méditerranéen et thermo-méditerranéen accentué et dans un bioclimat semi-aride, on rencontre des forêts de ce chêne moins étendues et plus souvent des arbres isolés qui résistent bien à la sécheresse estivale. Dans ce cas la présence sporadique de l'espèce n'est pas liée au climat mais surtout à l'action de l'homme. L'aire de répartition de *Quercus macrolepis* peut se diviser en 4 régions géographiques caractérisées par des facteurs climatiques et bioclimatiques différents. Dans ces régions l'extension et le développement de ces forêts sont différents.

Remerciements

Cette communication a été faite dans le cadre du projet EPEAEK II, Environnement – Archimède financé par la Caisse Européenne Sociale et des sources nationales.

Références

- Athanasiadis N., 1986 : *Botanique forestière, (arbres et arbustes des forêts de Grèce), Tome II*, Giahoudis-Giapoulis (eds), Thessaloniki: 309p.
- Bangouls F., Gaussen H., 1953 : Saison sèche et indice xérothermique. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, **33**, 193-239.
- Bangouls F. & Gaussen H., 1957 : Les climats biologiques et leur classification. *Ann. Géogr.*, **335** : 193-220.
- Daget Ph., 1977a: Le bioclimat méditerranéen: Caractères généraux, modes de caractérisation. *Vegetatio*, **Vol. 34(1)**: 1-20.
- Daget Ph. 1977b: Le bioclimat méditerranéen: analyse des formes climatiques par le système d'Emberger. *Vegetatio* **Vol. 34(2)**: 87-103.
- Emberger L., 1955 : Une classification biogéographique des climats I. *Rev. trav. Lab. Botanique, Faculté. de Sciences. Montpellier*, **7**, 3-43.
- Guiot J., 1990: *Methods and programs of statistics for paleoclimatology and paleoecology. Quantification des changements climatiques: Méthodes et programmes, Monographie N° 1*. INSU, PNEDC, 253 p.
- Mavrommatis G., 1980 : Le bioclimat de la Grèce, relations entre le climat et la végétation naturelle. Cartes bioclimatiques. *Dassiki Erevna*, **1**, Inst. Rech. Forest. d'Athènes, 63p.
- Pantera A. 2001 : *Installation de Quercus macrolepis sous la concurrence avec la végétation herbacée dans des écosystèmes silvopastoraux perturbés*, Thèse Doc., Univ. Aristote de Thessaloniki, 146p. (en grec).
- Pantera A., Papanastasis V., 2003 : Inventaire des forêts de *Quercus ithaburensis* Decaisne subsp. *macrolepis* (Kotschy) Hedge & Yalt. en Grèce. *Geotechnica Epistimonica themata*, **14 (1)**, 33-44 (en grec).
- Quezel P., Bonin G., 1980 : Les forêts feuillues du pourtour méditerranéen. Constitution, écologie, situation actuelle, perspectives. *Revue For. Fr.* **XXXII(3)**: 253-268.
- Quezel, P., Barbero M., 1985 : *Carte de la végétation potentielle de la région méditerranéenne. Feuille N° 1: Méditerranée Orientale*. Eds C.N.R.S. Paris: 69p.
- Service National de Météorologie de Grèce, 1999 : *Données climatiques des stations météorologiques de la Service National de Météorologie, (Période 1955-1997)*. Volume A et B. 260 p
- Tutin T.G., Burges N.A., Chater A.O., Edmondson J.R., Valentine D.H., Walters S.M., Webb D.A. 1993: *Flora Europaea Vol. 1, Second Edition*, Cambridge University Press: 581p.

ANALYSE DU SIGNAL CLIMATIQUE DE CERNES DU PIN D'ALEP D'UNE FORET PERIURBAINE D'ATHENES (GRECE)

A.M. PAPADOPOULOS¹, A. PANTERA¹ et P. MAHERAS²

¹ Institut Technologique d'Education de Lamia, Département Forestier et d'Aménagement d'Environnement naturel, 361 00 Karpenissi, Grèce. E-mail: ampapadopoulos@teilam.gr

² Université de Thessaloniki, Département de Météorologie et Climatologie, 540 06 Thessaloniki, Grèce.

Résumé: Une analyse concernant la sensibilité et les variations de l'épaisseur des cernes, du bois initial et du bois final, en relation avec le climat, est menée sur une population de pin d'Alep (*Pinus halepensis* Mill. ssp. *halepensis*) d'une forêt périurbaine d'Athènes (Grèce). Les données dendrochronologiques couvrent une période de 161 ans (1843-2003) et proviennent de l'analyse de 37 carottes de bois prélevées de 23 arbres dominants. Les données climatiques proviennent de la station météorologique de l'Observatoire National d'Athènes (NOA). Elles concernent les précipitations mensuelles et les températures moyennes mensuelles de la période 1877-2003. D'après le calcul de la sensibilité moyenne (SM) de la chronologie moyenne des cernes il apparaît l'existence d'un signal climatique intense dans la succession des cernes. Ceci est plus intense dans le bois final (SM = 0.37), qui se forme principalement durant la période estivale, que dans le bois initial et du cerne entier (SM = 0.30). L'analyse des relations cerne-climat, établie sur la base des fonctions de réponse en utilisant la méthode bootstrap, montre que l'épaisseur des cernes est corrélée, positivement avec les précipitations de la période qui précède la formation du cerne (octobre de l'année n-1 jusqu'au février de l'année n) et avec les précipitations de mars, mai et juillet de l'année n (année de formation de cerne) et négativement avec les températures de mai. La formation du bois initial est influencée par le climat de la même manière que le cerne entier mais l'effet positif des précipitations printanières et estivales est réduit. Enfin, le bois final est corrélé positivement avec les précipitations avant le début de la période de végétation (octobre de l'année n-1 jusqu'au février de l'année n) et avec les précipitations de mai, et négativement avec les températures d'août et septembre de l'année n.

Mots clés: dendroclimatologie, *Pinus halepensis* Mill. ssp. *halepensis*, Athènes, bois final.

Abstract: An analysis on the sensitivity and width variation of tree-rings, early wood, and latewood in relation to the climate, was conducted on Athens, Greece, suburban Aleppo pine population (*Pinus halepensis* Mill. ssp. *halepensis*). The data cover a period of 161 years (1843-2003) and derived from the analysis of 37 cores taken from 23 dominant trees. All climatic data derived from the Athens National Observatory (NOA). The data cover monthly precipitations and mean monthly temperatures of the time period 1877-2003. The calculation of the mean sensitivity (SM) of the master chronology of the tree-rings reveals the existence of an intensive climatic signal in their succession. This is more intense in the latewood (SM = 0.37), which is formed mainly during the summer period, than in the early wood and the whole tree-ring (SM = 0.30). The analysis of the relations tree-rings and climate, based on the response function using the bootstrap method, shows that tree-rings width positively correlates with precipitation of the period preceding the formation of the tree-ring (October of the year n-1 until February of the year n) and with precipitation of March, May and July of the year n, and negatively with May temperatures. Climate influences early wood and total ring formation in a similar way, however, that positive effect is reduced by spring and summer precipitation. Finally, latewood positively correlates with precipitations preceding the growing period (October of the year n-1 until February of the year n) and with the precipitation of May, and negatively with the temperatures of August and September of the year n.

Key words: dendroclimatology, *Pinus halepensis* Mill. ssp. *halepensis*, Athens, latewood.

1. Introduction

Dans les régions tempérées, les cernes du bois qui se forment annuellement, constituent des éléments ayant une valeur diagnostic intéressante. Chaque cerne est formé en début de saison de végétation par le bois initial aux éléments de gros diamètre et parois relativement fines, et en fin de saison par le bois final aux éléments plus réduits, et aux parois épais (Tsoumis, 1991). La mesure des épaisseurs du cerne total ou des épaisseurs du bois initial ou final conduit à la construction des séries chronologiques utilisées pour étudier l'évolution de différents facteurs du milieu, parmi eux le climat. Selon Fritts (1976), l'étude du rôle des facteurs climatiques sur la croissance des cernes fait l'objet de la dendroclimatologie. C'est une subdivision de la dendroécologie qui utilise les informations contenues dans les cernes datés pour reconstruire et étudier la variabilité des climats présents et passés (Kaennel et Schweingruber, 1995).

Des études dendroclimatologiques effectuées sur le pin d'Alep, dans divers pays de la région Méditerranéenne (Lev-Yadun *et al.*, 1981; Serre-Bachet, 1985; Akrimi, 1986; Safar, 1994; Alifriqui *et al.*, 1996; Nicault *et al.*, 2001; Rathgeber *et al.*, 2005) et en Grèce

(Papadopoulos, 1992; Papadopoulos *et al.*, 2001), montrent que les facteurs climatiques jouent un rôle primordial sur la variation des épaisseurs de cernes de cette espèce et sur la formation de ces caractéristiques visuelles (cerne mince, cerne épais, bois final épais, coloration du bois initiale). En particulier la forêt étudiée se situe dans une région climatique où le signal climatique enregistré dans les séquences des cernes est élevé (Papadopoulos, 1992).

Cette étude a pour but la décomposition du signal climatique enregistré dans les séquences des cernes du pin d'Alep, et en particulier dans le bois initial et le bois final, par des processus statistiques. Ceci va nous permettre d'exploiter les relations existant entre les variations d'épaisseur des cernes et des variations climatiques.

2. Matériel et méthodes

La forêt du Pin d'Alep étudiée fait partie du Jardin Botanique de Diomidous d'Attique qui se situe sur le côté nord-est du Mont Egaleo (Fig. 1). Ce jardin se situe à l'ouest d'Athènes à une distance de 7 Km du centre de la ville. Dans cette pinède et sur une surface homogène du point de vue topographique, 23 arbres dominants sont choisis suivant des critères dendrochronologiques (Fritts, 1976; Schweingruber, 1996). De chaque arbre deux carottes ont été prélevées à l'aide de la tarière de Pressler, à environ 1,30 m au-dessus du sol. Dans le laboratoire, l'interdatation et la mesure de l'épaisseur du cerne total, du bois initial et du bois final des cernes sont effectuées conformément aux procédures classiques (Fritts, 1976). De cette procédure nous avons finalement retenu 37 séries chronologiques d'épaisseurs brutes, respectivement pour le cerne total, le bois initial et le bois final, dites séries élémentaires. La moyenne des séries élémentaires pour les trois catégories des données conduit à la construction des séries moyennes de données brutes.

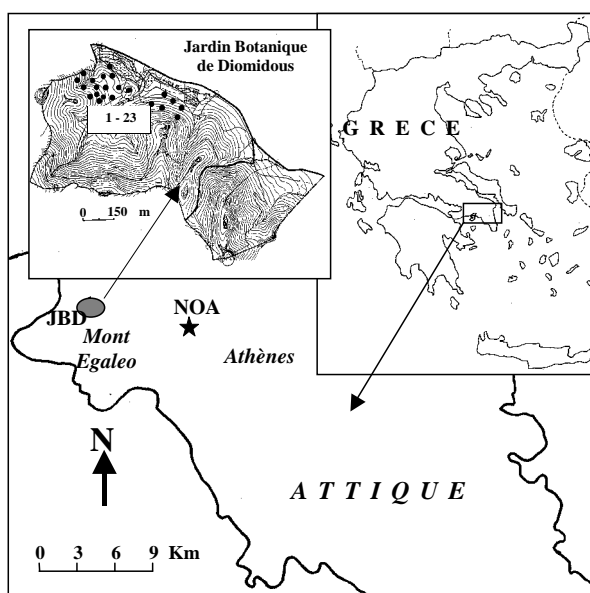


Figure 1. Carte d'Attique et du Jardin Botanique de Diomidous (JBD) indiquant la position de 23 arbres prélevés et la place de la station météorologique de l'Observatoire National d'Athènes (NOA).

Les données des séries élémentaires ont été transformées, à l'aide du programme PPPBase (Guiot et Goeury, 1996), en indices de croissance, par filtrage (calcul d'une courbe lissée) puis par standardisation (rapport de la valeur mesurée à la valeur correspondante de la courbe théorique ajustée aux données). Les indices varient autour d'une moyenne égale à 1, ils sont indépendants de l'âge de l'arbre et de la moyenne de l'épaisseur des cernes (Fritts, 1976). Les séries élémentaires des indices ont été moyennées à une série indicée respectivement pour le

cerne total, le bois initial et le bois final. Les séries moyennes des données brutes et indicées couvrent la période 1843-2003.

Dans une première étape, pour chaque chronologie moyenne des données brutes (cerne total, bois initial et bois final), un paramètre classique en dendrochronologie, la Sensibilité Moyenne (SM), a été calculé pour la période 1843-2003. Selon Fritts (1976), (SM) est donnée par la formule:

$$SM = \frac{1}{n-1} \sum_{t=1}^{t=n-1} \left| \frac{2(x_{t+1} - x_t)}{x_{t+1} + x_t} \right|$$

où: S M = coefficient de sensibilité moyenne,

n = nombre de cernes,

X_t = l'épaisseur du cerne au temps t.

De grandes valeurs de (SM) indiquent la présence des variations considérables de haute fréquence des séries des épaisseurs des cernes (Fritts, 1976). Au niveau des chronologies moyennes une grande partie de cette variation est liée au climat.

Dans une seconde étape, les relations cerne-climat ont été calculées entre les séries moyennes des indices du cerne total, du bois initial et du bois final et 24 régresseurs climatiques, des précipitations mensuelles et des températures moyennes mensuelles (P-Tm) sur la période commune 1877-2003. Chaque paramètre climatique est construit sur une période de douze mois s'étendant du mois d'octobre de l'année qui précède la formation du cerne au mois de septembre de l'année de son élaboration, période généralement adaptée à la région méditerranéenne (Serre-Bachet, 1985; Papadopoulos, 1992; Safar, 1994). Les données climatiques proviennent de la station météorologique de l'Observatoire National d'Athènes (NOA), qui se situe à 7 Km environ de la forêt étudiée.

La méthode utilisée est celle des fonctions de réponse (Fritts, 1976), calculées à l'aide du programme PPPBase (Guiot et Goeury, 1996). Le calcul fait appel à une régression orthogonalisée entre la variable dépendante (paramètres de cernes) et les variables explicatives (données climatiques mensuelles) résultants d'une analyse en composante principale (Guiot, 1991). La fiabilité statistique des relations a été testée en utilisant la méthode Bootstrap (Guiot, 1991). Dans cette méthode le calcul de la régression est donc répété 50 fois sur le même ensemble. Les années tirées au sort constituent les années de calibration, celles qui restent constituent les années de vérification. Le niveau de signification global de la fonction de réponse est donné pour les années de calibration Fc et les années de vérification Fv par le rapport RMC/s, et RMV/s, où RMC et RMV sont les coefficients moyens de corrélation sur les années de calibration et de vérification respectivement et s l'écart type du coefficient correspondant. Le niveau de signification de chaque coefficient de régression est exprimé par le rapport de chaque coefficient de régression r et l'écart type correspondant s pour les 50 simulations. Chaque fonction de réponse est présentée sous la forme codée selon le seuil de signification (t test) suivant:

code 1: niveau de signification $\geq 90\%$ et $< 95\%$ pour $1.65 \leq r/s < 1.96$,

code 2 : niveau de signification $\geq 95\%$ et $< 99\%$ pour $1.96 \leq r/s < 2.57$,

code 3 : niveau de signification $\geq 99\%$ et < 99.9 pour $2.58 \leq r/s < 3.29$,

code 4 : niveau de signification $\geq 99,9\%$ pour $r/s \geq 3.29$.

Un signe positif ou négatif indique respectivement une corrélation directe ou inverse.

3. Résultats et discussion

La présentation graphique des chronologies moyennes des indices montre des variations interannuelles assez synchrones entre les séries d'épaisseur total des cernes, du bois initial et

du bois final (Fig. 2). Les coefficients de corrélation entre les 3 séries varient de 0,77 à 0,96, significatives au seuil supérieur à 99 %. Les coefficients les plus faibles concernent les couples avec le bois final, ce qui montre que la variabilité de l'épaisseur totale est surtout liée à la variabilité de l'épaisseur du bois final. L'examen visuel des courbes en fonction des courbes de données climatiques montre que cette variation est surtout d'origine climatique. Par exemple les années avec des variations extrêmes, supérieures ou inférieures de la moyenne du cerne, sont souvent des années présentant respectivement de forte variation des précipitations et des températures, positive ou négative.

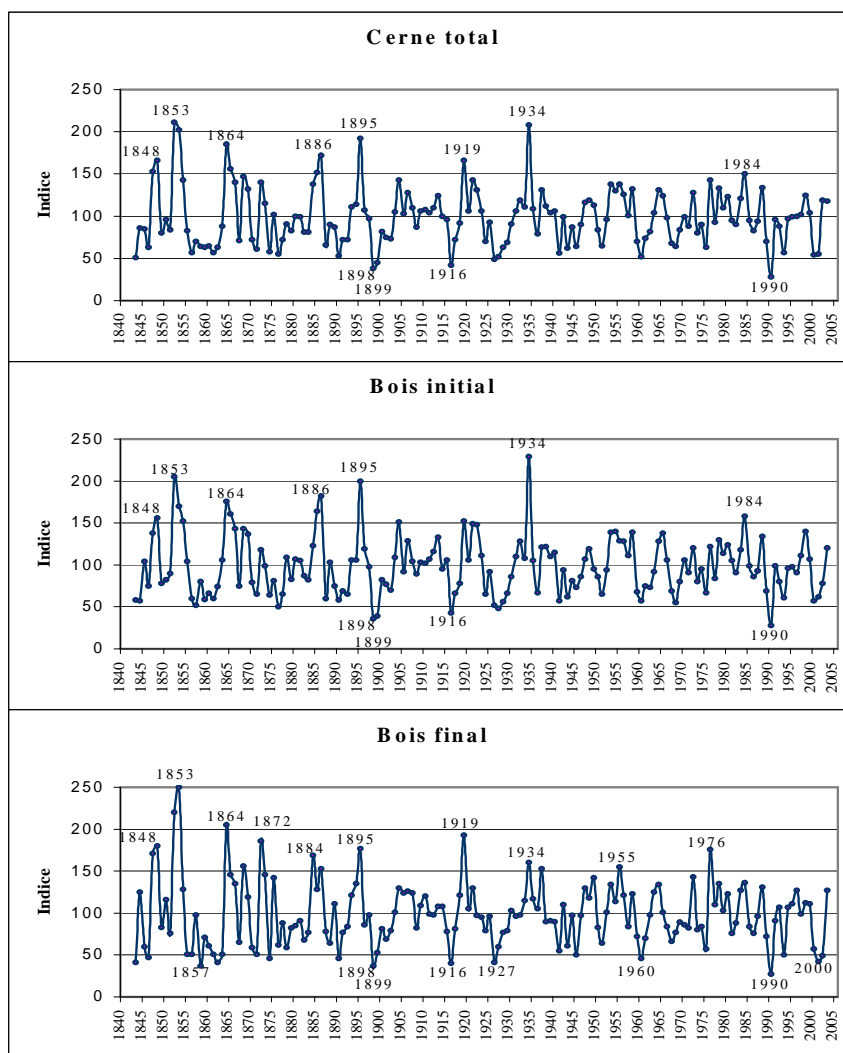


Figure 2. Chronologies moyennes des épaisseurs indicées du cerne total, du bois initial et du bois final de la forêt du pin d'Alep étudiée.

Le coefficient de sensibilité moyenne (S.M) est égal à 0,30 pour les séries des épaisseurs totales et du bois initial de cernes et à 0,37 pour le bois final. Les valeurs de (S.M) pour le cerne total rapprochent les valeurs maximales calculées pour cette espèce en région Méditerranéenne. En effet, la (S.M) des séries de synthèse du cerne total du pin d'Alep varie en Grèce de 0,13 à 0,39 (Papadopoulos, 1992), en Tunisie de 0,26 à 0,40 (Akrimi, 1986) et en Algérie de 0,14 à 0,40 (Safar, 1994). La (S.M) des épaisseurs du bois final est plus élevée que celle du cerne total et du bois initial, c'est ce qui explique la sensibilité plus élevée de cette partie du cerne aux variations climatiques. Safar (1994) en Algérie aboutit à des conclusions semblables.

Le tableau 1 regroupe les résultats des fonctions de réponse obtenus pour (P-Tm). Si la signification globale des fonctions de réponse est toujours au niveau 99,9% sur les années de

identique sur la formation tant du bois initial que du bois final, même si le temps de création de deux types du bois est différent. Par contre, l'action toujours inverse des températures se manifeste différemment et durant la période de formation de chaque partie du cerne. Les résultats des fonctions de réponse, concernant le bois initial et le bois final, ne peuvent pas être extrapolés à d'autres périodes d'analyse à cause de l'instabilité temporelle qu'elles présentent. Ceci va être analysé dans une étude plus approfondie concernant le bois initial et le bois final des cernes. Cependant, les relations cerne-climat, établies pour la série totale, qui englobe la réponse de ces deux types de bois, donnent la possibilité de décoder suffisamment le rôle du climat sur la croissance du pin d'Alep. L'ensemble de ces données permet d'établir un premier modèle climatique du pin d'Alep dans la région étudiée utile dans des études dendroclimatologiques.

Remerciements

Cette communication a été faite dans le cadre du projet EPEAEK II, Environnement – Archimède financé par la Caisse Européenne Sociale et des sources nationales.

Références

- Alifriqui M., M'Hirit O., Peltier J.P., Tessier L., 1996 : Analyse comparée de la croissance radiale du pin d'Alep et du cyprès de l'Atlas dans le haut Atlas occidental Marocain. *Dendrochronologia* **14**, 71-87.
- Akrimi N., 1986 : Production ligneuse des peuplements de pin d'Alep (*Pinus halepensis* Mill.) de la forêt de Sakiet Sidi-Youssef (Tunisie). *Ecologia Mediterranea* **XII (fasc. 1-2)**, 237-253.
- Fritts H.C., 1976 : *Tree-rings and climate*. Academic Press, London, 567p.
- Guiot J., 1991 : The bootstrapped response function. Research report. *Tree-ring Bull.* **51**, 39-41.
- Guiot J et Goeury C., 1996 : PPPBase, a software for statistical analysis of paleoecological and paleoclimatological data. *Dendrochronologia* **14**, 295-300.
- Kaennel M., Schweingruber F. H., 1995 : *Multilingual glossary of dendrochronology. Terms and definitions in English, German, French, Spanish, Italian, Portuguese, and Russian*. WSL/ FNP, Hapt, 467p.
- Lev-Yadun S., Liphshitz N., Waisel Y. , 1981 : Dendrochronological investigations in Israel: *Pinus halepensis* Mill. The oldest living pines in Israel. *La Yaaran*, **31 (1-4)**, 49-52 and 2-8.
- Nicault A., Rathgeber L., Tessier L., Thomas A. 2001 : Observation sur la mise en place du cerne chez le pin d'Alep (*Pinus halepensis* Mill.): confrontation entre les mesures de croissance radiale, de densité et les facteurs climatiques. *Ann. For. Sci.* **58**, 769-784.
- Papadopoulos A., 1992 : *Contribution à l'étude écologique et dendroclimatologique du pin d'Alep (Pinus halepensis Mill.) en Grèce*. Thèse Doc., Univ. Aix-Marseille III, 189p.
- Papadopoulos A.M., Serre-Bachet F., Tessier L., 2001 : Tree-ring to climate relationships of Aleppo pine (*Pinus halepensis* Mill.) in Greece. *Ecologia Mediterranea* **27 (1)**, 89-98.
- Rathgeber C., Misson L., Nicault A., Guiot J., 2005 : Bioclimatic model of tree radial growth: application to the French Mediterranean Aleppo pine forest. *Tree Structure and Function*, **19**, 162-176.
- Safar W., 1994 : *Contribution à l'étude dendroécologique du pin d'Alep (Pinus halepensis Mill.) dans une région semi-aride d'Algérie : L'Atlas Saharien (Ouled Nail – Aurès – Honda)*. Thèse Doc., Univ. Aix-Marseille III, 215p.
- Schweingruber F. H., 1996 : *Tree Rings and Environment. Dendroecology*. Birmensdorf, Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape Research. Hapt. 609p.
- Serre-Bachet F., 1976 : Les rapports de la croissance et du climat chez le pin d'Alep (*Pinus halepensis* Mill.) 1. Méthodes utilisées, l'activité cambiale et le climat. *Oecol. Plant.*, **11**, 143-171.
- Serre-Bachet F., 1985: La dendrochronologie dans le bassin méditerranéen. *Dendrochronologia* **3**, 77-92.
- Tsoumis G., 1991: *Science and technology of wood. Structure, property, utilization*. Van Nostrand Reinhold (eds), New York, 494 pp.

COMPARAISON DES TEMPERATURES DE LA STATION D'OMU AVEC LES TENDANCES DE L'HEMISPHERE NORD

PAUL Patrice ¹, DAVID Bogdan ², HAIDU Ionel ²

¹ Université Louis Pasteur, Strasbourg (France)

² Université « Babes-Bolyai » de Cluj-Napoca (Roumanie)

paul@equinoxe.u-strasbg.fr, bogd_si@yahoo.com, ionel_haidu@yahoo.com

Résumé : Dans cette étude, les moyennes annuelles et mensuelles de la plus haute station de montagne de Roumanie, celle d'Omu (45°45'N, 25°45'E, 2505 m) ont été analysées par des méthodes spectrales et des tests non-paramétriques. Le but de cette étude est d'identifier des tendances et des cycles significatifs dans la série d'Omu qui peuvent être associés à des tendances générales de l'hémisphère nord. Les données de la station d'Omu ont aussi été comparées à celles de la station voisine plus basse de Sibiu (45°80'N, 24°15'E, 444m). La série chronologique de l'ONA pour l'hémisphère nord a été utilisée. L'étude identifie les bandes de fréquences préférentielles de variation spectrale des températures pour ces deux stations roumaines. L'homogénéité des données normalisées a été vérifiée avec deux tests : le SNHT (Standard Normal Homogénéité test) et le Buishand Range. L'existence de tendances possibles a été vérifiée avec le test de rang de Mann-Kendall et celui de Mann-Whitney-Pettit. Les bandes spectrales des moyennes annuelles et mensuelles ont été analysées en utilisant la méthode d'autocorrélation spectrale, aussi connue sous le nom de méthode ASA (Blackman et Tuckey) ainsi que la méthode de l'entropie maximale MEM (Burg). Puisqu'aucune méthode ne peut être considérée comme la meilleure, plusieurs estimations indépendantes ont été utilisées. Des cycles différents, qui n'existent pas à la station de Sibiu, ont été découverts à Omu. Le début d'une rupture de stationnarité apparaît plus vite à Omu (1949) qu'à Sibiu (1960), et plus tardivement dans la série ONA, qui indique que les stations d'altitude sont plus sensibles à un possible changement climatique.

Mots-clés : changement climatique, analyse spectrale, périodicité, tendance.

Abstract: In this study, annual, monthly sums records of the highest mountain station of Romania, that of Omu (45°45' N, 25°45' E, 2505 m), are being analyzed by spectral methods and non-parametric tests. The purpose of this study is to identify trends and significant cycles in the series of Omu which can be linked to general trends of the North Hemisphere. The data of the Omu station were also compared with those of the lower neighboring station of Sibiu (45°80' N, 24°15' E, 444 m). The study identifies the preferential spectral wavebands of temperatures for the two Romanian stations. The homogeneity of normalized data was proved with two tests: SNHT (standard Normal Homogeneity test) and Buishand Range. The existence of possible trends was proved with the test of rank of Mann-Kendall and with that of Mann-Whitney-Pettit. The spectral bands of the annual and monthly records were analyzed by using spectral autocorrelation methods, so known under the name of method ASA (Blackman and Tuckey) and the method of maximum entropy MEM (Burg). Since no method can be considered to be the best, several independent estimates one used. Different cycles, which do not exist in the station of Sibiu, were discovered in Omu. The beginning of a break of stability appears quicker at Omu (1949) than at Sibiu (1960), and later in the NAO series, which points out that the high stations are more sensitive to a possible climatic change.

Keyword : climatic change, spectral analysis, periodicity, trend.

Introduction

La détection d'oscillations de température offre des renseignements très importants pour comprendre le climat. Ces oscillations peuvent être vues comme une réponse du système climatique aux forçages externes ou aux processus de rétroaction. Le but principal de cet article est la reconnaissance de cycles significatifs dans les séries annuelles de température. En plus, l'analyse de données mensuelles peut révéler des caractéristiques de temps spécifiques sur une durée de quelques mois qui pourraient être masquées dans l'analyse annuelle. En utilisant les données mensuelles, des moyennes saisonnières ont été aussi utilisées.

8. Aspects bibliographiques

Beaucoup d'auteurs ont analysé les courbes d'évolution de la température dans plusieurs parties de l'Europe. Il convient d'en rappeler seulement quelques résultats. Tomozeiu R. et al ont étudié la variabilité temporelle et spatiale de la moyenne saisonnière de la température maximale dans 14 stations roumaines et ses liens avec la circulation atmosphérique générale. Des tendances significatives à la hausse ont été trouvées en hiver et en été dans la température maximale de l'air en Roumanie, avec respectivement des changements vers 1947 et 1985. En

automne, une tendance à la baisse a été découverte en 1969. Ces changements semblent réels, puisqu'ils sont associés à des changements semblables dans la circulation générale. Domokos et Tar (2003) ont examiné la variabilité d'événements extrêmes dans les basses températures hivernales et des cas de températures extrêmement élevées en été en utilisant les séries quotidiennes (1901–1998) de 11 sites d'Europe centrale et méridionale. Ils ont découvert qu'il y a eu de grandes fluctuations à long terme dans les fréquences tant des événements froids extrêmes d'hiver que des événements chauds extrêmes d'été pendant le 20^{ème} siècle. Maheras *et al.* (1999) ont aussi travaillé sur les mois irrégulièrement chauds et froids dans le bassin méditerranéen sur la période 1860–1990 en utilisant les séries d'observation de cinq stations selon une axe est-ouest (Barcelone, Florence, Malte, Athènes et Jérusalem), ainsi que celles de Madrid et de Lisbonne.

Cette étude tente d'identifier les bandes de fréquence de variations de température, surtout pour l'Europe de l'Est où il y a peu d'analyses. L'existence de tendances possibles a été vérifiée par les tests de Mann-Kendall et de Mann-Whitney-Pettit. La méthode d'autocorrélation spectrale ASA (Blackman et Tuckey, 1958) et la méthode de l'entropie maximale MEM (Burg, 1978) ont été utilisées pour étudier les cycles de température. Les séries de Sibiu (45°80'N, 24°15'E, 444 m) et d'Omu (45°45'N, 25°45'E, 2505 m), station la plus haute de Roumanie, ont servi à examiner les relations avec les cycles de la circulation atmosphérique. Les températures annuelles et mensuelles pour les deux stations ont été utilisées pour la période commune la plus fiable (1940-2005). Cette période a été choisie après avoir reconnu des hétérogénéités dans les séries. Ces séries peuvent être comparées à celles de l'indice d'Oscillation Nord-Atlantique (ONA), issues des séries normalisées de Hurrell (1985) et de Jones *et al.* (1997).

9. Méthodes d'analyse

Les hétérogénéités des séries de Sibiu et d'Omu pour tout le 20^{ème} siècle ont été testées par le test SNHT (Homogénéité Normale Standard) et celui de Buishand. Auparavant, 31 valeurs qui manquaient dans la série originale d'Omu ont été interpolées en utilisant la méthode de tendance linéaire. La période commune la plus fiable (1940-2005) a été choisie.

Le test non paramétrique de Mann-Kendall a été employé pour évaluer la signification des tendances (Mann, 1945 ; Kendall, 1961 cité par Sneyers, 1975) Ce test est le suivant :

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sgn}(P_i - P_j) \quad \text{où} \quad \text{sgn}(P_i - P_j) = \begin{cases} 1 & \text{if } P_i > P_j \\ 0 & \text{if } P_i = P_j \\ -1 & \text{if } P_i < P_j \end{cases}$$

Généralement, si un jeu des données affiche une augmentation systématique ou une diminution de la tendance, S sera respectivement positif ou négatif, avec une plus grande étendue indiquant que la tendance est plus conséquente dans sa direction. En utilisant la fonction sgn , l'algorithme est capable de découvrir des tendances présentant des pas d'augmentation grands ou petits d'année en année. Conformément à l'hypothèse H_0 nulle selon laquelle il n'y a aucune tendance, on s'attend à une distribution de S de moyenne zéro et de variance :

$$\text{var}(S) = \frac{n(n-1)(2n+5)}{18}$$

où n est le nombre d'années pris en considération.

Pour détecter plus précisément le changement dans la tendance, nous avons utilisé le test de Mann-Whitney (1947) . Ce test a été modifié par Pettitt (Pettitt, 1979). La série étudiée est

divisée en deux sous-échantillons, respectivement de taille m et n . Les valeurs des deux échantillons sont regroupées et classées par ordre croissant. On calcule alors la somme des rangs des éléments de chaque sous-échantillon dans l'échantillon total. Une statistique est définie à partir des deux sommes ainsi déterminées, et testée sous l'hypothèse nulle d'appartenance des deux sous-échantillons à la même population. L'hypothèse nulle du test est l'absence de rupture dans la série. Soit $D_{ij} = \text{sgn}(x_i - x_j)$ avec $\text{sgn}(x) = 1$ si $x > 0$, 0 si $x = 0$, -1 si $x < 0$, on considère la variable $U_{t,N}$ tel que :

$$U_{t,N} = \sum_{i=1}^N \sum_{j=t+1}^N D_{ij}$$

Soit KN et si k est la variable définie par le maximum en valeur absolue de $U_{t,N}$ pour t variant de 1 à $N-1$. Si k désigne la valeur de KN prise sur la série étudiée, sous l'hypothèse nulle, la probabilité de dépassement de la valeur k est donnée approximativement par : $\text{Prob}(kN > k) \approx 2 \exp(-6k^2 / N^2 + N^3)$. Pour un risque α de première espèce donné, si $\text{Prob}(kN > k)$ est inférieur à α , l'hypothèse nulle est rejetée.

L'analyse spectrale est utilisée pour analyser des cycles de données de températures. Les spectres de pouvoir d'anomalies annuelles ont été analysés en utilisant la méthode de l'entropie maximale MEM (Burg, 1978) et la méthode autocorrélation ASA. Le choix de ces deux méthodes a été motivé par le fait qu'il n'y a aucune meilleure estimation spectrale (Tosic et Unkasevic, 2005). Ce choix est ainsi conseillé pour appliquer plusieurs procédures indépendantes. La méthode ASA (Blackmann et Tuckey, 1958) ressemble au periodogramme. Etant donné une série de temps $\{X(t) : t = 1, N\}$, le spectre de puissance est :

$$\overline{S}_x(f) = \sum_{k=-(N-1)}^{N-1} \varphi_x(k) e^{-2\pi i k}$$

La méthode MEM s'identifie à l'algorithme de Burg, mais révèle plus exactement les fréquences (Padmanabhan, 1991, cité par Tosic et Unkasevic, 2005). Il y a toujours de la subjectivité dans le choix d'un filtre. Dans la présente étude, nous avons choisi le critère $N/3$, suggéré par Ross (1975) et par Tosic et Unkasevic (2005), où N est la longueur de la série. La formule générale de MEM (Ghil *et al.*, 2002) peut être décrite comme une série de temps $\{X(t) : t = 1, N\}$ qui est supposée être produite dans une suite par un processus quasi-stationnaire avec une moyenne zéro et une variance constante. Les $M/1$ coefficients d'autocorrélation estimés $\{Q_x(j) : j = 0, \dots, M\}$ sont calculés d'après la formule suivante :

$$Q_x(j) = \frac{1}{N+1-j} \sum_{t=1}^{N-j} X(t)X(t+j).$$

10. Résultats et discussion

Les méthodes MEM et ASA ont été utilisés sur les températures normalisées. La valeur moyenne pour l'intervalle entier a été soustraite de chaque valeur annuelle, le reste a ensuite été divisé par l'écart-type. Le test de Mann-Kendall a été utilisé pour trouver des tendances dans les trois séries de température. Les résultats obtenus indiquent des tendances faibles mais significatives au seuil de 95%. La tendance est positive pour Omu (+0.85) et ONA (+5.5), tandis qu'elle est négative pour Sibiu (-1.26). Les résultats ont été confirmés partiellement par Boroneant et Rambu (1992).

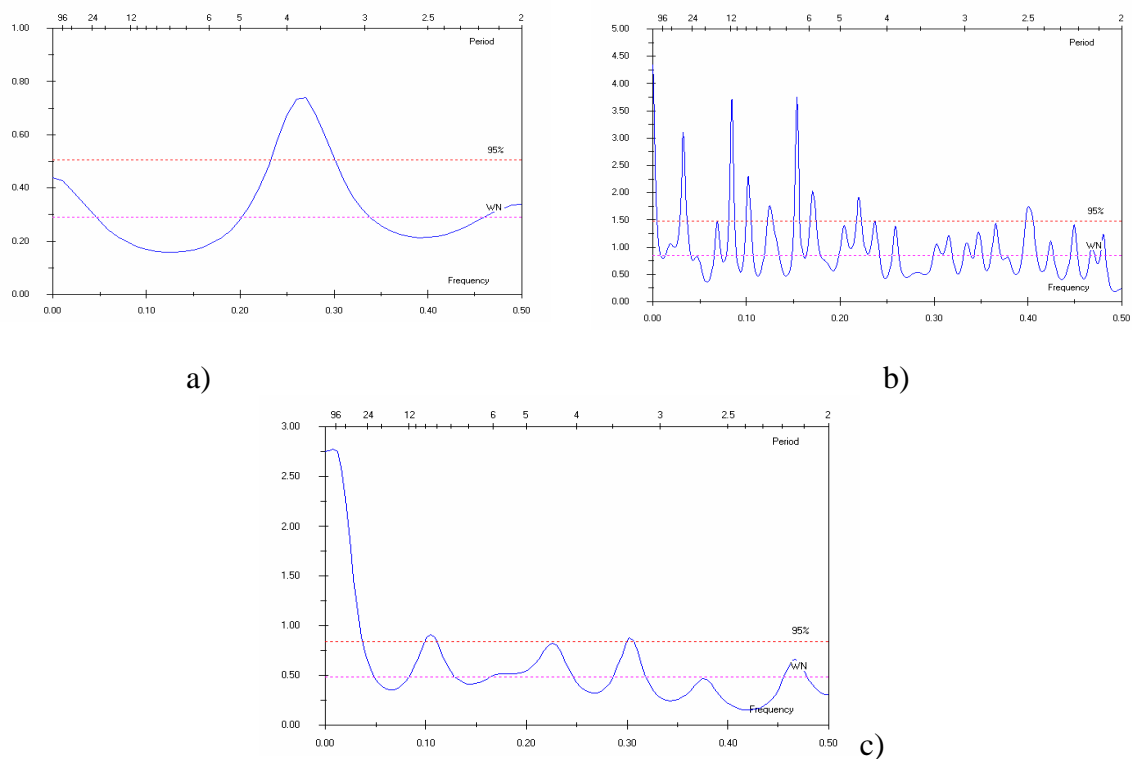


Figure 1 : Bandes spectrales selon la méthode MEM pour les stations d'ONA (a), d'Omu (b) et de Sibiu (c).

Pour mieux détecter le début de ces tendances, nous avons utilisé le test de Pettit. Une rupture dans la moyenne apparaît en 1951 pour Omu, en 1962 pour Sibiu et en 1978 pour ONA. Les deux méthodes affichent des résultats différents. La méthode MEM s'est avérée clairement supérieure à la méthode ASA qui révèle des cycles. La méthode ASA ne parvient pas à identifier le plus fort cycle (quasi biennuel - QBO) dans les séries d'Omu et Sibiu ainsi que dans l'indice ONA, ce qui représente la majeure partie de la variance dans les séries, sans tenir compte du niveau considéré (annuel, mensuel). Généralement, elle n'identifie pas la plupart des cycles au seuil de 95%.

La méthode de MEM est plus exacte. Elle identifie les cycles principaux aux niveaux annuel et mensuel. Il semble y avoir un cycle prédominant dans toutes les séries (2 à 2,22 ans). Le signal QBO est une oscillation quasi-bisannuelle de température et du vent zonal dans la stratosphère tropicale (Reed et al., 1961). Il est une des composantes les plus importantes pour les fluctuations à court terme du climat. Le vent maximum est à une altitude d'environ 24 km. Le signal QBO est détectable en surface et agit sur les éléments météorologiques où leurs caractéristiques ressortent aux échelles locale, régionale ou globale (Tosic et Unkasevic, 2005). Ce cycle semble être plus fréquent pendant la saison hivernale pour toutes les séries. Le cycle de 3,1 à 4 ans a été identifié seulement dans les séries roumaines aux niveaux annuels et printaniers. Des cycles plus longs (20-25, 33, 41-50 ans) ont été identifiés dans toutes les séries au niveau annuel, et surtout en été et en automne. Au niveau annuel, des cycles multi-séculaires ont été identifiés. Les cycles moyens (environ 9-11 ans), qui peuvent être corrélés avec les cycles solaires, apparaissent dans toutes les séries.

Conclusion

Les conclusions suivantes peuvent être tirées :

- une faible diminution des températures de Sibiu pour la période 1940-2005 a été mise en évidence ;

- pour la même période, il y a une tendance positive dans les températures d'Omu qui semble être liée à l'ONA ;
- un cycle prédominant de type QBO dans toutes les séries (2-2,22 ans) a été identifié au niveau annuel et en hiver ; un cycle de 3,1-4 ans a été détecté seulement dans les séries roumaines au niveau annuel et au printemps ;
- le début d'une rupture de stationnarité semble apparaître plus vite à Omu (1949) qu'à Sibiu (1960), et plus tardivement dans la série de l'ONA (1978). Ce fait semble indiquer que les stations d'altitude sont plus sensibles à un possible changement climatique, même si les tendances identifiées pour les stations roumaines sont faibles.

Remerciements

Les données de l'indice de l'ONA sont issues du Centre de Prévisions Climatiques (http://www.cpc.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/teleconnections.shtml) pour la période 2000-2005 et par le 'Climatic Research Unit' (<http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/nao.htm>) pour la période 1821-2000. Pour les données roumaines, nous avons utilisé les données issues de 'Klein Tank, A.M.G. et al., 2002 : Daily dataset of 20th-century surface air temperature and precipitation series for the European Climate Assessment. *Int. J. Climatol.*, **22**, 1441-1453.

Bibliographie

- Blackman R.B. et Tuckey J.W., 1958 : *The measurement of power spectra from the point of view of Communication Engineering*. Dover Mineola, NY 1-190 pages.
- Boroneant C. et Rambu I., 1992 : Some aspects of the air temperature regime as appearing at selected stations in Romania. *Meteorology and hydrology*, **22**, 2, 14-20.
- Burg J.P., 1978 : Maximum entropy spectral analysis. *Modern Spectrum Analysis*, 42-48, IEEE Press.
- Domonkos P. et Tar K., 2003 : Long-term changes in observed temperature and precipitation series 1901–1998 from Hungary and their relations to larger scale changes. *Theoretical and Applied Climatology*, **75**, 3-4, 131-147.
- Ghil M., Allen M.R., Dettinger M.D., Ide K., Kondrashov D., Mann M.E., Robertson A.W., Saunders A., Tian Y., Varadi F. et Yiou P., 2000 : Advanced spectral methods for climatic time series. *Reviews of Geophysics*, **40**, 1.
- Hurrell J.W., 1985 : Decadal trends in the North Atlantic Oscillation and relationships to regional temperature and precipitation. *Science*, **269**, 676-679.
- Jones P.D., Jönsson T. et Wheeler D., 1997 : Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland. *Int. J. Climatol.* **17**, 1433-1450.
- Kendall MG, Stuart A (1961) *The advanced theory of statistics* 2. London: Charles Griffen, 483–484.
- Maheras P., Xoplaki E., Davies T., Martin-Vide J., Bariendos M. et Alcoforado J., 1999 : Warm and cold monthly anomalies across the Mediterranean basin and their relationship with the large scale; 1860-1990. *Int. J. Climatol.*, **19**, 1697–1715.
- Mann, H. B., 1945 Non-parametric test against trend. *Econometrica* **13**, 245-259.
- Mann, H. B. et Whitney D.R. 1947 : On a test of whether one of two random variables is stochastically larger than the other. *Annals of Mathematical Statistics*, **18**, 50-60.
- Padmanabhan G., 1991 : Non-harmonic spectral analysis to investigate periodicity in hydrologic and climatologic time series. *Theor. Appl. Climatol.*, **13**, 31-42.
- Pettit A. N., 1979 : A non-parametric approach to the change point problem, *App. Statistic*, 126-135.
- Reed R.J., Campell W.J., Rasmussen L.A. et Rogers D.G., 1961 : Evidence of a down propagating, annual wind reversal in the equatorial stratosphere. *J. Geophys. Res.*, **66**, 813–818.
- Ross C., 1975 : *Maximum entropy analysis*. Unpublished, Meteorological Office, Bracknell, 47 pages.
- Sneyers R. , 1975 : Sur l'analyse statistique des séries d'observations. *WMO Note Technique*, no 143, 189 pp.
- Tomozeiu R., Busuioc A. et Stefan S., 2002 : Changes in seasonal mean maximum air temperature in Romania and their connection with large scale circulation. *Int. J. Climatol.*, **22**, 1181–1196.
- Tosic I. et Unkasevic M, 2005 : Analysis of precipitation series for Belgrade. *Theor. Appl. Climatol.*, **80**, 67-77.

L'INFLUENCE DES FACTEURS CLIMATIQUES SUR LA PRATIQUE DES SPORTS D'HIVER EN ROUMANIE ETUDE DE CAS : LA STATION DE SINAIA (VALLEE DE PRAHOVA)

GICA PEHOIU, CONSTANTIN PEHOIU, OVIDIU MURĂRESCU,
George MURĂTOREANU, Teodor SIMION, Petre BREȚCAN

*Universită Valahia de Târgoviște, Faculté de Sciences Humaines,
str. Lt. Stancu Ion, nr. 34-36A, Târgoviște, jud. Dâmbovița
gpehoiu@yahoo.com*

Résumé : *Le climat spécifique des Carpates roumaines, par ses paramètres météorologiques, offre la possibilité de pratiquer le tourisme pendant toute l'année. Les moyennes multiannuelles et mensuelles des précipitations ont des valeurs qui n'affectent pas, dans l'ensemble, le déroulement des activités touristiques. La présence de la couche de neige, le calme atmosphérique dans les zones dépressionnaires et le long des vallées, l'air riche en ozone, le degré élevé d'ensoleillement constituent des éléments bénéfiques pour les activités touristiques. L'influence des principaux facteurs climatiques (la température et l'enneigement) est analysée dans son évolution parallèlement à la possibilité de pratiquer les sports d'hiver, surtout le ski. On étudie aussi l'influence des facteurs climatiques sur les flux touristiques enregistrés à la station de Sinaia pendant la saison froide.*

Mots clés : *facteurs climatiques, sports d'hiver, ski, Sinaia*

Abstract: *The specific climate of the Romanian Carpathians, with its meteorological parameters, offers the possibility of practising tourism throughout the year. The multiyearly and monthly precipitation have values that do not affect, on the whole, the deployment of touristic activities. The presence of the snow layer, the atmospheric calm in the depression areas and along the valleys, the ozoned air and the high amount of sunshine are favorable elements for touristic activities. The influence of the main climatic factors (temperature and snow coverage) are analyzed in their evolution in parallel to the possibility of practising winter sports, especially ski. We focus as well on the influence of the climatic factors on the tourist flows registered in Sinaia resort during the cold season.*

Key words: *climatic factors, winter sports, ski, Sinaia*

Introduction

Parmi les principaux facteurs climatiques, la température de l'air et l'épaisseur de la couche de neige constituent les paramètres les plus importants quant à leur influence sur le déroulement des sports d'hiver. Dans la zone alpine roumaine, la neige commence à s'accumuler sous la forme d'une couche persistante dès le mois d'octobre (et parfois même plus tôt). Elle persiste ensuite, de façon continue ou discontinue, jusqu'à la fin du mois de mai. Au-dessus de 1800 mètres d'altitude, elle présente à la fois une grande stabilité et une longue durée, puisque le nombre moyen de jours avec de la neige au sol dépasse 200 par an. La grande fréquence des masses d'air océanique humide dans l'ouest du pays permet aux massifs montagneux de cette région de bénéficier d'une plus longue durée d'enneigement, même au-dessous de 1800 mètres (environ 225 jours/an dans les Montagnes Semenic, 230 à Băișoara-Muntele Mare dans les Montagnes Vlădeasa et 315 à Țarcului). Aux altitudes moyennes, comprises entre 800 et 1200 mètres, où se concentre la majorité des stations alpines, l'enneigement persiste entre 80 et 120 jours par an.

En Roumanie, le tourisme destiné aux sports d'hiver repose sur l'existence (dans 16 départements et 20 massifs montagneux) d'un domaine skiable d'une surface de 374,3 hectares, avec 71 pistes de ski alpin d'une longueur totale de 91 kilomètres. Environ 63% du domaine skiable sont situés dans les départements de Brașov, Prahova, Dâmbovița, respectivement dans les massifs montagneux Bucegi, Postăvarul, Piatra Mare, Clăbucetele Predealului, Munții Baiului, où se trouvent aussi les stations de Poiana Brașov, Sinaia, Predeal, les plus connues et les plus appréciées par les amateurs de sports d'hiver, qu'ils viennent de Roumanie ou de l'étranger.

1. La station de Sinaia - la Vallée de Prahova (Valea Prahovei)

Sinaia, l'une des plus belles stations alpines de Roumanie, surnommée « la Perle des Carpates », est située sur le cours supérieur de la Vallée de Prahova, au pied sud-est des Montagnes Bucegi et au pied sud-ouest des Montagnes Munților Baiului (figure 1), à une distance de 102 kilomètres de la capitale Bucarest. La fonction touristique de la localité est signalée dès 1860, lorsque le roi Carol I y établit sa résidence d'été, dans la fameuse location « Castelul Peleş » (Le Palais de Peleş). La station se trouve à des altitudes comprises entre 850 et 1000 mètres, dans l'étage spécifique de la zone montagneuse, où le climat subalpin est influencé par la position de la localité dans le corridor de Prahova, qui lui vaut une très faible intensité des courants aériens. Les hivers ignorent en général les gels rigoureux, les mois d'été sont assez frais, les automnes longs et sereins, les printemps relativement doux, tout cela contribuant à l'attrait de la station pour les touristes autochtones et étrangers.

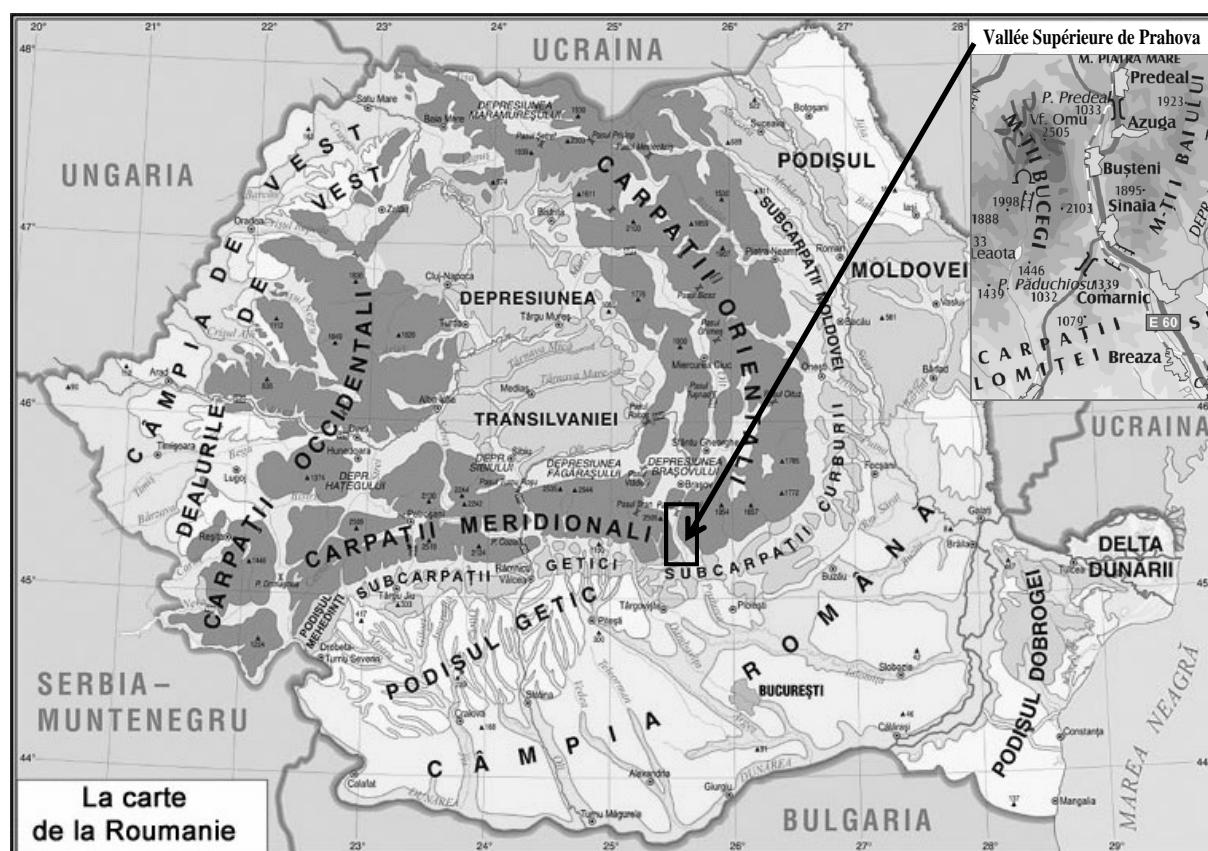


Figure 1 – Emplacement de la Vallée de Prahova sur la carte physique de la Roumanie.

Dans la station, la température moyenne annuelle se situe autour de $4,1^{\circ}\text{C}$, avec une moyenne hivernale de $-4,6^{\circ}\text{C}$ et un nombre moyen de jours de gel de 71,7. En règle générale, l'épaisseur de la couche de neige s'accroît à partir du mois de janvier, lorsque les chutes se font plus abondantes, pour atteindre un maximum moyen dans la première décade de février, n'évoluant quasiment pas jusqu'au milieu ou à la fin de mars. La couche de neige peut atteindre jusqu'à 150 centimètres, comme cela est arrivé pendant l'hiver 2005-2006, durant les mois de février et mars, à Cota 1500 sur la vallée Valea Dorului, où la saison de ski s'est prolongée jusque en mai. Toutefois il y a aussi des hivers où, du fait de la rareté des chutes de neige, l'enneigement est inexistant, l'exemple typique étant l'hiver 2006-2007, où les stations de la Vallée de Prahova n'ont bénéficié d'aucun jour à neige au sol – ce qui a eu une influence néfaste sur le déroulement des sports d'hiver et, implicitement, sur le nombre de touristes, y compris à Sinaia.

La station offre à chacun la possibilité de pratiquer ses sports favoris. Elle bénéficie en effet d'aménagements spéciaux destinés à la pratique des sports d'hiver : 12 pistes de ski de difficultés variées (tableau 1), une piste de bobsleigh, des pistes de luge, diverses installations sur câble (tableau 2), des écoles de ski et de snowboard, des centres pour louer des équipements et du matériel sportif, qui fonctionnent dans les hôtels Sinaia, New Montana, Alpin, Palas, Holliday Inn, etc.

Nom de la piste	Degré de difficulté	Longueur (m)	Dénivellation (m)	Limites
<i>A. Avancés</i>				
Carp	difficile	2500	600	Vf. Furnica - Cota 1400
Turistica	moyen	2800	440	Cota 1400 - Sinaia
Papagal	moyen	450	150	Tarle - Telescaun
Piste 1500	moyen	450	125	Cota 1500 - Cota 2000
<i>B. Débutants</i>				
Vânturiș	facile	2350	560	Vârful cu Dor - Cota 1400
Poiana Florilor	facile	250	50	Vf. cu Dor – « Vf. cu Dor »
Piramida	facile	450	100	Vf. cu Dor - Cabana « Vf. cu Dor »
Dorului	facile	600	150	Vf. cu Dor - Cabana « Valea Dorului »
Fața Dorului	facile	1180	210	Vf. Furnica - Valea Dorului
<i>C. Luge</i>				
Drumul Vechi - Cota 1300	facile	3500	450	Sinaia - Hôtel « Alpin »
<i>D. Bobsleigh</i>				
Furnica - Sinaia	difficile	1500	350	Vf. cu Dor - Valea Dorului
<i>E. Bobsleigh et luge</i>				
Hôtel « Alpin » - Cota 1400	difficile	1500	134	Hôtel « Alpin » - Cota 1400

Tableau 1 – Sinaia : caractéristiques du domaine skiable.

N° crt.	Installation et trajet	Longueur (m)	Dénivellation (m)	Durée (minutes)	Capacité (personnes/heure)
1.	Télécabine Sinaia - Cota 1400 (cable-car)	2330	590	7	300
2.	Télécabine Cota 1400 - Cota 2000 (cable-car)	1945	600	6	270
3.	Téléchaise Valea Dorului - Furnica (chair-lift)	980	180	7	700
4.	Téléski Valea Dorului - Scândurar (ski-lift)	455	150	3	350

Tableau 2 – Installations de transport sur câble.

Le domaine skiable est réparti sur deux des versants de la montagne Vârful cu Dor (2030 m), le versant occidental, équipé avec la téléchaise Valea Dorului et complété par deux téléskis, constituant la partie du domaine skiable de la station Sinaia qui reçoit le plus grand nombre de skieurs. La régularité des pentes et leur étendue favorisent la pratique intensive du ski, en utilisant soit le trajet principal, soit le trajet secondaire. Le versant oriental, qui domine la ville de Sinaia, s'étend le long de la ligne de la télécabine.

Les pistes de ski alpin ont une longueur totale de 11 500 mètres, ce qui représente 14,8% du total de l'offre montagnaise, avec une capacité de 7 000 personnes/heure et différents degrés de difficulté. Il existe des pistes de très bonne qualité technique, par exemple les pistes Carp, Papagal, Turistica, Pârția 1500, destinées aux skieurs avancés, mais il existe aussi, comme on le voit sur le tableau 1, des pistes pour débutants ou pour skieurs de niveau moyen,

telles les pistes de Poiana Florilor, Piramida, Vânturiș et Dorului. Pour les adeptes du ski de fond, la piste du plateau de Bucegi est conseillée ; elle a une longueur de 8000 mètres.

Sinaia étant hôte de la Fédération Roumaine de Ski, Bobsleigh, Luge et Biathlon, les compétitions traditionnelles que cette fédération organise ont lieu sur une piste spécialement aménagée dans la partie ouest de la station, vers la route qui monte à l'Hôtel Alpin-Cota 1400.

2. Analyse de la température, de la couche de neige et des flux touristiques, parallèlement à la pratique des sports d'hiver

L'analyse de ces éléments est fondée sur des données statistiques, en l'occurrence les moyennes annuelles et mensuelles de la température, ainsi que l'épaisseur de la couche de neige, toutes valeurs enregistrées sur la période 2000-2005 aux stations météorologiques Sinaia 1500, Predeal et Vârful Omu.

La position géographique et les particularités du relief déterminent des valeurs des paramètres climatiques qui permettent de situer cette zone dans l'étage alpin. En même temps, le climat spécifique de la station est influencé par la position de la localité dans le cadre du corridor de Prahova, caractérisé par une faible intensité des courants aériens, avec des hivers plus doux et des étés plus frais, ce qui constitue des éléments favorables pour la pratique des activités touristiques dans les stations de la Vallée de Prahova.

La température moyenne annuelle varie en fonction de l'altitude, mais présente aussi une assez forte variabilité dans le temps. Partant de 5,4°C à Predeal (1090 m), elle tombe à 4,1°C à la station de Sinaia (1500 m) et à -2,6°C à Vârful Omu (2504 m) (figure 2).

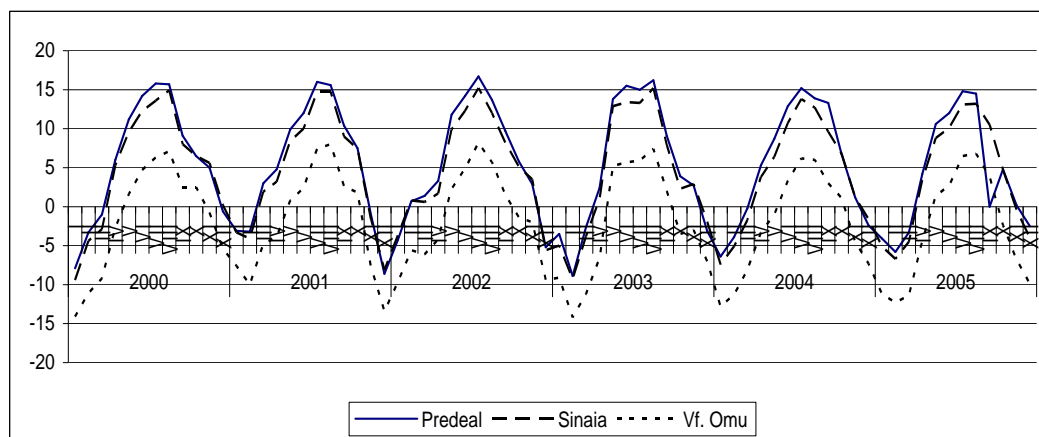


Figure 2 – Evolution de la température moyenne mensuelle dans les stations météorologiques de Predeal, Sinaia et Vârful Omu pendant la période 2000-2005

Sources : les stations météorologiques Predeal, Sinaia, Vârful Omu.

L'hiver enregistre les températures moyennes les plus basses, comprises entre -10,6°C à Vârful Omu et -4,6°C à Predeal (-5,0°C à Sinaia), ce qui détermine une forte occurrence de gelées et le stockage d'une grande quantité d'eau sous forme solide.

Les températures moyennes à la station de Sinaia 1500, durant les mois d'hiver, sur la période analysée, se sont établies à -3,5°C en décembre, à -5,6°C en janvier, à -5,0°C en février et à -2,5°C en mars.

Les températures moyennes les plus élevées sont enregistrées pendant l'été, où elles montent jusqu'à 5,8°C à Vârful Omu, 5,3°C à Predeal et 12,7°C à Sinaia.

Le nombre moyen annuel de jours de gel, caractérisés par des températures minimales inférieures ou égales à 0°C, augmente avec l'altitude, de 57,3 jours à Predeal jusqu'à 71,7 à

Sinaia et à 159,4 à Vârful Omu. Le gel résulte tantôt des effets radiatifs des nuits sereines, et tantôt de l'advection d'air froid.

Mais c'est la neige qui conditionne la pratique des activités touristiques d'hiver. La durée d'enneigement est partiellement corrélée à la longueur de la période enregistrant des températures négatives, et elle varie donc en fonction de l'altitude. La première neige tombe, en moyenne, dans la première décennie de septembre à Vârful Omu, et dans la deuxième décennie d'octobre aussi bien à Sinaia qu'à Predeal. Quant à la dernière chute de neige, elle intervient en général vers le milieu du mois d'avril. Le nombre moyen annuel de jours à précipitations solides atteint 101,1 à Vârful Omu, et tourne autour de 80 à Sinaia et Predeal.

Pour ce qui concerne la durée et l'épaisseur de la couche de neige, on mesure l'intervalle de temps séparant l'apparition de la disparition de l'enneigement. Le chiffre moyen annuel s'établit à 124 jours, la neige s'installant au sol dans la première décennie de novembre, pour disparaître fin mars voire, certaines années, fin avril (figure 3).

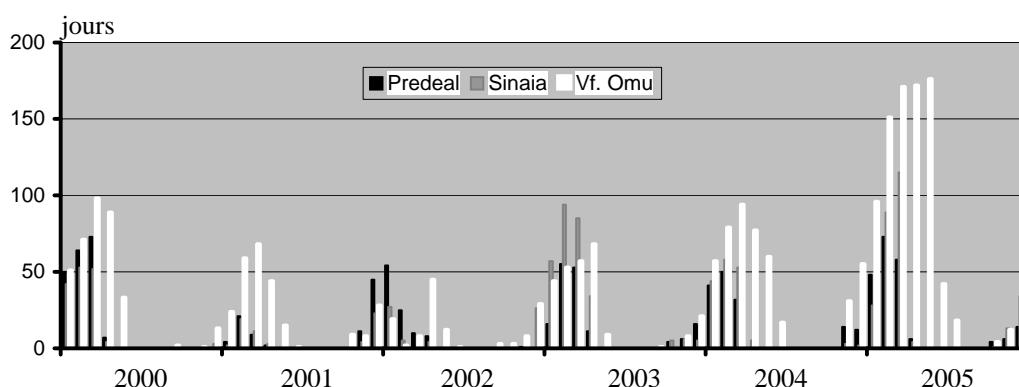


Figure 3 – Evolution de la couche de neige aux stations météorologiques Predeal, Sinaia, Vârful Omu pendant la période 2000-2005.

En fonction de la quantité de précipitations et de l'intensité des courants aériens, l'épaisseur de la couche de neige diffère beaucoup d'un endroit à l'autre et d'un moment à l'autre. Pendant la période analysée, la saison 2001-2002 a enregistré la plus faible épaisseur de neige (en moyenne 10,6 centimètres), ce qui s'est répercuté sur le nombre des touristes (148 824 personnes), alors qu'avec une épaisseur de 50 à 80 centimètres, la saison 2005 a accueilli 191 269 personnes attirées par la pratique des sports d'hiver (figure 4).

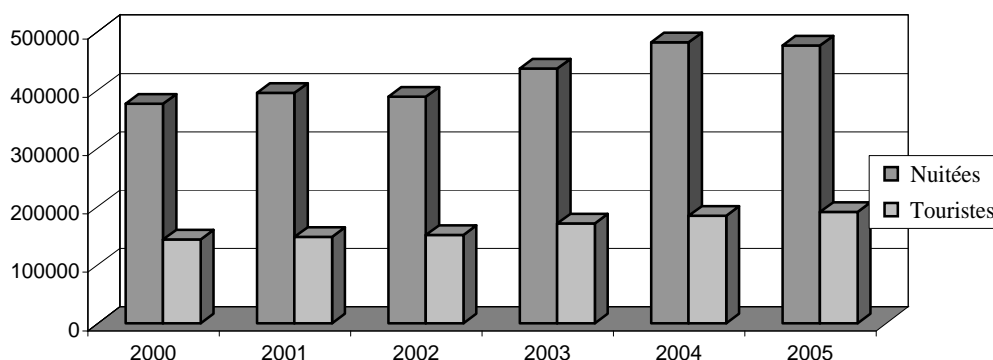


Figure 4 – Evolution comparée du nombre de touristes et de nuitées dans la station de Sinaia pendant la période 2000-2005.

A titre d'exemple, l'hiver 2005-2006 a été riche en neige, ce qui a prolongé la saison de ski jusqu'au début du mois de mai. En février et mars, le manteau neigeux a atteint 130 à 150

centimètres d'épaisseur à Cota 1500 et à Valea Dorului. Mais aussi bien Sinaia que les autres stations situées dans la vallée de Prahova peuvent se trouver confrontées à des périodes sans enneigement. L'exemple typique, de ce point de vue, est l'hiver 2006-2007, où les températures élevées ont perturbé le déroulement des activités touristiques, ce que confirment les premières statistiques disponibles. Dans de telles situations, la neige naturelle est remplacée par de la neige artificielle, produite par les canons à neige qui peuvent fonctionner lorsque la température de l'air est inférieure à 5°C. On estime qu'au printemps 2007, la neige artificielle des pistes devrait résister jusqu'au mois d'avril, ce qui influencera favorablement l'arrivée des touristes, surtout en fin de semaine.

Conclusion

La position géographique, les particularités du relief, mais surtout la présence de la neige et la température de l'air représentent des facteurs essentiels pour l'activité touristique susceptible d'être déployée pendant l'hiver dans les stations alpines. On saisit par là combien la pratique des sports spécifiques de cette saison et, en même temps, l'arrivée d'un nombre plus ou moins grand de touristes dans les stations sont déterminées par les conditions climatiques.

Bibliographie

- ***, 2000-2005: *Données climatiques obtenues aux stations météorologiques de Sinaia, Predeal et Vârful Omu.*
- CANDEA M., ERDELI G., SIMON T., 2001: *Potențialul turistic și turism (Potentiel touristique et tourisme).* Universităţii Bucureşti, 286 p.
- Direcția Județeană de Statistică Prahova, 2000-2005: *Statistiques touristiques.*
- ERDELI G., ISTRATE I., 1996: *Amenajări turistice (Aménagements touristiques).* Universităţii Bucureşti, 162 p.
- GLĂVAN V., 2000: *Turismul în România (Le tourisme en Roumanie).* Editura Economică, Bucureşti, 159 p.
- MURĂRESCU O., 2004: *Resursele de apă din spațiul carpatic și subcarpatic dintre Dâmbovița și Prahova și valorificarea lor (Ressources d'eau dans l'espace carpatic et subcarpatic entre Dâmbovița et Prahova et leur valorisation).* Editura Transversal, Târgoviște, 211 p.
- PEHOIU C., PEHOIU G., 2006: *Turism și sport în România (Tourisme et sport en Roumanie).* Editura Transversal, Târgoviște, 187 p.

INFLUENCE DES LACHERS D'EAU DU BARRAGE DE NANGBETO DANS LA DYNAMIQUE MORPHOLOGIQUE DE LA BASSE VALLEE DU FLEUVE MONO (AFRIQUE DE L'OUEST)

JOCELYNE PERARD, PIERRE CAMBERLIN & ERNEST AMOUSSOU

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

Centre de Recherches de Climatologie (CRC), Université de Bourgogne, 6 boulevard Gabriel 21000 Dijon - France

Tél : (0033) 03 80 39 38 21 (57 39), Fax : (0033) 03 80 39 57 41

Résumé : *Le Bénin, comme beaucoup de pays de l'Afrique de l'Ouest connaît une forte irrégularité interannuelle quant à l'abondance et à la répartition spatiale des précipitations. Les écoulements, bien davantage encore que les précipitations, sont très irréguliers, tant à l'échelle mensuelle qu'annuelle conduisant par moments à des tarissements. Toutefois, depuis l'installation du barrage de Nangbéto en 1987, le fleuve Mono ne tarit plus en saison sèche. L'écoulement à Athiémé est devenu artificiel et réglé par le barrage en amont au gré des lâchures périodiques d'eau. Cette situation a engendré une mutation des écosystèmes, une baisse de la productivité halieutique mais aussi un déficit de sédiments. Cet écoulement permanent induit par le barrage, modifie l'équilibre fluvio-lagunaire et par conséquent la biocénose du complexe.*

Mots clés: *Mono, barrage de Nangbéto, lâchures d'eau, hydrodynamique*

Abstract : *Benin, like many West African countries, faces a strong interannual irregularity in the abundance and spatial distribution of rainfall. runoff is even more irregular than precipitation, at both monthly and annual time-scales, sometimes leading to a drying up. However, since the construction of the Nangbéto dam in 1987, the Mono river does not dry up any more in the dry season. Runoff at Athiémé station has become artificial and is regulated by the dam in the upper basin, depending on water releases. The result is a change in the ecosystem, a lesser productivity of the fisheries, as well as a decrease in the sediment charge. This permanent runoff induced by the dam, modifies the water exchange balance between the river and the lagoon and consequently the biocenose of the basin.*

Key words: *Mono, Nangbéto dam, water releases, hydrodynamics*

1- Introduction

La basse vallée du fleuve Mono, située au Sud-Ouest du Bénin (figures 1 et 1'), couvre une superficie d'environ 24057 km². Elle présente une plaine inondable d'Athiémé à Kouéta et ses environs dans la Commune de Grand-Popo. Elle bénéficie du climat subéquatorial, caractérisé par un régime pluviométrique bimodal, avec deux pointes pluviométriques d'inégales importances. Cependant l'écoulement dépend des précipitations en amont d'Athiémé donc du climat subsoudanien. Mais depuis 1988, la lame écoulée à la station d'Athiémé n'est plus seulement sous l'influence de la pluie mais aussi des lâchures d'eau liées à la gestion du barrage hydroélectrique de Nangbéto (Blivi, 2000). Ces lâchers d'eau ont contribué ainsi à un écoulement permanent qui a modifié les écosystèmes de la basse vallée. Cette dynamique morphologique du bassin est sensible aussi bien dans la géométrie que dans la quantité des matériaux charriés évalués de 150 à 200000 tonnes (Rossi et Blivi, 1995; Klassou, 1996 et Blivi, op. cit.) et les mutations de l'écosystème du bassin.

La construction du barrage a engendré l'écoulement permanent d'eau dans le bassin et une modification de l'écosystème aquatique. Cette étude vise à analyser l'influence du barrage de Nangbéto sur le fonctionnement hydrologique de la basse vallée du Mono.

2- Données et méthodes utilisées

Une étude comparative des précipitations en amont d'Athiémé et des débits à la station d'Athiémé suivant les périodes 1961-1987 et 1988-2000 a permis de mettre en évidence les effets négatifs des lâchures d'eau dans l'hydrodynamique du milieu. Les champs de précipitations et les moyennes pour le bassin versant sont obtenus en deux temps. Un modèle d'ajustement linéaire liant les valeurs stationnelles aux coordonnées géographiques et à l'altitude (Modèle Numérique de Terrain SRTM30) est utilisé pour calculer les champs

moyens mensuels. Les valeurs interannuelles sont ensuite obtenues en combinant les champs moyens avec une interpolation cubique des pourcentages d'écart à la moyenne.

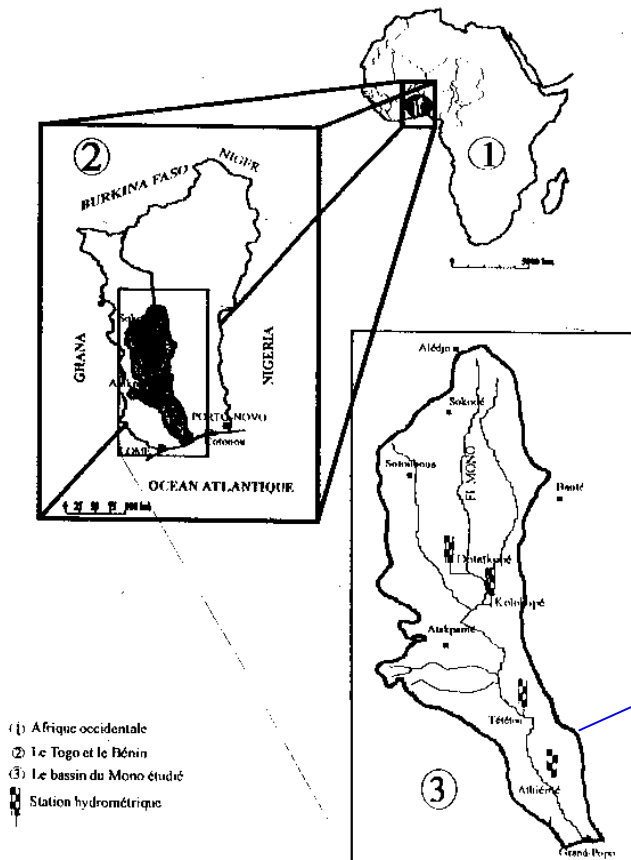


Figure 1 : Carte de situation du secteur d'étude

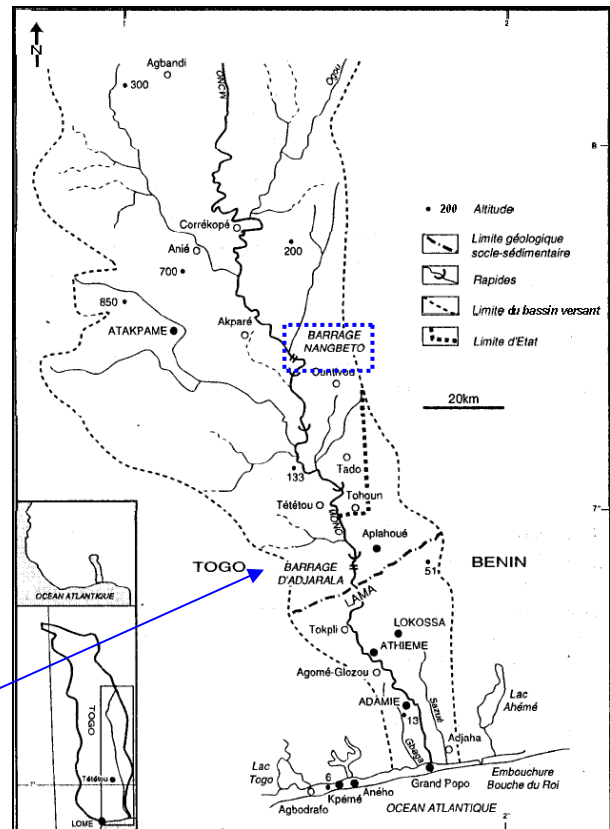


Figure 1' : Localisation du barrage Nangbéto dans le bassin

Les données de transparence, de conductivité et du taux de dépôts solides (TDS) ont été prises à la surface et à 1 m de profondeur dans la basse vallée à Grand-Popo. Cette opération a été répétée plusieurs fois dans sept sites de la basse vallée de février à septembre 2005. Ces données ont servi à calculer la moyenne mensuelle dans la basse vallée du Mono. Elles ont permis aussi de calculer la matrice des coefficients de corrélation avec les paramètres physico-chimiques (conductivité, salinité, etc.) et les charges solides. Ceci permettra d'en déduire l'importance des particules solides érodées dans le bassin.

Les enquêtes de terrain, la revue bibliographique et la rugosité du bassin ont permis d'apprécier la vitesse d'écoulement. Les données de charges solides ont permis d'établir le rapport débit/charge solide afin d'en déduire l'influence des débits dans le drainage des particules en suspension.

3- Résultats et discussion

3.1- Ecoulements

L'écoulement moyen mensuel à Athiémé passe de 13,33 (1961-1987) à 17,27 mm (1988-2000), soit en moyenne une augmentation de 0,30 mm par an sur la période 1988-2000. Il pourrait provoquer ainsi, une érodibilité du lit du fleuve Mono augmentant ainsi en amont le transport des apports liquides et solides. Tout est aussi dû à la légère augmentation des précipitations de 1988 -2000.

L'analyse des écoulements dans le bassin (figure 2) montre qu'avant le barrage, l'écoulement est quasiment nul de janvier à mai, et ne commence à augmenter qu'en juin, au

moment où les précipitations atteignent leur optimum au sud (domaine subéquatorial). Ceci montre que les premières pluies participent à la saturation du sol et que les pluies du nord du bassin sont déterminantes dans l'écoulement. Ainsi, l'écoulement atteint son pic en septembre, un à deux mois après le pic de la pluie au nord. Cette situation facilite le déclenchement de la crue entre mi-septembre et octobre, au moment où les pluies de la petite saison du sud s'y ajoutent. Cependant, avec la construction du barrage (1988), l'écoulement est pérenne douze mois sur douze du fait des lâchers d'eau et l'érosion des berges est quasi-permanente (photo1). Mais les crues sont aujourd'hui moins perceptibles dans la basse vallée du fait de l'ouverture quasi-permanente de l'embouchure.

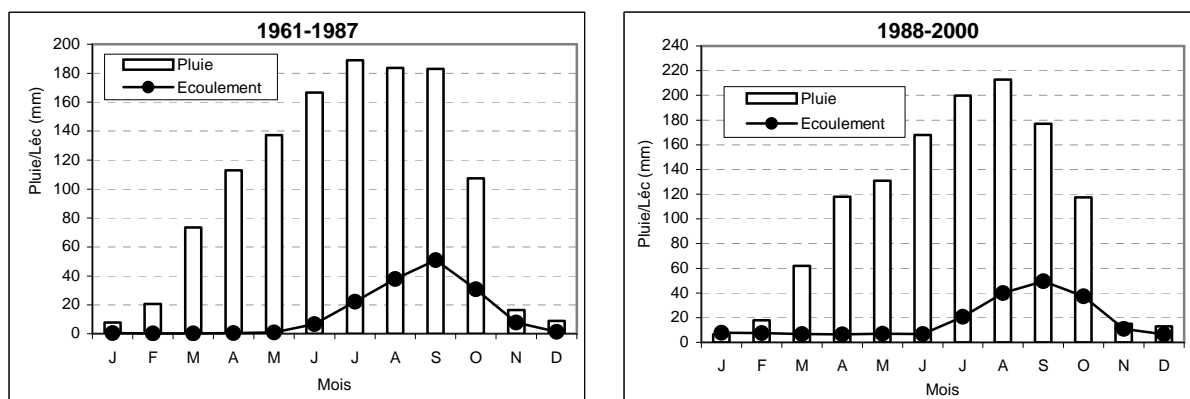


Figure 2 : Variation moyenne mensuelle de la pluie et de la lame d'eau en amont d'Athiémé avant et après la construction du barrage de Nangbéto

Le débit est 23 % (1988-2000) supérieur à celui de la période de 1961-1987. Cet écoulement régulier a engendré des creusements et comblement du lit (photo 2) d'une rive à l'autre. Nous pouvons retenir que l'écoulement du Mono, est sous l'influence des lâchers d'eau et que le débit à Athiémé de 1988 à nos jours n'est plus naturel (Blivi, op. cit.; et Adandédjan, 2005). Cependant, la largeur du lit est faible en saison sèche et les berges sont exposées à l'exploitation humaine (Photo3).

3.2- Caractéristiques climatiques

La variation des précipitations (1238 mm de 1988-2000 contre 1207,28 mm de 1961-1987) a un débit interannuel qui varie entre de 108,5 (1961-1987) à 140,8 m³/s (1988-2000), soit une augmentation de 32,3 m³/s dans la période 1988-2000. Cette légère augmentation pluviométrique interannuelle (2,38 mm/an) sur la période 1988-2000 est à comparer à une augmentation d'écoulement moyen interannuel de 0,30 mm.

Le bassin du fleuve Mono est arrosé par les pluies du domaine subéquatorial à quatre saisons (deux saisons sèches et deux saisons pluvieuses alternées) au sud et celles du domaine tropical à deux saisons (une saison sèche et une saison pluvieuse) au nord. Ce bassin connaît ainsi une légère augmentation des précipitations de 1988-2000 (figure 3), qui pourrait expliquer cette légère augmentation des écoulements dans la vallée. La détermination du champ pluviométrique par interpolation à partir des données d'observations présente un régime climatique à une longue saison de pluies (7 à 8 mois) et une saison sèche.



Amoussou, 2006

Photo 1 : Erosion des berges à Affomonou en aval d'Athiémé



Amoussou, 2006

Photo 2 : Comblement et creusement du lit à Agonmè-Glozou en aval d'Athiémé



Amoussou, 2006

Photo 3 : Rétrécissement et exploitation du sable du lit à Athiémé

L'augmentation de la quantité des précipitations dans la période de 1988-2000, est insuffisante pour déclencher une telle variation des débits ($2,48 \text{ m}^3/\text{s}$) car en zone tropicale et subéquatoriale, un déficit pluviométrique entraîne deux à trois fois le déficit d'écoulement (Vissin, 2001 et Amoussou, 2005). Dans cette condition, une étude de la variabilité des lâchers d'eau pourrait aider à confirmer cette hypothèse de l'influence de l'effet d'hydrodynamique sur les sédiments du bassin. Le déstockage important d'eau pourrait aussi expliquer l'augmentation des débits.

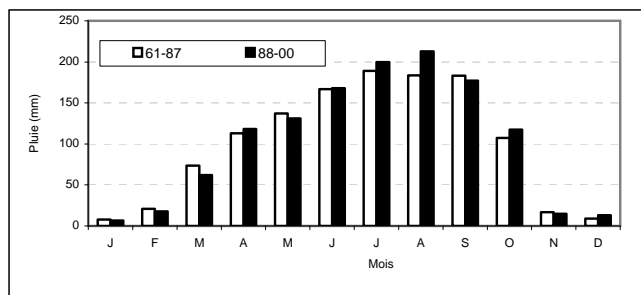


Figure 3 : Régime pluviométrique moyen du bassin du Mono en amont d'Athiémé avant et après la construction du barrage de Nangbéto

3.3- Analyse comparée du débit à Athiémé et du volume d'eau lâchée à Nangbéto

La variation du régime hydrologique de la vallée est influencée par des apports liquides du barrage. Ces apports sont importants lorsque la pluviométrie est abondante. Le maximum des lâchers d'eau se fait un mois après le pic des précipitations dans le bassin (figure 4). L'écoulement évolue donc sous l'influence directe des lâchures d'eau. Mais la vaste plaine inondable en aval du barrage, l'évapotranspiration et la distance qui sépare le barrage à Athiémé (plus de 120 km), la recharge des nappes pourraient aussi expliquer la baisse du débit à Athiémé par rapport au débit du volume d'eau lâchée. Cette diminution seraient aussi la conséquence des différentes utilisations (irrigation, ménages, aménagement du barrage d'Adjarala situé entre Nangbéto et Athiémé) que font les populations riveraines de cette vallée.

Les lâchers étant nécessaires pour produire le courant électrique, les récessions pluviométriques n'entraînent pas la suppression totale des lâchures mais la diminution en étiage. Ceci explique les coupures intempestives du courant électrique entre le Bénin et le Togo. Ainsi, par exemple avec $200 \text{ m}^3/\text{s}$ d'eau issue des lâchures d'étiage, il se produit une élévation du niveau de la basse vallée de 40 cm au maximum, très sensible lorsque l'embouchure est fermée. Mais toutefois, cet ouvrage a engendré une réduction des apports sédimentaires (Blivi, op. cit.). Ce déficit sédimentaire contribuerait donc à l'érosion observée dans la lagune côtière du Bénin-Togo.

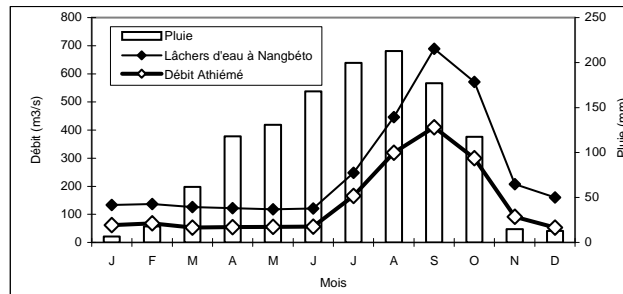


Figure 4 : Evolution des écoulements et des lâchers d'eau en fonction de la pluie de 1988-2000.

Les corrélations pluie/volume et volume/débit d'eau lâchée (figure 5) ont permis d'apprécier le rôle joué par le barrage dans la dynamique morphologique du bassin. Elles montrent que les débits d'Athiémé sont sous l'influence des volumes d'eau lâchée, ce qui explique d'ailleurs l'écoulement d'étiage dans le bassin. Cependant, les pluies déterminent la quantité d'eau lâchée. Ainsi, les récessions pluviométriques entraînent des délestages électriques entre le Bénin et Togo, à cause de manque d'eau pour tourner les turbines.

Par ailleurs, la sécheresse hydrologique entraîne une légère montée du front salin dans la basse vallée du Mono en période de basses eaux (Anthony et Blivi, 1999).

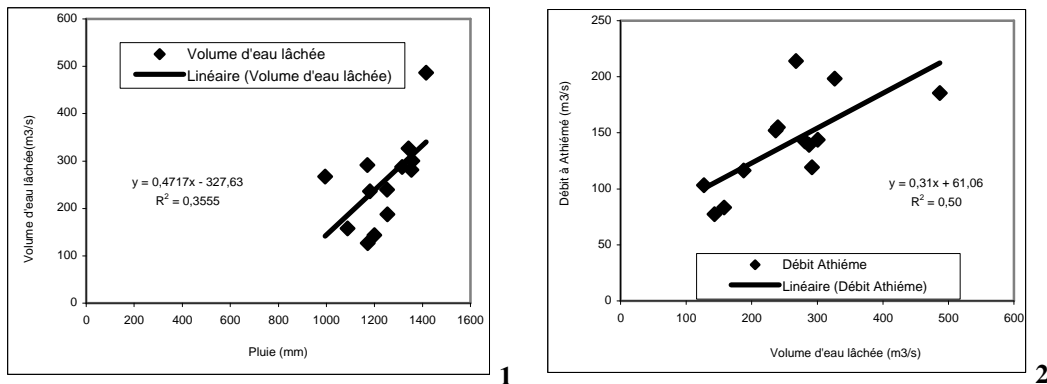


Figure 5 : Corrélation pluie/volume d'eau lâchée à Nangbéto (1) et débit à Athiémé/débit du volume d'eau lâchée (2) à Nangbéto de 1988-2000

3.4- Variations des paramètres physico-chimiques

Les données disponibles ne permettent pas de faire une comparaison sur les deux périodes (1961-1987 et 1988-2000), néanmoins, il s'agit d'étudier leur évolution mensuelle. Ainsi, l'évolution de la transparence de l'eau a permis de déterminer les mois des grands apports sédimentaires à la basse vallée. Plus la transparence de l'eau est faible, plus cette eau est chargée de matières en suspension (MES).

La figure 6 reproduit l'évolution de la transparence de février à septembre 2005. Dans la basse vallée, la transparence diminue au fur et à mesure qu'on est au cœur de la saison pluvieuse (juillet-août) et par conséquent des crues. Ceci démontre l'importance des apports charriés et érodés. La corrélation transparence/taux dépôts solides mesurés (figure 7) en surface comme en profondeur montre que les matières en suspensions sont très importantes ($r=0,93$ et $r=0,89$). Dans ce cas, la conductivité est faible et le dépôt est accéléré. Cette faible conductivité corrèle bien avec la salinité. Cette salinité presque nulle augmente le degré d'eutrophisation du complexe, et par ricochet l'envasement du lit.

Les effets du barrage se perçoivent aussi par le fait que la transparence est plus forte (160 cm en mars et 10 cm en septembre) dans la retenue d'eau qu'en aval du barrage (115 cm en mars et 8,66 cm en septembre) (Adandédjan, op. cit.), où l'érosion des berges est forte. Ceci montre l'agressivité des lâchers d'eau. Ces lâchers agissent sur la morphologie en rendant certaines parties du lit très étroit et très profond par contre très large et moins profond dans d'autres endroits.

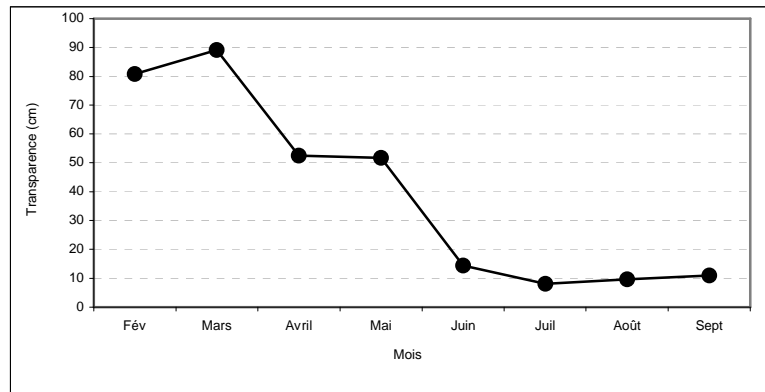


Figure 6 : Evolution moyenne mensuelle de la transparence dans la basse vallée du Mono de février à septembre 2005

La valeur élevée de la transparence observée pendant les mois de basses eaux est due à la décantation de l'eau turbinée (Adandédjan, op. cit.). La transparence joue ainsi un rôle important dans l'évaluation de la zone euphotique et la description des variations du milieu (densité des phytoplanctons, matières en suspension).

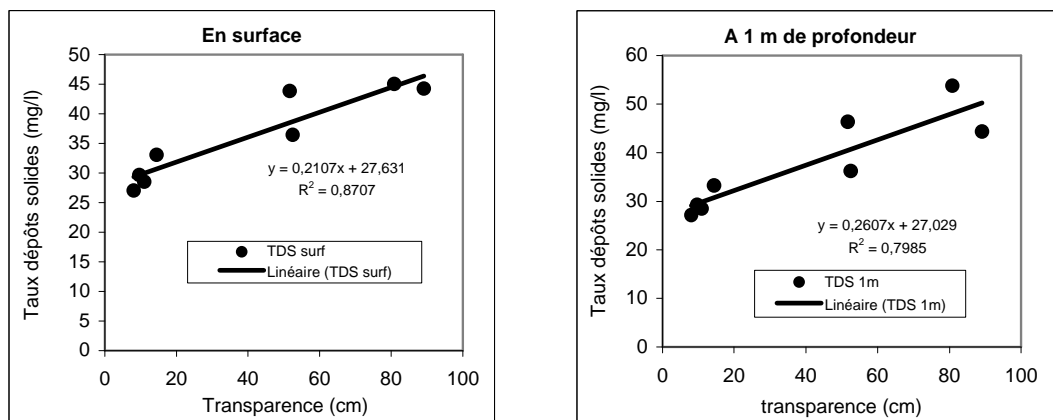


Figure 7 : Corrélation transparence et taux dépôts solides

Cette érodibilité du lit du bassin et l'écoulement quasi-permanent modifient les paramètres physico-chimiques et par conséquent l'écosystème en place. Ceci a entraîné une baisse de la production halieutique (par exemple, nous passons de 1704,29 tonnes en 1990 à 678,59 tonnes en 2000 dans la basse vallée), obligeant la reconversion de certains pêcheurs en agriculteurs. Par contre d'autres ont émigré vers les autres pays côtiers comme le Ghana, la Côte d'Ivoire, l'Angola, le Gabon, Congo, etc. pour continuer à pratiquer la pêche.

Cette baisse de la production est surtout liée à l'irrégularité des crues, car c'est au cours de cette période que les espèces se réfugient sous les *Typha australis* et *Ryzophora* pour se reproduire.

Conclusion

Le régime hydrologique de la vallée du Mono est déterminé par les précipitations et les lâchers d'eau quotidiennes effectuées par le barrage de Nangbéto pour la production du

courant électrique. Cependant, les débits actuels à Athiémé sont artificiels sur six mois (novembre à mai) (Bliivi, op.ct.). Ces lâchures de turbinage d'eau provoqueraient l'érosion des berges en transportant les matières en suspension (MES) dans la basse vallée. Ceci réduit la transparence et la conductivité au fur et à mesure que les lâchers d'eau sont importants. Tout cela pourrait contribuer à l'accélération d'atterrissage probable des sédiments dans le lit. Ceci explique l'envasement accru observé ces dernières années et le développement des plantes flottantes. Cependant, le barrage de Nangbéto a réduit progressivement les apports solides du fleuve Mono à la zone côtière (Bliivi, op. cit.).

Références bibliographiques

- Adandédjan D. ; 2005: *Etude des caractéristiques hydrologiques et ichtyologiques du bassin du Mono en aval de Nangbéto*. Mémoire de DESS, ARGEA/ FSA/ UAC, 83 p + annexes.
- 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.
- Anthony E. et Bliivi B., 1999 : *Morphosedimentary evolution of a delta-sourced, drift-aligned sand barrier-lagoon complex, western Bight of Benin*. *Marine Geology*, 158, pp 161-176.
- Bliivi A. ; 2000 : *Effets du barrage de Nangbéto sur l'évolution du trait de côte : une analyse prévisionnelle sédimentologique*. In «J. Rech. Sci. Univ. Bénin (Togo), n°4 vol 1 pp 29-41.
- 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. 608p.
- Klassou K. S., 1996 : *Evolution climato-hydrologique récente et conséquences sur l'environnement : l'exemple du bassin versant du fleuve Mono (Togo-Bénin)*. Thèse de doctorat, Univ. Bordeaux 3, 472p.
- Rossi G. et Bliivi A. ; 1995 : *Les conséquences des aménagements hydrauliques de la vallée du Mono (Togo-Bénin). Saura-t-on gérer l'avenir ?* In « Cahiers d'Outre-Mer », 48 (192) pp 435-452.
- 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, 52p.

APPORT DE LA DENDROCHRONOLOGIE POUR L'ETUDE DES SECHERESSES DANS LE NORD-OUEST DE LA FRANCE (XIX-XX^e S.)

O. PLANCHON¹, V. DUBREUIL¹, V. BERNARD², S. BLAIN³

¹COSTEL LETG, UMR6554 CNRS, FR CAREN, Univ. Rennes-2, Pl. R. H. Le Moal, 35043 Rennes Cedex.

E-mail : olivier.planchon@uhb.fr ; vincent.dubreuil@uhb.fr

²Civilisations Atlantiques et Archéosciences UMR 6566 CNRS, FR CAREN, Univ. Rennes-1, 263 Avenue Général Leclerc, 35042 Rennes Cedex. E-mail : vincent.bernard@univ-rennes1.fr

³CRPAA UMR5060 IRAMAT CNRS, Université Bordeaux-3, Maison de l'Archéologie 33607 Pessac Cedex.
E-mail : blainsophie35@hotmail.com

Résumé : Une analyse dendrochronologique, confrontée aux données climatiques disponibles, a permis de mettre en évidence plusieurs types de sécheresse sur le quart nord-ouest de la France à l'époque contemporaine, en fonction de leur durée, de leur intensité et des saisons concernées. Les écarts pluviométriques à la moyenne 1881-1980 ont confirmé ces résultats, mais l'étude des bilans hydriques a fait ressortir certaines années particulières.

Mots-clés : Dendrochronologie, sécheresses, classification, nord-ouest de la France

Abstract : A dendrochronological analysis combined with the available climate data allow to identify different drought types in the North-West of France during the contemporary period. These drought types were shown depending on the duration, the intensity and the season(s) of drought. The precipitation differences relative to the 1881-1980 average confirmed the above-mentioned results, but the study of the water balance pointed out some particular years.

Key-words : Dendrochronology, droughts, classification, North-West of France.

Introduction

Les impacts économiques des sécheresses que l'Europe a subies depuis la dernière décennie du XX^e siècle ont suscité, dans le contexte du changement climatique global, des recherches sur la variabilité climatique dans le long terme à l'aide de données « proxy ». De nombreuses études ont ainsi été menées en dendrochronologie pour reconstituer le plus précisément possible les variations climatiques dans l'hémisphère Nord (Jones et Mann, 2004 ; Jones *et al.*, 2001). Ces études s'appuient surtout sur la représentation de la variabilité des températures à large échelle. Une analyse dendrochronologique a été effectuée à partir de chênes du quart nord-ouest de la France et pour la période contemporaine (1880-1980), pour laquelle des données de températures et de précipitations étaient disponibles. Cette analyse a pour objectif une interprétation climatique des variations de la distribution spatiale des indices de croissance végétale.

1. Méthodes et données

1.1. 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.

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).

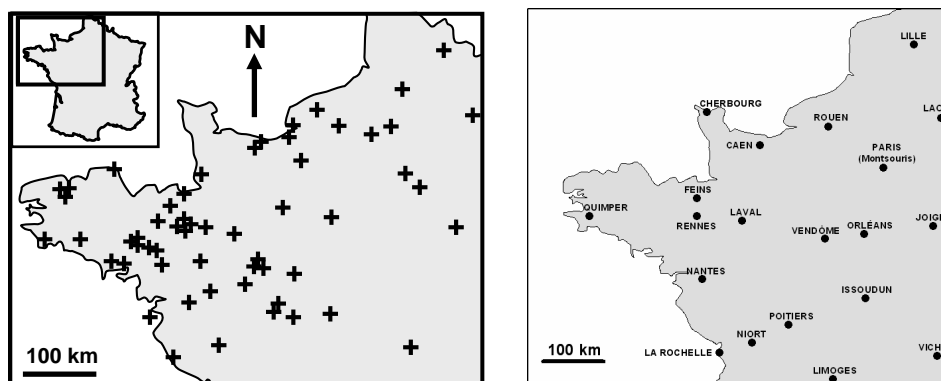


Figure 1 : Fig. 2 Localisation des sites de prélèvements dendrochronologiques (a) et des stations météorologiques de référence (b)

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 Paléocologie*, Marseille). Ces données recueillies pour 16 référentiels couvrent la période 1880-1995. 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), dans les *Résumés mensuels du temps* de Météo-France (XX^e siècle) et par la base de données de Météo-France (Climathèque). Afin de définir les conditions climatiques correspondant aux années caractéristiques, 20 stations météorologiques de référence ont été sélectionnées à proximité des sites de prélèvement. Pour les années retenues et étudiées, les anomalies pluviométriques ont été calculées par rapport à la normale 1880-1980.

2. Résultats

2.1. Typologie et spatialisation des données dendrochronologiques

La meilleure couverture dendrochronologique (nombre de cernes par an) a été obtenue pour la période 1880-1980 (figure 2), période durant laquelle ont pu être aussi obtenues des données climatiques.

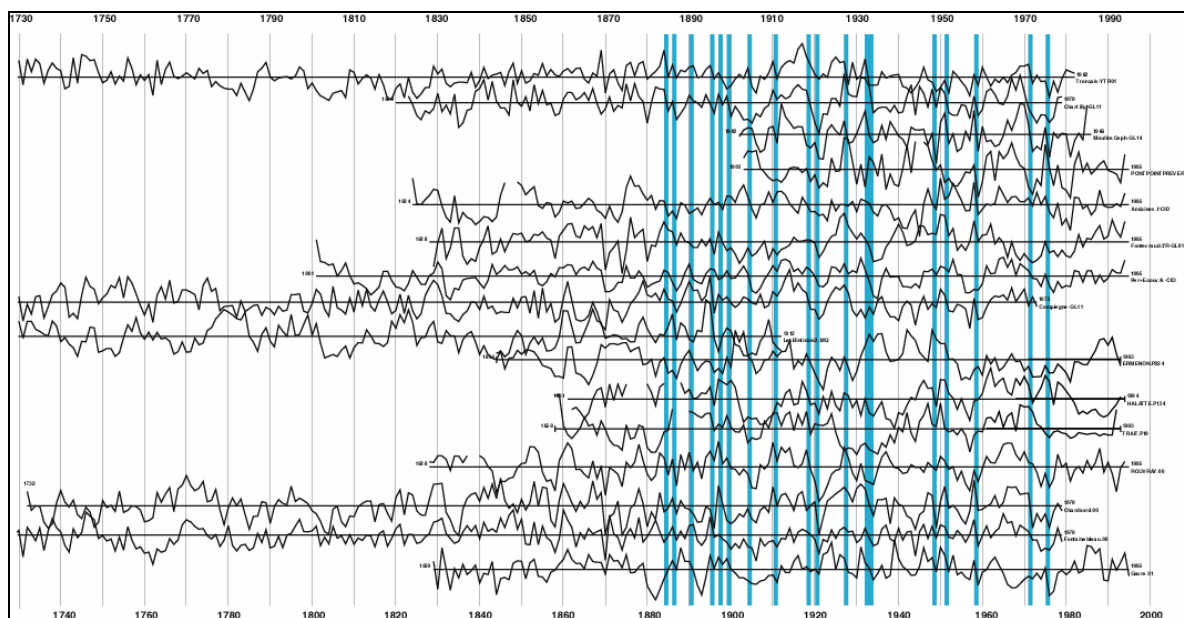


Figure 2. Synchronisation des référentiels de la période contemporaine : anomalies de croissance synchrones (années caractéristiques négatives : lignes verticales) pour la majorité d'entre eux.

Pendant cette période, 19 années caractéristiques négatives ont été identifiées et la confrontation avec les données climatiques (précipitations et températures, à l'aide de diagrammes ombro-thermiques) appuyée par les travaux de V. Dubreuil (1994) ont montré que toutes ces années ont subi des sécheresses : 1885, 1887, 1891, 1896, 1898, 1900, 1905, 1911, 1915, 1919, 1921, 1928, 1933, 1934, 1949, 1952, 1959, 1972 et 1976. La sécheresse, telle qu'elle peut être définie par la combinaison d'un déficit pluviométrique et (le plus souvent, en saison chaude) de températures 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 différenciés 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) : 1896, 1921, 1949, 1976 et, dans une moindre mesure (période de plus courte durée), 1900 et 1911.

Type 2. Sécheresse d'été succédant à un printemps « normalement » arrosé : 1898, 1928, 1933, 1952, 1959 ; (sans échouage) : 1885 et 1887 ; (discontinue en été) : 1919.

Type 3. Sécheresse hivernale : 1891, 1905, 1934.

Type 4. Années sans valeurs mensuelles de type $P < 2t$: 1915, 1972.

La sécheresse est donc le phénomène climatique discriminant parmi les années caractéristiques, les années isolées du type 4 posant toutefois problème. Les années à sécheresses ont été classées en fonction de la durée, de l'intensité et de la (ou des) saison(s) concernée(s) par la sécheresse. Ces caractéristiques, ainsi que les bilans hydriques, ont un impact sur la croissance végétale et doivent être prises en compte. L'intensité du déficit hydrique dépend des caractéristiques de la sécheresse mentionnées ci-dessus. La hiérarchie des différents types d'années caractéristiques négatives dépend essentiellement de la durée et de l'intensité des sécheresses en été et au printemps, alors que les sécheresses d'automne ne sont pas discriminantes.

Cette classification a été confirmée et précisée par le calcul des écarts pluviométriques mensuels et saisonniers à la moyenne décembre-août 1881-1980, pour les 20 stations de référence du réseau de Météo-France (figure 1b). Durant les années de la première catégorie du type 1 (1896, 1921, 1949 et 1976), la sécheresse de printemps-été a succédé à un déficit pluviométrique accentué en hiver. Ainsi, durant ces années et sur la plupart des stations, les trois saisons consécutives hiver-printemps-été ont subi de forts écarts pluviométriques négatifs. Durant les autres années du type 1, l'hiver n'a pas subi de déficit pluviométrique (1900) et/ou la période de déficit de printemps-été a été interrompue par quelques mois « normalement » arrosés ou excédentaires (juin 1911). Les sécheresses de plus courte durée des années de type 2 et 3 se sont traduites par des déficits pluviométriques plus atténués sur l'ensemble de la période décembre-août. Les années de type 3 (1891, 1905, 1934) étaient caractérisées par de forts déficits pluviométriques hivernaux, remarquables comparés aux autres saisons. Enfin, en 1915 et en 1972, des déficits ont été observés pour plusieurs mois non consécutifs, avec une distribution spatiale hétérogène.

La chronique du bilan hydrique à Rennes (Bretagne orientale) montre aussi une hiérarchie parmi les années ayant subi des épisodes de sécheresses (figure 3). Les bilans hydriques de toutes les stations de l'ouest de la France mettent clairement en évidence un risque élevé de sécheresse pouvant se produire plus particulièrement en été (Dubreuil, 1994). Alors que les données moyennes de précipitations ne soulignent pas aussi nettement ce problème, la variabilité interannuelle du déficit d'évaporation fait ressortir le phénomène avec une meilleure précision. Pour cette étude la différence entre l'évapotranspiration potentielle de Turc (Turc, 1961) et l'évaporation réelle a été utilisée pour quantifier le déficit printanier (mars, avril et mai) et estival (juin, juillet et août). En hiver, le surplus hydrique a été calculé pour les mois de décembre, janvier et février. Les résultats obtenus ont été comparés aux les données dendrochronologiques, à l'aide des séries homogénéisées de température et de précipitations de Rennes (1880-1980) décrites par J.M. Moisselin et al. (2002). Pour utiliser la formule de Turc, une estimation de la durée mensuelle d'insolation a été prise en compte, c'est-à-dire : $26.88 \cdot (T_x - T_n) - 963$, avec T_n : moyenne des températures minimales et T_x : moyenne des températures maximales. La fiabilité de cette formule est confirmée par $R^2 = 0.85$ pour la période 1961-1990.

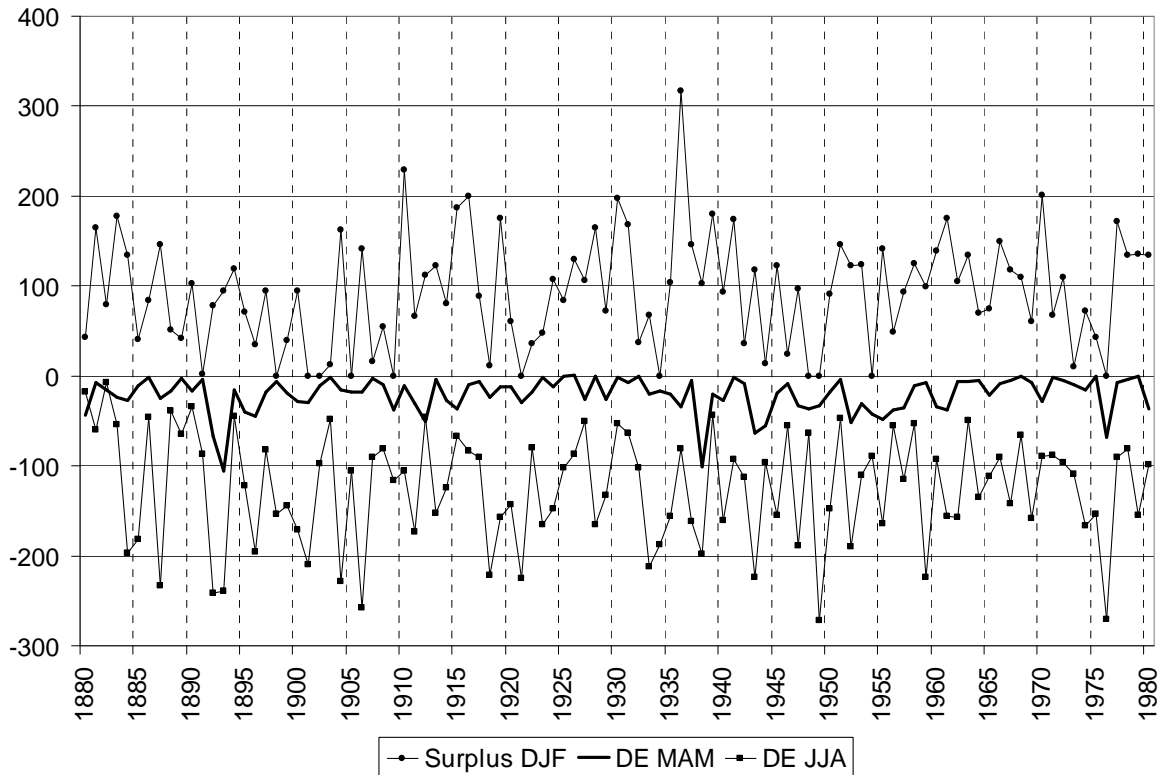


Figure 3. Chronologie des déficits hydriques de printemps (MAM) et d'été (JJA) et des surplus hivernaux (DJF) pour la période 1880-1980 (série homogénéisée de Rennes).

Pour la période 1880-1980 (figure 3), la moyenne des déficits d'été a été d'environ 125 mm (avec des valeurs comprises entre 8 mm en 1882 et 272 mm en 1949), la moyenne des déficits printaniers a été de 21 mm et la moyenne des surplus hivernaux a été d'environ 100 mm. Pendant cette période, 13 années ont enregistré un déficit estival de plus de 200 mm et 8 années ont enregistré un déficit printanier de plus de 50 mm. La figure 3 met bien en évidence les sécheresses estivales intenses de 1976 et de 1949. D'autres années à sécheresse d'été ou de printemps-été identifiées par l'analyse dendrochronologique apparaissent nettement : 1887, 1921, 1959, de même que les années à déficit hivernal (1891, 1905 et 1934). En revanche, des sécheresses d'été et de printemps, identifiées par l'analyse dendrochronologique, ne correspondent pas à de forts déficits hydriques (1898, 1919). Inversement, plusieurs années marquées par de forts déficits n'ont pas été identifiées comme *années caractéristiques* par l'analyse dendrochronologique en été (1892, 1893, 1906, 1943), au printemps (1893, 1938) ou en hiver (1901, 1909, 1954).

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. Les situations anticycloniques représentaient 70 % des observations durant les décades sèches de la période 1951-1980 (Perron, 1990 ; Dubreuil, 1994). Les variations de l'intensité et de l'extension spatiale des sécheresses sont liées aux différents types de circulations qui génèrent les conditions de sécheresse. Les types de circulations concernés ont été identifiés sur l'Europe notamment par K. Stahl (2001) pour la période 1962-1990. Les déficits pluviométriques hivernaux sont souvent associés à des anticyclones de « blocage » sur l'Europe en contexte de circulation zonale ralentie (ex. 1890-1891), ou de situations anticycloniques persistantes en circulation zonale. La plupart des sécheresses estivales intenses sont associées à des hautes pressions sur l'Europe centrale (ex. 1898). Les sécheresses de longue durée (pluri-saisonnières : ex. 1976) sont associées à des

successions complexes de différents types de circulations incluant des situations anticycloniques fréquentes et variées. Différents types de situations anticycloniques ont aussi, irrégulièrement, été observés en 1972. Malgré leur ampleur, la répercussion de ces sécheresses aux échelles régionale et locale est nuancée. La répartition des indices de croissance végétale du type 1 souligne 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.

Conclusion

Une analyse dendrochronologique, confrontée aux données climatiques disponibles, a permis de mettre en évidence plusieurs types de sécheresses sur le quart nord-ouest de la France à l'époque contemporaine, en fonction de leur durée, de leur intensité et des saisons concernées. Les écarts pluviométriques à la moyenne 1881-1980 ont confirmé ces résultats, mais l'étude des bilans hydriques à Rennes a fait ressortir certaines années particulières, marquées par exemple par de forts déficits hydriques mais n'ayant pas été identifiées comme *années caractéristiques négatives* par l'analyse dendrochronologique. Une étude précise de ces années est donc envisagée, mais aussi un examen détaillé des types de circulations associés aux années caractéristiques négatives.

Bibliographie

- Blain S., Planchon O., Bernard V. 2006. Cartographie des données dendrochronologiques du nord-ouest de la France pour la période médiévale (XIVe-XVe siècles) : essai d'interprétation climatique. Actes du 19e colloque de l'AIC, Epernay, 131-135.
- 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.
- Moisselin J.M., Schneider M., Canellas C., Mestre O., 2002. Changements Climatiques en France au 20^{ème} siècle. Etude des longues séries de données homogénéisées françaises de précipitations et températures. *La Météorologie*, 38, 45-56.
- 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.
- Stahl K., 2001. *Hydrological drought: A study across Europe*. Doctoral thesis, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Br., 122 pp.
- Turc L., 1961. Evaluation des besoins en eau d'irrigation, évapotranspiration potentielle. *Annales Agronomiques*, 1, 13-49.

EVOLUTION DES DATES DE VENDANGES EN LIAISON AVEC LES CHANGEMENTS CLIMATIQUES

JOEL ROCHARD, JEAN-REMY CLEMENT, ABDELHAQ SRHIYERI

ITV France

17, street Jean Chandon Moët – LP 20046

51202 Epernay cedex

joel.rochard@itvfrance.com

Tel. 03 26 51 50 90

Résumé : *A partir de données historiques, répertoriées par E. Le Roy Ladurie actualisées et interprétées par moyennes mobiles, il est établi une corrélation entre la date de vendange du « référent Bourgogne » et la température moyenne annuelle. Une projection dans le futur a été établie sur la base des scénarios d'évolution de température du GIEC.*

Afin d'intégrer la variabilité des prévisions, les scénarios extrêmes (B1 et AF1) et le scénario médian (A1B) ont été retenus (courbe scénario d'évolution des émissions mondiales de CO₂ et de la température au cours du XXIème siècle). Cette corrélation permet de cerner l'évolution des dates de vendange au cours du XXI^{ème} siècle en fonction des scénarios du réchauffement climatique.

Comparativement à la date actuelle de vendange du référent Bourgogne », 18 septembre en 2004 (moyenne mobile sur 10 ans), cette prospective aboutit selon les hypothèses à une date de récolte moyenne le 8 septembre en 2050 (intervalle du 6 au 10 septembre) et le 24 août en 2100 (intervalle du 14 août au 4 septembre).

Au regard des évolutions actuelles prévues depuis une quinzaine d'années, pour une évolution de l'ordre de 0.5°C, il paraît plausible d'imaginer des changements significatifs concernant les itinéraires viticoles et œnologiques au cours des prochaines décennies.

Au delà des réflexions sur les adaptations viticoles et œnologiques à mettre en œuvre pour s'adapter à cette évolution, la vigne pourrait alimenter au travers d'un réseau parcellaire international, avec des conditions standardisées de suivi, un observatoire qui constituerait une mémoire viticole précieuse pour les générations futures.

Mots-clés : *évolution du climat, viticulture, dates de vendanges*

Abstract : *Starting from historic data that have been categorized by E. Le Roy Ladurie, that have been brought up to date and interpreted by moving averages, a correlation has been established between the harvest dates, with reference to Burgundy, and the annual average temperatures. A projection into the future has been made, based on the GIEC scenarios for temperature change. In order to integrate the variability of the predictions, extreme scenarios (B1 and AF1) and the median scenario (A1B) have been kept (the evolution curve of worldwide CO₂ emissions and temperature during the XXI century).*

This correlation allows us to predict the change of harvest dates during the course of the XXI century based on climate change scenarios. Compared to the date of the reference harvest of Burgundy, 18th September 2004 (moving average over 10 years), according to the hypotheses, the average harvest will be on 8th September 2050 (between 6 and 10 September) and on 24th August (between 14 August and 4 September) in 2100.

With regards to the actual temperature changes over the last 15 years which are in the order of 0.5 °C, it seems plausible to imagine significant changes in viticulture and oenology for the next decades. Thinking about the changes that need to take place in both viticulture and oenology to cope with this climate change, this vineyard information could become part of an international resource, an observation that becomes a very precise viticultural memory for future generations.

Key Words : *climate charge, viticulture, vineyard, harvest dates.*

1.Introduction

La vigne, plante liane est dotée d'une capacité d'adaptation exceptionnelle. Par ailleurs, l'homme sait adapter ses techniques culturales aux diversités climatiques. Ainsi, née probablement dans la région du Caucase, à proximité de la Mer Noire, la viticulture n'a cessé de conquérir de nouvelles régions (Moyen-Orient, Bassin méditerranéen, Europe septentrionale) au cours de l'expansion de la civilisation grecque puis romaine. Plus récemment, le développement du transport par bateau, à l'origine des colonisations a permis une implantation des vignobles dans les pays du nouveau monde (Amérique du Nord, Asie, Hémisphère Sud).

Néanmoins, mises à part quelques situations extrêmes, la vigne n'a trouvé son terrain de prédilection que dans des zones spécifiques du globe terrestre (20 à 53° de latitude dans l'hémisphère Nord et 20 à 42° dans l'hémisphère Sud). Ainsi, il est légitime de se demander si une variation significative du climat modifierait à la fois les conditions culturales voire la répartition des vignobles et les caractéristiques des vins

2. Evolution des dates de vendange

Dans un ouvrage de référence "Histoire du climat depuis l'an mil", Emmanuel LEROY LADURIE (1983) retrace l'évolution des données climatiques à partir d'une série d'indicateurs, parmi lesquels les dates de vendange des régions septentrionales. Sa démarche s'appuie sur des données historiques répertoriées dans différentes régions (Argenteuil, Bourgogne, Champagne, Jura, Suisse). Ces données sont calculées à partir de la date des bans de vendange en nombre de jour à partir du 1^{er} septembre. E. LEROY LADURIE démontre la variabilité, au cours du temps des dates de récolte, liées à des modifications climatiques. Ainsi, des récoltes tardives liées au petit âge glaciaire sont intervenues de 1303 à 1859. Malgré tout des années précoces ont été observées de manière épisodique, 1636, 1639, 1718, 1719, 1811.

Un travail de recueil de données complémentaires a été réalisé par ITV France (J. ROCHARD, J.R. CLEMENT et coll. 2005). Les données de l'ouvrage d'Emmanuel LEROY-LADURIE, complété par des séries historiques régionales récentes selon la même méthode : calcul d'une valeur de date de vendange référente (nombre de jour à compter du 1^{er} septembre) rapporté à la région Bourgogne (ajout ou soustraction de l'écart moyen de la récolte par rapport à la côte bourguignonne). Ces données ont été interprétées par un calcul de la moyenne mobile sur 10 ans selon la méthode suivante.

R : intervalle en jour à partir du premier septembre jusqu'à la date de récolte

Rn (moyenne mobile) : $R_n + R_{n-1} + \dots + R_{n-9}$

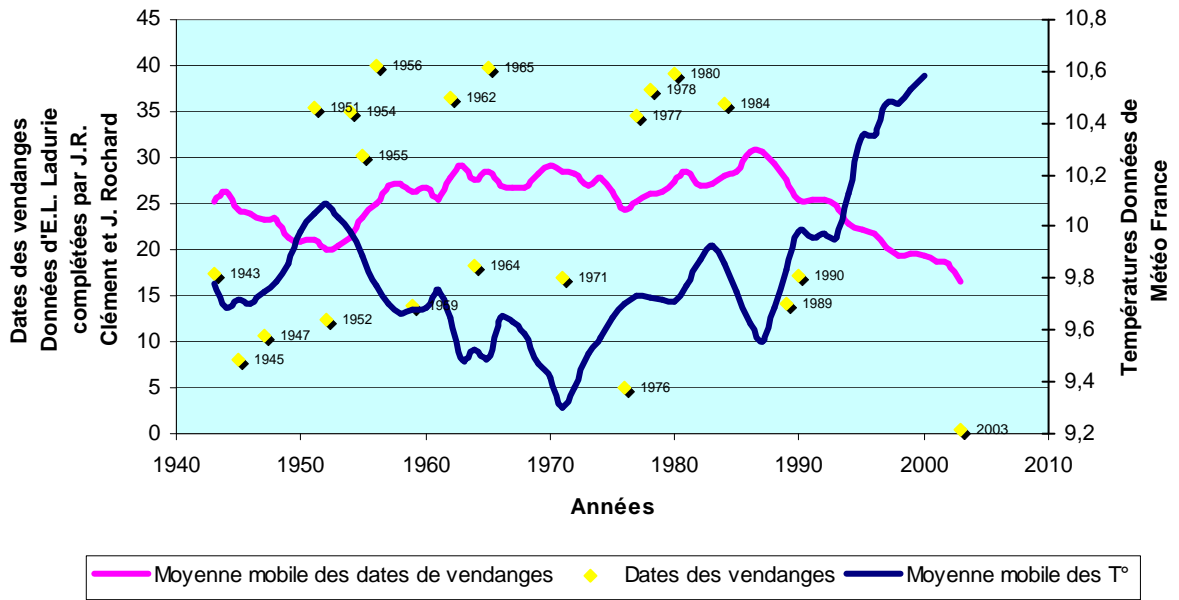
10

3. Scénario d'évolution des dates de vendange

○ Corrélation dates de vendange et température moyenne

A partir des données relatives aux dates de vendanges ("Référent Bourgogne" selon la méthode d'Emmanuel Leroy-Ladurie) et les températures moyennes annuelles (données Météo France) depuis 1943, une courbe a été établie. Elle souligne nettement la relation inverse qui existe entre ces deux données.

Figure 1 : Evolution des températures et dates des vendanges depuis 1943 d'après J. Rochard et A. Sshiyerl ITV France

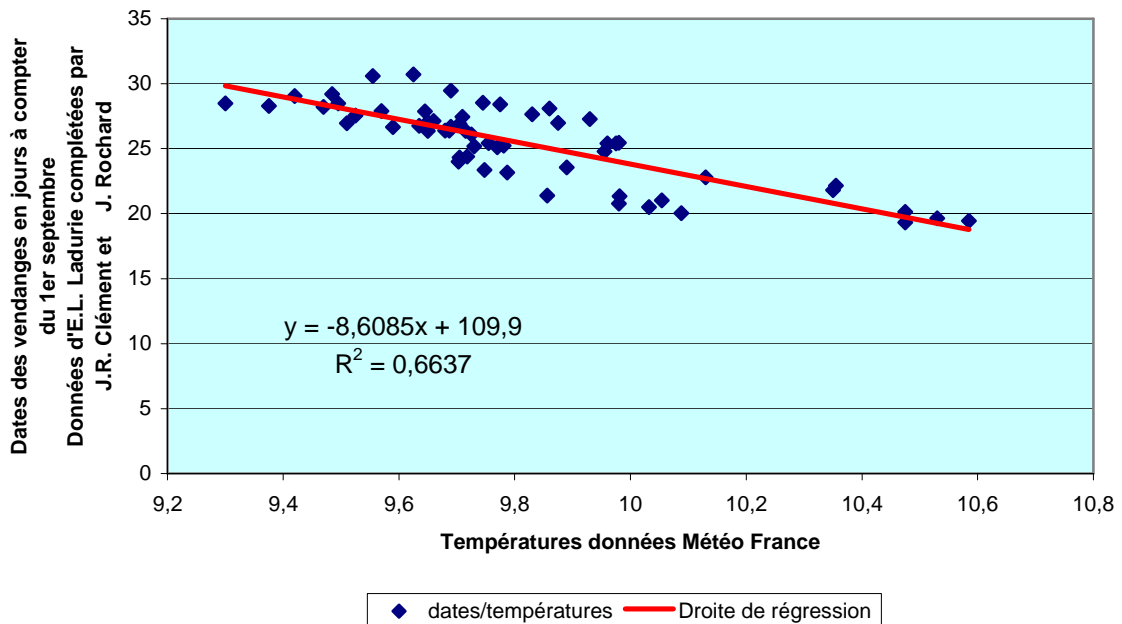


La droite de régression qui en résulte souligne la corrélation entre température moyenne et vendanges ($R^2=0,6637$)

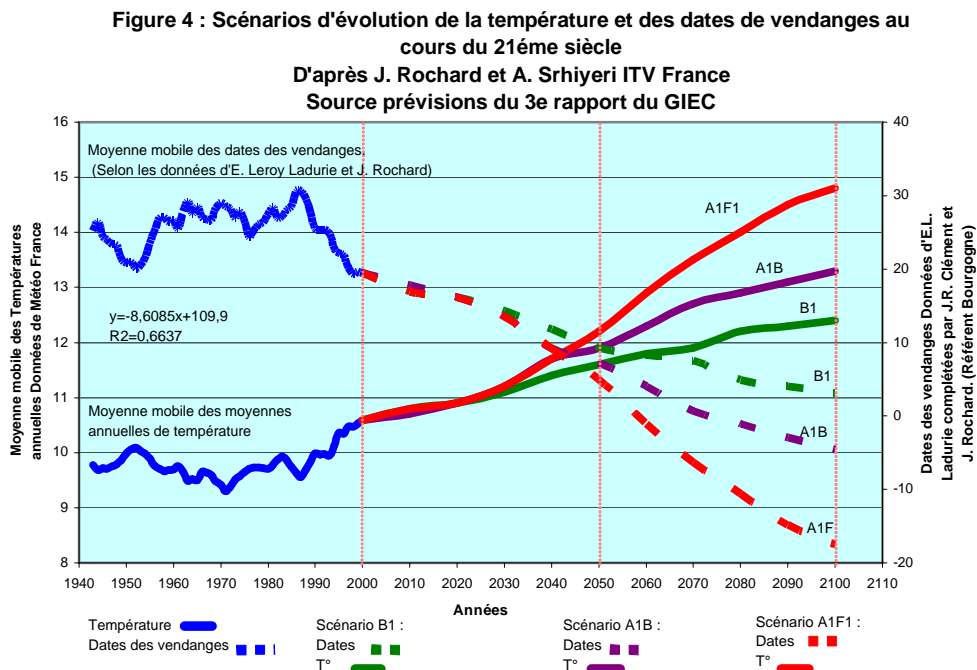
o **Hypothèse d'évolution des dates de vendange**

A partir de l'étude de la droite de régression des données historiques (depuis 1943), une projection dans le futur a été établie sur la base des scénarios d'évolution de température du GIEC.

Figure 2 : Droite de régression à partir des dates des vendanges et de la température depuis 1943 d'après J. Rochard et A. Sshiyerl ITV France



Afin d'intégrer la variabilité des prévisions, les scénarios extrêmes (B1 et AF1) et le scénario médian (A1B) ont été retenus (courbe scénario d'évolution des émissions mondiales de CO₂ et de la température au cours du XXI^{ème} siècle).



Cette prospective aboutit pour la zone "référent Bourgogne" à une date de vendange moyenne comprise entre le 6 et le 10 septembre en 2050 et entre le 14 août et le 4 septembre en 2100.

Ces dates peuvent servir d'indications pour des autres régions, en prenant en compte les écarts moyens par rapport au « Référent Bourgogne » en fonction des caractéristiques climatiques locales, des cépages et du type de vin recherché.

◆ Discussion

La transposition pour le futur d'une tendance du passé est soumise à des incertitudes multiples. Elle a le mérite de formaliser de manière intelligible pour les professionnels des évolutions difficiles à appréhender. Néanmoins, l'objectivité de la démarche suppose de la part des auteurs, l'identification des limites de la méthode.

◆ Incertitudes des scénarios climatiques

Sans entrer dans le détail des approches scientifiques, la variabilité des scénarios est liée d'une part à l'évaluation des effets anthropiques (évolution des technologies, croissance de la population mondiale, niveau de développement des différents pays) et de la réponse du système terre vis-à-vis d'une augmentation des gaz à effet de serre (répartition entre les différents compartiments de stockage de la planète) et des conséquences des autres facteurs de variations climatiques (astronomiques, aérosols, etc...). La complexité de ces mécanismes contribue à une incertitude importante qui justifie une prudence dans l'interprétation.

◆ Variations locales

Les estimations de réchauffement utilisées pour cette étude sont établies à une échelle globale planétaire. Bien évidemment, la variation climatique locale peut être accentuée ou au contraire atténuée voire inversée (effet d'une limitation du "gulf stream" pour l'Europe de l'Ouest par exemple).

Il semble, d'après les études scientifiques les plus récentes que le réchauffement en cours de la France soit nettement supérieur à la moyenne mondiale estimée par les hypothèses du GIEC.

Un travail complémentaire est en cours, en collaboration avec l'Institut National de la Recherche Agronomique, à partir des scénarios établis par Météo France (Modèle ARPEGE).

◆ Variations saisonnières

Globalement, la réponse biologique de la vigne est fondée sur une somme de températures "efficace" répartie sur la période du printemps et de l'été, formalisée par l'indice de Huglin.

La prospective relative aux dates de récolte est basée sur une évolution des températures moyennes fournie par le GIEC. Selon la répartition du réchauffement entre les périodes hivernales et estivales, les conséquences concernant les dates de vendanges pourront varier pour un même niveau de réchauffement moyen annuel.

◆ Adaptation des pratiques viticoles

Le viticulteur peut adapter dans une certaine mesure les pratiques viticoles afin de limiter les effets du réchauffement. Ainsi, toute modification du mode de conduite voire du cépage, peut contribuer à une variation des dates de vendange par rapport à une estimation basée sur les conditions actuelles de production.

4. Conclusion

Néanmoins, le réchauffement semble inéluctable. Au regard des évolutions actuelles prévues depuis une quinzaine d'années, pour une évolution de l'ordre de 0.5°C, il paraît plausible d'imaginer des changements significatifs concernant les itinéraires viticoles et œnologiques au cours des prochaines décennies.

Comme toute activité humaine, la viticulture contribue à des impacts sur l'effet de serre. La filière viticole, doit pouvoir, à son niveau limiter les facteurs de modification climatique par une quantification des impacts et une adaptation de la conception des installations, des itinéraires viticoles et des processus d'élaboration. Cet impératif s'intègre dans le concept de viticulture durable développé par l'Organisation Internationale de la Vigne et du Vin (CST 01/2004 « Approche globale à l'échelle des systèmes de production et de transformation des raisins, associant à la fois la pérennité économique des structures et des territoires, l'obtention de produits de qualité, la prise en compte des exigences d'une viticulture de précision, des risques liés à l'environnement, à la sécurité des produits et la santé des consommateurs et la valorisation des aspects patrimoniaux, historiques, culturels, écologiques et paysagers »).

Bibliographie

- LEROY-LADURIE E.; *Histoire du climat depuis l'an mil*, 1983, éditions Champs Flammarion
- LEROY-LADURIE E.; *Vin et vendanges à travers les siècles*; colloque vins de France, une culture en mouvement. Groupe d'étude viticole de l'Assemblée Nationale; 2003.
- ROCHARD, Joël ; FOURNY, Nadège ; *Les vignes de l'extrême*, 2000, Revue des Œnologues, n° 96, 49-50.
- ROCHARD, Joël ; STEVEZ, Laurence ; FOURNY, Nadège ; *Evolution du climat et viticulture*, Juillet et octobre 2001, Revue des Œnologues, n°s 100 et 101.
- ROCHARD, Joël ; STEVEZ, Laurence ; *Changements climatiques, perspectives pour la viticulture*, Revue des Œnologues n°110, janvier 2004
- ROCHARD, Joël ; SRHIYERI Abdelhaq ; *Histoire du climat et viticulture première partie : fondement du climat*, Revue des Œnologues n°116, juillet 2005
- ROCHARD, Joël ; CLEMENT J.R. ; SRHIYERI Abdelhaq ; *Histoire du climat et viticulture deuxième partie : évolution des dates de vendange en liaison avec les changements climatiques*, Revue des Œnologues n°117, octobre 2005
- ROCHARD, Joël ; *Traité de viticulture et d'œnologie durables*, édition avenir œnologie, novembre 2005
- SEGUIN B., STEVEZ L., HERBIN C., ROCHARD J., *Changements climatiques : perspectives pour la viticulture, conséquences potentielles d'une modification du climat pour la viticulture*, Revue des œnologues n°111, avril 2004

EVOLUTION DES TEMPERATURES OBSERVEE EN SUISSE DURANT LES DERNIERES DECENNIES

ROTHSCHILD ELSA & BELTRANDO GERARD

UMR 8586 du CNRS (PRODIG), Université Paris VII Denis Diderot (c.c. 7001), 75205 PARIS Cedex 13
elsarothschild@hotmail.com, beltrando@paris7.jussieu.fr

Résumé : Cet article présente les résultats d'une recherche dont l'objectif est de caractériser et de spatialiser l'évolution des températures moyennes (période 1939-2004), minimales et maximales (période 1951-2004), en Suisse. L'analyse des séries thermiques, à l'aide de différentes méthodes statistiques, permet de discriminer plusieurs ruptures de stationnarité, notamment dans les années 1980, d'ordre atmosphérique. L'étude des tendances annuelles et saisonnières met en exergue l'existence d'un réchauffement climatique sur les périodes d'étude mais leur cartographie à partir des résultats de Classifications Ascendantes Hiérarchiques ne permet pas d'aboutir à une régionalisation ou une interpolation de ces tendances climatiques, en raison de la complexité du relief qui introduit des particularités climatiques locales singulières.

Mots-clés : température, rupture statistique, tendances climatiques, Suisse

Abstract: This article presents the results of a research whose final target is to characterize and spatialize the evolution of mean, minimum and maximum temperatures, in Switzerland, for a period of at least 50 years, covered by measuring instruments. The analysis of time series using different statistical methods, allows us to discriminate several climate changes of thermal stationarity, particularly in the 1980's. The study of annual and seasonal trends shows the existence of a climate warming on the study-period but their mapping using the results of Ascendant Hierarchical Classifications doesn't end with a regionalisation or an interpolation of these climatic trends, because of the complexity of the topography which introduces local climatic particularities.

Key words: temperature, statistical discontinuity, climatic trends, Switzerland

Introduction

L'étude de la variabilité climatique sur le long et moyen terme présente un intérêt grandissant, notamment dans le contexte du changement climatique global. Ces recherches ont en effet pour principal objectif l'estimation des impacts du changement climatique sur l'Homme et ses activités et aboutissent également à enrichir les modèles de prévision du climat futur. Néanmoins, malgré les nombreux travaux sur la modélisation des processus climatiques et les prévisions, la réponse régionale au changement climatique reste encore imprécise. Ainsi, pour réussir à prévoir les éventuelles évolutions climatiques, il est nécessaire de persévérer dans l'étude du climat présent et passé, non seulement au niveau global mais aussi aux échelles plus fines, comme à l'échelle régionale.

Les recherches menées à l'échelle de l'Europe montrent qu'une majeure partie du continent a enregistré une hausse moyenne des températures d'environ 0,7-0,8°C au cours du XX^e siècle (GIEC, 2001). En Suisse, les précédentes publications (Beniston et al., 1994 ; Rebetez et Beniston, 1998) montrent que cette région alpine présente une tendance particulièrement forte au réchauffement de l'atmosphère au cours du XX^e siècle. Selon M. Rebetez (2002), les températures ont augmenté de plus de 1,5°C, soit du double de la moyenne globale. Il apparaît donc que la Suisse demeure une région remarquable pour étudier les tendances climatiques sur les dernières décennies.

Le principal objectif de cette étude est de dégager des tendances climatiques significatives sur plus de la dernière moitié du XX^e siècle, à partir d'un maximum de chroniques thermiques et, idéalement, d'aboutir à une régionalisation de ces tendances sur l'ensemble du territoire suisse.

1. Données et méthodes

Afin de réaliser cette étude, les données mensuelles de températures moyennes (TM), minimales (Tn) et maximales (Tx) fournies par MétéoSuisse ont été analysées pour 35 stations suisses inégalement réparties sur le territoire (figure 1) et dont la fréquence diminue avec l'altitude. Deux périodes d'étude ont été retenues compte tenu de la base de données disponible:

1. 1939-2004 pour l'analyse des températures moyennes (35 stations)

2. 1951-2004 pour l'analyse des températures minimales (23 stations) et des températures maximales (17 stations).

Dans un premier temps, une étape de prétraitement des données a été effectuée. D'une part, les rares données manquantes ont été détectées et remplacées par des valeurs moyennes. Elles ne dépassent pas 0,8% de l'effectif initial quelle que soit la série. D'autre part, une analyse détaillée des métadonnées permet, entre autre, de repérer 7 stations ayant été déplacées et présentant des données mesurées sur une période de temps commune pour la station initiale et celle déplacée. Il s'avère que la différence de moyenne des températures sur la période commune de mesure avant et après déplacement de chaque station est dans l'ensemble inférieure à 1°C et les corrélations entre les données des stations initiales et les données des stations déplacées sont toutes positives et significatives avec un coefficient de détermination (r) supérieur à 0,9. Dans le souci d'obtenir un maximum de données, ces stations ayant subi un déplacement ont donc été retenues pour l'analyse des chroniques thermiques.

Cette étude consiste dans un second temps à l'analyse des données stationnaires en déterminant les discontinuités statistiques dans les séries d'observations à l'aide de plusieurs tests d'homogénéité interne : le test de Pettitt, la méthode bayésienne de Lee et Heghinian de et la méthode de segmentation de Hubert (Bigot et al, 2002). Il s'agit de faire la part entre les modifications climatiques liées aux échelles locales et/ou régionales et les ruptures artificielles de stationnarité (changement d'instrumentation, déplacement de stations, changements environnementaux). Enfin, l'étude s'attache au calcul de tendances climatiques linéaires mensuelles et annuelles statistiquement significatives et à leur spatialisation à l'aide d'une Classification Ascendante Hiérarchique dans l'optique d'une régionalisation.

2. Des ruptures climatiques observées dans les années 1980

Plusieurs tests d'homogénéité interne ont été appliqués sur les chroniques thermiques annuelles et saisonnières, les mois de janvier, avril, juillet et octobre représentant respectivement l'hiver, le printemps, l'été et l'automne. Ces tests permettent de mettre en évidence des ruptures majeures statistiquement significatives au seuil minimum de 90%, communes à un maximum de stations, notamment dans les années 1980 pour les températures annuelles, de janvier et de juillet. Les discontinuités statistiques pour les autres saisons sont beaucoup plus variables dans le temps et dans l'espace.

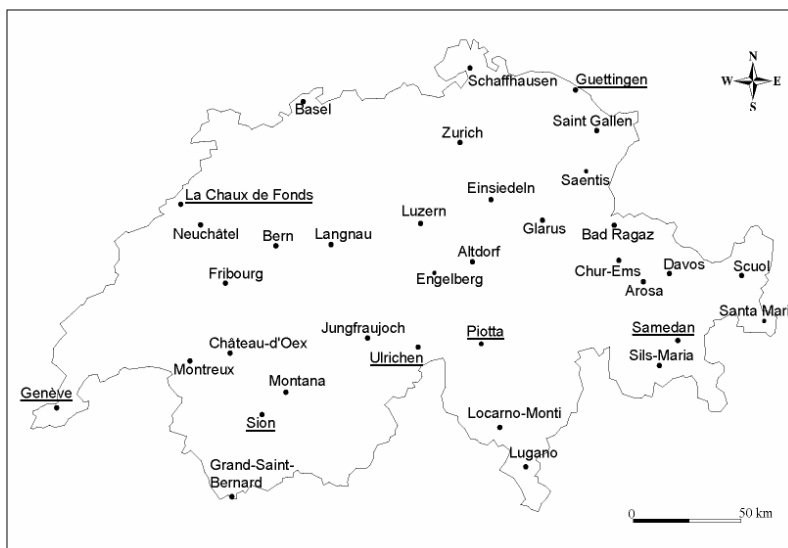


Figure 21 : Carte de localisation des 35 stations météorologiques. Les stations ayant subi un déplacement sont soulignées.

Les tests réalisés sur les températures annuelles détectent une discontinuité significative en 1987 pour au minimum 50% des séries analysées, excepté celui de Pettitt pour la température minimale (seulement pour 30% des stations). Cette date est également mise en évidence pour les températures maximales de janvier par le test de Lee et Heghinian (76 % des stations) et reste commune à toutes les chroniques thermiques de janvier (entre 17% et 41% des stations présentent cette discontinuité détectée par les trois tests). Enfin, les tests sur les séries de températures de juillet montrent une nette rupture en 1981, notamment pour les températures minimales et maximales.

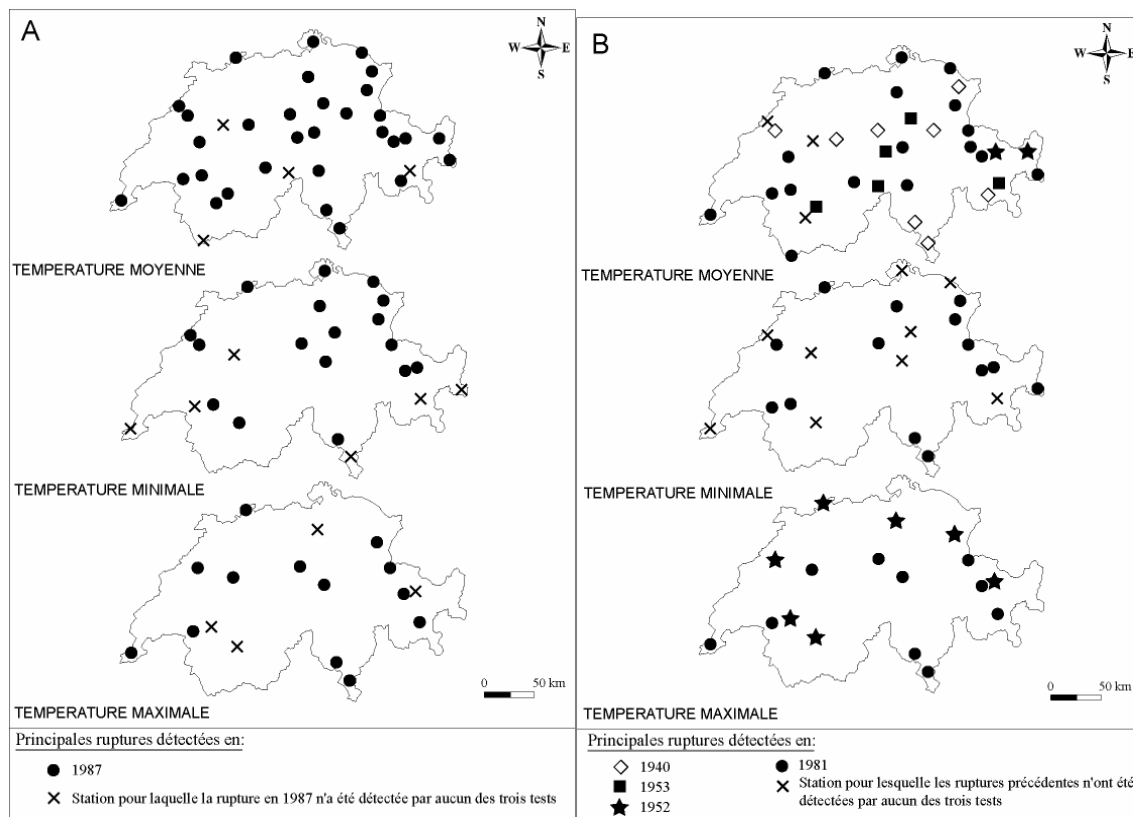


Figure 2 : Spatialisation des résultats des tests d'homogénéité interne : exemple pour les températures annuelles (A) et de juillet (B). Seules les années repérées pour au minimum 20% des températures sont représentées.

La comparaison des moyennes des températures mensuelles et annuelles avant et après les ruptures précédemment mises en évidence dans les années 1980 fait apparaître une augmentation sensible des températures de juillet à partir de 1981, ainsi qu'une hausse des températures annuelles et de janvier à partir de 1987. Ces différents changements de stationnarité des séries de températures ne correspondent à aucune des dates charnières mises en évidence par les métadonnées. De plus, comme le montre la cartographie des résultats des tests (figure 2), ces ruptures sont mises en évidence pour des ensembles de stations, mais sont variables dans le temps et l'espace ; elles semblent donc manifestement être d'ordre atmosphérique. L'année 1987 a par exemple été marquée par des températures d'hiver anormalement froides (Beniston et Jungo, 2002).

3. Les tendances linéaires annuelles et saisonnières et leur spatialisation

3.1. Les tendances thermiques annuelles et saisonnières

L'étude des tendances linéaires annuelles des températures moyennes sur la période 1939-2004 (35 stations) et des températures minimales (23 stations) et maximales (17 stations) sur la période de 1951-2004 met en exergue l'existence d'un réchauffement climatique statistiquement significatif au cours des deux périodes d'étude pour la majorité des séries

thermiques étudiées. Par exemple, la température moyenne à Neuchâtel (487 m) a augmenté de $1,56^{\circ}\text{C}$ sur la période de 1939-2004 et les températures minimales et maximales ont enregistré une hausse respective de $2,6^{\circ}\text{C}$ et de $1,7^{\circ}\text{C}$ sur la période de 1951-2004 (figure 3). Le réchauffement du climat en Suisse durant le 20^{ème} siècle est manifestement lié en premier à l'augmentation des gaz à effet de serre et il correspond à celui observé sur l'ensemble de l'Europe et de la Terre. Ce réchauffement est environ 2 fois plus important en Suisse ($1,5^{\circ}\text{C}$) qu'à l'échelle de la Terre ($0,7^{\circ}\text{C}$) durant le 20^{ème} siècle, mais il ne faut pas oublier que les continents se sont davantage réchauffés que les océans (GIEC, 2001).

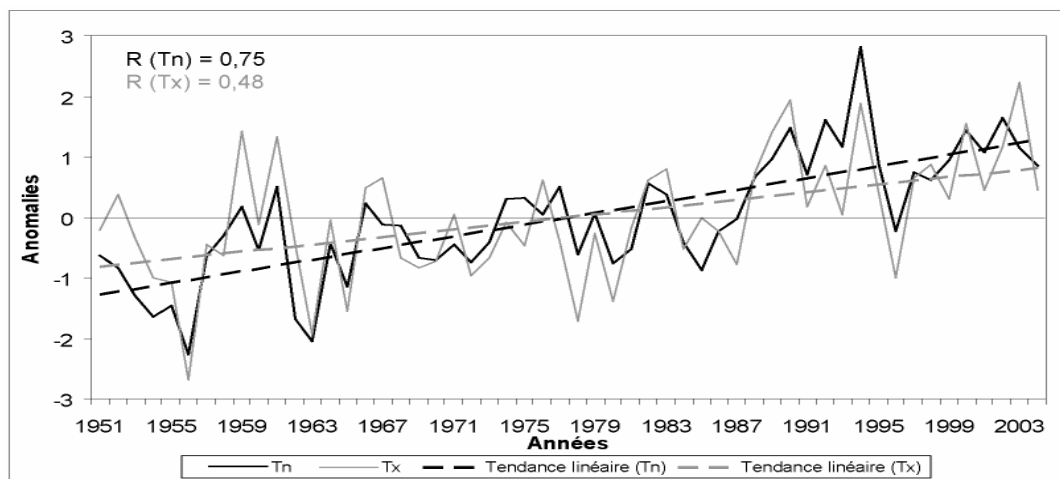


Figure 3 : Variations des températures minimales (Tn) et maximales (Tx) et tendances linéaires à Neuchâtel. Série normalisée sur la période 1951-2004.

De manière générale, les températures minimales et maximales n'ont pas augmenté de manière équivalente. Comme c'est le cas sur l'ensemble de la planète, les températures minimales se sont généralement élevées davantage que les températures maximales. Mais cette augmentation plus rapide des températures minimales ne s'observe pas pour quelques stations à haute altitude. Au Saentis (2490 m), les températures minimales et maximales ont augmenté dans les mêmes proportions (2°C d'augmentation au cours de la période d'étude). Des travaux à partir des données d'ensoleillement (Rebetez, 2002) montrent qu'il existe une relation entre la moindre hausse des températures maximales en plaine et sur le Plateau suisse et l'augmentation de la nébulosité peut-être due à la pollution. Les aérosols dans l'air favorisant la condensation, augmentent la nébulosité au-dessus des régions où la pollution stagne, c'est-à-dire dans les fonds de vallées possédant généralement de fortes activités de combustion. Cette nébulosité entraîne une réduction de l'ensoleillement et donc des températures maximales mais aussi, permet de diminuer le refroidissement nocturne en réfléchissant le rayonnement infrarouge émis par la Terre.

A l'échelle saisonnière, on remarque une forte tendance au réchauffement pour les mois d'hiver et secondairement d'été, cette tendance est plus faible ou non statistiquement significative pour les mois du printemps et d'automne. Le mois d'avril présente même un faible refroidissement des températures moyennes pour une majorité de stations. Ce réchauffement différent selon la saison s'explique probablement par la répartition des pressions et l'origine des différentes masses d'air qui arrivent sur la Suisse. Par exemple, le réchauffement climatique observé en hiver depuis le milieu des années 1980 est en partie corrélé à des changements dans la répartition des pressions sur l'Atlantique Nord (Beniston, 2002).

3.2. La spatialisation des tendances thermiques annuelles et mensuelles

Une Classification Ascendante Hiérarchique (CAH) est finalement réalisée sur les tendances annuelles et mensuelles des températures moyennes, des températures minimales, et enfin des températures maximales. On obtient trois groupes de stations aux différents profils de tendances pour chacun des paramètres. Les résultats sont cartographiés dans l'espoir d'aboutir à une régionalisation des tendances climatiques (figure 4).

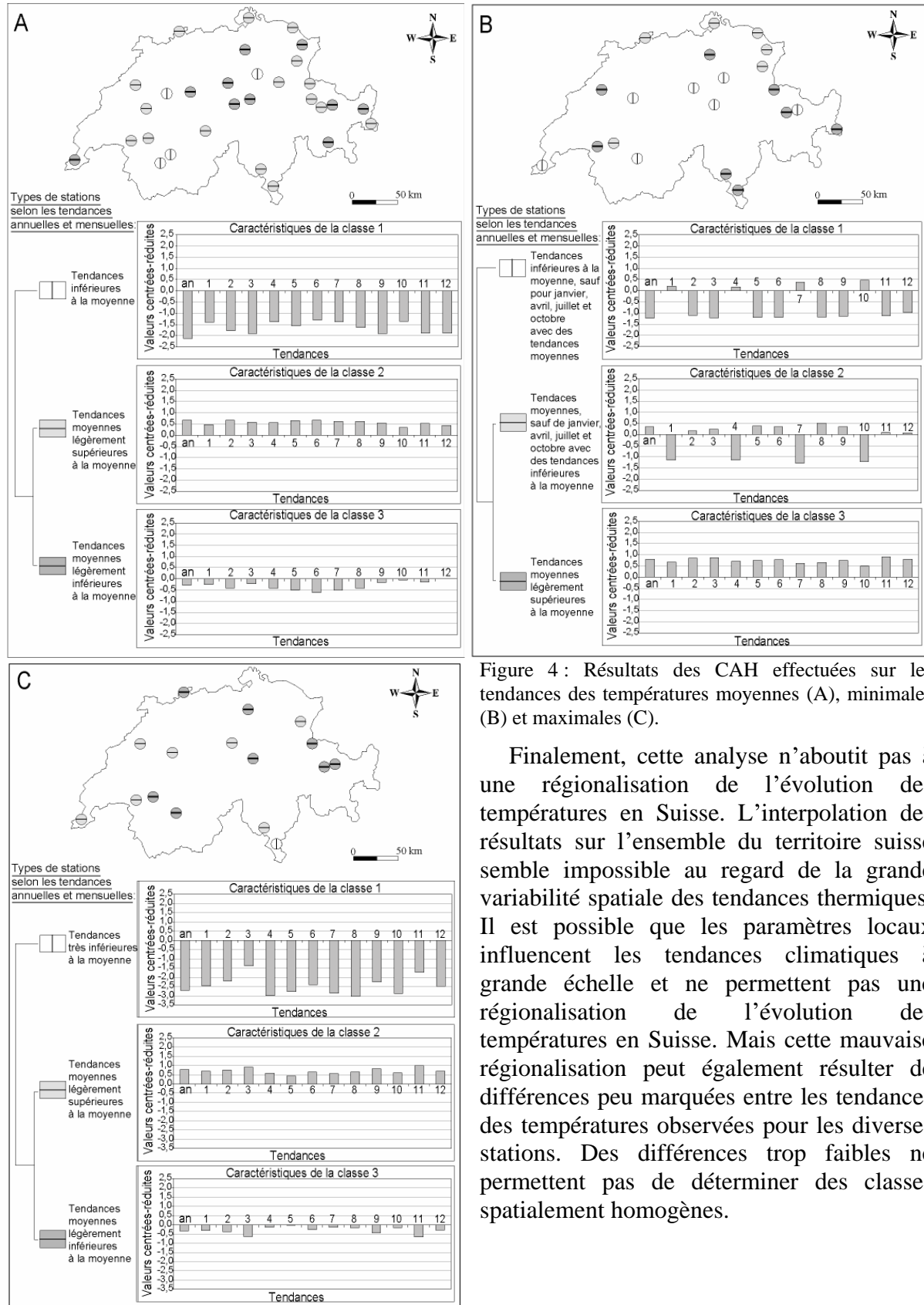


Figure 4 : Résultats des CAH effectuées sur les tendances des températures moyennes (A), minimales (B) et maximales (C).

Finalement, cette analyse n'aboutit pas à une régionalisation de l'évolution des températures en Suisse. L'interpolation des résultats sur l'ensemble du territoire suisse semble impossible au regard de la grande variabilité spatiale des tendances thermiques. Il est possible que les paramètres locaux influencent les tendances climatiques à grande échelle et ne permettent pas une régionalisation de l'évolution des températures en Suisse. Mais cette mauvaise régionalisation peut également résulter de différences peu marquées entre les tendances des températures observées pour les diverses stations. Des différences trop faibles ne permettent pas de déterminer des classes spatialement homogènes.

Conclusion

Diverses ruptures de stationnarité communes à une majorité de stations ont pu être mises en évidence, notamment en 1987 pour les températures annuelles et de janvier. Ces discontinuités, manifestation d'ordre atmosphérique, varient essentiellement en fonction de la saison et dans l'espace. Par ailleurs, l'étude des tendances annuelles met en exergue l'existence d'un réchauffement climatique au cours de la période d'étude. Les tendances sont positives pour les températures moyennes, maximales et surtout minimales. Dans le détail, ces tendances varient selon la saison : la tendance au réchauffement est plus importante pour les températures d'hiver et secondairement d'été, elle est plus faible mais significative pour les températures de printemps et d'automne, voire même négative pour les températures du mois d'avril. Enfin, les différentes Classifications Ascendantes Hiérarchiques ont permis de voir qu'il n'est pas possible de régionaliser et d'interpoler ces tendances, ceci étant lié aux faibles différences entre les tendances calculées pour chaque station et au relief très contrasté de ce pays et donc aux différences climatiques locales qui existent selon l'altitude, l'exposition et l'influence du milieu environnant.

Bibliographie

- Beniston M., 2005: Mountain climates and climatic change: An overview of processes focusing on the European Alps. *Pure and Applied Geophysics*, **162**, 1587-1606.
- Beniston M., and Jungo P., 2002: Shifts in the distributions of pressure, temperature and moisture in the alpine region in response to the behavior of the North Atlantic Oscillation. *Theoretical and Applied Climatology*, **71**, 29-42.
- Beniston M., Rebetez M., Giorgi F., Marinucci M. R., 1994: An analysis of regional climate change in Switzerland. *Theoretical and Applied Climatology*, **49**, 135-159.
- Bigot S., Charabi Y. et Beltrando G., 2002: *Evolution des températures de la métropole lilloise entre 1950 et 2000*. Hommes et Terres du Nord, **1**, 3-14.
- 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, 97p.
- Lhotellier R., 2005: *Spatialisation des températures en zone de montagne alpine*. Thèse de doctorat de l'Université Joseph Fournier, Grenoble, 350p.
- Mestre O., 2000: *Méthodes statistiques pour l'homogénéisation des longues séries climatiques*. Thèse de doctorat de l'Université Paul Sabatier, Toulouse, 230p.
- Montmollin (de) A., 1993: *Comparaisons de différentes méthodes de calcul de la température journalière dans leurs influences sur les longues séries d'observations*. Thèse de doctorat à l'Université ETH, Zurich.
- Rebetez M., 2002. *La Suisse se réchauffe*. PPUR Lausanne, 132p.
- Rebetez M., 2001: Changes in daily and nightly day-to-day temperature variability during the twentieth century for two stations in Switzerland. *Theoretical and Applied Climatology*, **69**, 13-21.
- Rebetez M., Beniston M., 1998: Changes in temperature variability in relation to shifts in mean temperatures in the Alpine region this century. In: M. Beniston, J.L. Innes (dir.), *The impacts of climate variability on forests*. Heidelberg/New York, Springer, p. 49-58.

Remerciement : Les auteurs remercient J.-M Fallot (Ecole Polytechnique de Lausanne) qui nous a aidé pour l'obtention des données de température de la banque de données de MétéoSuisse utilisées dans ce travail.

IMPACT DES ACTIVITES ANTHROPIQUES SUR LA QUALITE DES EAUX SOUTERRAINES D'UN AQUIFERE EN ZONE SEMI ARIDE. CAS DE LA PLAINE DE LA MERDJA N.E D'ALGERIE

ROUABHIA Abdelkader¹ BAALI Fethi² HANI Azedine³ DJABRI Larbi⁴

^(1,2) Université de Tébessa. BP. 34-A Nahda-Poste 12004 Tébessa. Algérie. rouabhia22@yahoo.fr

Tel: 00213 72470096. baali_fr2000@yahoo.fr 00213 75992753.

^(3,4) Université B.M de Annaba. 11, rue Asla Hocie 23000 Annaba. Algérie. Djabri_larbi@yahoo.fr.

Tel. 00213 72703941 azzdinzhani@yahoo.fr Tel. 00213 75173496

Résumé : *L'accroissement de la population et du niveau de vie entraînent le développement de l'industrie et de l'agriculture.*

Il en résulte une augmentation des volumes d'eau consommés, et une détérioration de la qualité de l'environnement. Cette situation limite les ressources dans l'avenir, d'avantage par la pollution que par l'insuffisance des volumes disponibles. [2,9] C'est pourquoi il existe une crise d'eau propre qui, hier limitée aux régions côtières industrialisées, gagne aujourd'hui les régions de l'intérieur semi-aride en voie de développement.

La plaine de la Merdja à Tébessa, est l'une de ces régions, peu favorisée par la nature de son climat, confrontée à un déficit hydrique chronique et un environnement qui ne permettent pas de garantir à l'eau une qualité suffisante. La morphologie et la structure géologique facilitent le transfert des polluants dans le système aquifère. Les données hydroclimatologiques indiquent le climat semi-aride et l'irrégularité de la pluviométrie.

L'évaluation à long terme de la pollution chimique des eaux souterraines, due à l'activité humaine, requiert l'étude du transport des constituants chimiques et le processus d'acquisition du chimisme. Les études hydrogéologiques et hydrochimiques de l'aquifère de la plaine de Merdja ont permis d'acquérir les données nécessaires pour la définition du risque causé par le phénomène. La résolution de la seconde loi de Fick sous les conditions aux limites définies nous a permis l'estimation de la propagation du polluant (NO_3^-) dans les eaux souterraines.

Mots clés : *Tébessa, semi-aride, Transfert de matière, Nitrates*

Abstract : *Population growth and high life style lead to industrial and agricultural development . All this leads to an increase in water consumption and environmental deterioration.*

The negative water balance and nitrate pollution of drinking-water quality due to human activities requires detailed knowledge of both the transport, the chemical constituents and the geochemical processes within aquifers.

Hydrogeological and hydrochemical studies in the unconfined aquifer of Tébessa have provided the necessary data to define the area at increased risk from these phenomena. The solution of the second fick's law under given boundary conditions give an estimate of the propagation of groundwater pollution by NO_3^- . Additionally, in order to simulate the ion concentration change during a period, for example a period of positive water balance or refreshing, groundwater transport and cation exchange reactions were studied using the ASM.

Key words: *Groundwater pollution. Transport of chemical constituents. Cation exchange reaction*

1. Introduction

L'évolution du chimisme, et de la pollution des eaux souterraines d'un système aquifère en milieu agricole et industriel, a été étudiée en tenant compte de plusieurs facteurs. Les résultats ont été réunis sous forme cartographique. La solution de la deuxième loi de Fick sous les conditions aux limites a permis l'estimation de la propagation du polluant (NO_3^-).

a. Situation géographique

La plaine de Tébessa, ville construite depuis l'époque romaine, connue sous l'appellation « Merdja » est à vocation essentiellement agricole. Elle a connu ces dernières années un développement industriel important avec pour conséquences des rejets, non traités dans le milieu physique (*figure 1*). Aussi, dans un avenir proche, il est à craindre que la qualité des eaux souterraines ne soit plus compatible avec l'alimentation en eau potable des populations, mais aussi avec beaucoup d'utilisation.

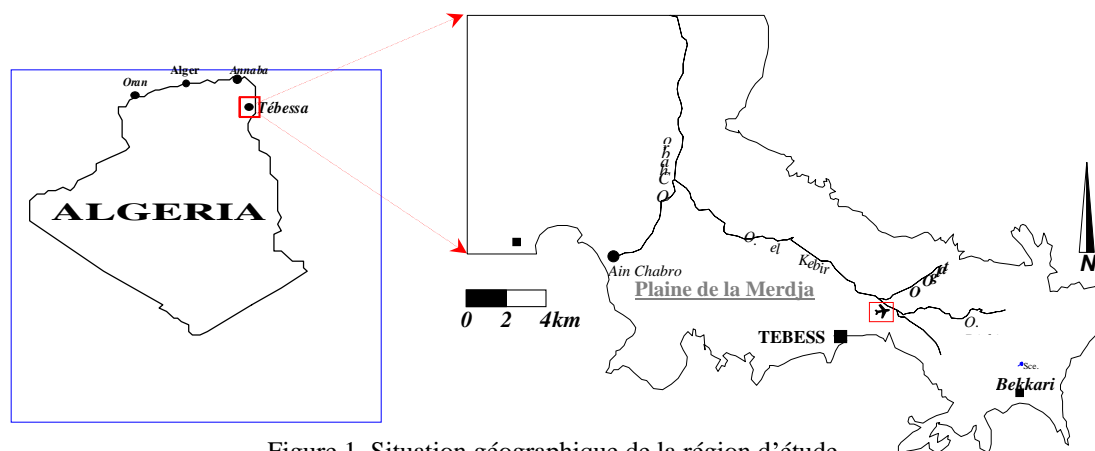


Figure 1. Situation géographique de la région d'étude.

1.2. But et origine de l'étude

L'étude de l'évolution du chimisme et de la pollution du système a permis d'élaborer et d'établir des documents cartographiques pouvant servir de guide pour les futurs aménagements territoriaux.

La plaine de Tébessa fait partie du bassin versant de l'oued Medjerda et du sous bassin versant de l'oued Mellegue. La surface étudiée est de 1200 km². C'est un fossé d'effondrement entièrement recouvert d'un matériau alluvial. Les oueds très encaissés laissent parfois apparaître les éléments supérieurs de la série plio-quadernaire. Les formations du remplissage présentent une très bonne porosité et perméabilité vers les profondeurs.

Le fait marquant est la présence du fossé d'effondrement, connu sous le nom du graben de Tébessa. Il est la conséquence de mouvements récents du socle, prolongeant celui de Kasserine à l'Est, en Tunisie, se poursuivant au nord-ouest par celui de Morsott.

Le climat est semi-aride marqué par deux épisodes pluvieux ; à partir du mois de septembre apparaît une augmentation de la pluviométrie jusqu'au mois de novembre, et à partir de février jusqu'au mois de mai la deuxième augmentation des précipitations. Les moyennes annuelles des précipitations varient de 307 à 625 mm, l'évapotranspiration et l'infiltration y sont respectivement de 749.1 et 6.46 mm [10] (1,81% des précipitations). Quant à l'écoulement de surface au réseau naturel (Oued Kebir, oued Chabrou, oued ksob) il permet le drainage de la plaine.

Le schéma général du système aquifère de la plaine de la Merdja, montre qu'il est encaissé dans un bassin d'effondrement d'âge Plio-Quadernaire. La structure et la lithologie, horizontale et verticale, sont très variées. L'ensemble des points d'eau s'y trouvent creuser.

Le Turonien, le M[?] strichtien et le Campanien représentés par un faciès calcaireux, constituant les reliefs aux limites Nord-Est et Sud de la plaine. Ils forment également d'importants aquifères.

La plaine de la Merdja est caractérisée par une limite à flux entrant à l'Est, au nord et au sud-est. La limite à flux sortant est à l'ouest. On note également la présence d'une limite à flux entrant au sud.

L'étude piézométrique fait ressortir deux sous bassins hydrogéologiques, séparés par une ligne de partage des eaux dans le sens NE-SO donnant naissance à un sous bassin Ouest et Est. A l'Est l'écoulement prend la direction Est-ouest, au centre on note la présence des dépressions dues au sur-pompage dans les puits et forages. La zone ouest est caractérisée par un axe de drainage coïncidant avec l'oued Kebir (figure 2). Le gradient hydraulique avait une valeur moyenne de l'ordre de 0.0095 dans la partie sud et 0.02 dans la partie nord.

2. Analyse et Résultats

Pour avoir le maximum de renseignements sur la qualité chimique des eaux de la plaine d'étude, vingt puits ont été sélectionnés. Ils ont fait l'objet d'analyses mensuelles le long de dix mois (septembre au juin). Ces analyses ont été réalisées au laboratoire de chimie analytique, de l'unité de recherche en environnement et pollution de l'Université d'Annaba.

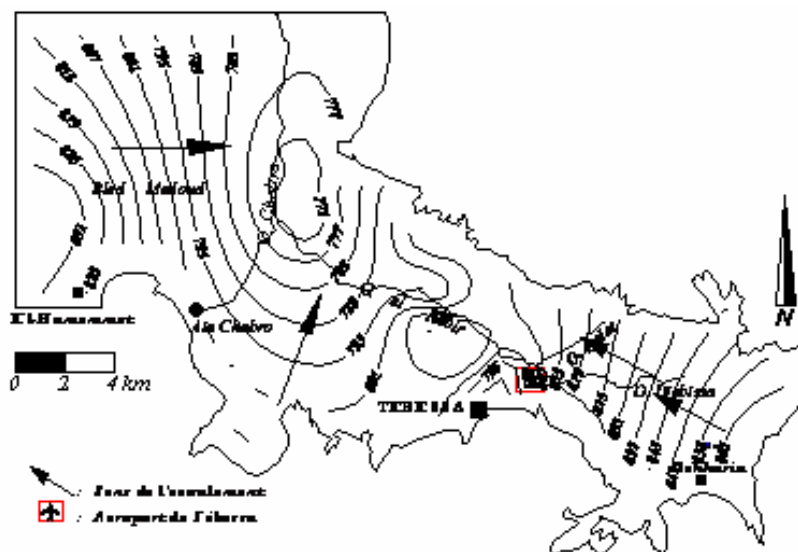


Figure 2. Piézomètre de la région d'étude. Jan. 2001

3. Prélèvement des échantillons

Les paramètres physico-chimiques ($T^{\circ}\text{C}$, pH et salinité) sont mesurés in situ au moyen d'un pH-mètre et salinomètre de terrain type WTW, les ions majeurs (Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} et HCO_3^-) ont été dosés, par spectrométrie d'adsorption atomique pour les cations, les chlorures et l'alcalinité par titration. Les éléments nutritifs ont été dosés comme suit : les nitrates en présence de salicylate, donnent du paranitosalicylate de sodium, coloré en jaune dosable au spectrophotométrie (415nm), les nitrites diazotés par sulfanilamide, en solution acide, combinés avec N (1-Naphtyl) éthylène-diamine, forment un complexe qui donne une couleur rouge intense susceptible d'un dosage spectrophotométrique, (540nm).

Les résultats des analyses (une campagne) sont présentés dans le tableau 1. La discussion est illustrée à partir des résultats du contexte ; type d'eau, écoulement et pollution.

La cartographie hydrochimique [9,10] en comparaison avec la piézométrie montre l'effet cumulatif des éléments chimiques, ainsi que l'échange avec les formations du réservoir. L'augmentation des teneurs par dilutions et/ou concentration est nettement visible notamment aux alentours de la ville à proximité de la zone industrielle. Après examen des résultats qui reflètent un état de dégradation avancé de la ressource, la répartition par secteur, des types d'eaux ainsi que leur qualité, a été cartographiée en se basant sur les critères de l'AEP et l'AEI incluant la dureté totale, la salinité et le rapport du sodium absorbé [5,9].

Ech	Ca^{++}	Mg^{++}	Na^+	K^+	Cl^-	SO_4^{--}	HCO_3^-	NH_4^+ 10^{+3}	PO_4^- 10^{+2}	NO_2^- 10^{+3}	NO_3^-	C : $\mu\text{S}/\text{c}$ m
P1	144.68	79.35	195.73	11.35	320.77	204.45	343.45	14.20	2.80	14.10	44.00	1630
P2	179.70	88.30	391.28	19.22	710.00	236.20	385.50	5.82	2.00	16.18	20.00	4781
P4	163.78	70.48	129.23	14.77	281.79	250.81	255.70	6.44	2.80	41.40	64.00	1490
P6	93.55	51.72	72.04	17.89	154.10	209.38	294.86	10.35	3.10	71.25	70.00	866
P14	148.77	54.71	136.13	14.81	281.55	260.15	188.70	8.66	2.60	15.17	48.00	1571
P15	169.90	46.31	122.87	19.13	280.68	230.45	174.81	4.18	1.00	16.38	-	1565
P16	116.25	44.17	61.48	14.19	156.60	250.80	189.10	6.48	2.80	11.83	-	894
P17	216.44	80.72	315.17	5.83	525.40	302.40	445.30	4.38	1.00	22.33	18.00	2579
P18	445.84	83.62	189.41	27.04	644.77	284.96	248.10	3.41	2.30	31.20	-	2789
P19	171.56	50.13	73.13	21.86	180.87	145.60	351.06	8.47	2.00	25.76	70.00	1176
P20	134.40	47.38	102.80	14.38	270.80	138.74	231.80	12.70	3.90	28.37	42.00	1066

Tableau 1. Résultats des analyses chimiques. Campagne de Jan.2001

Les fortes teneurs en chlorures et sodium (*fig.3*) semblent liées à l'alimentation qui se fait par les bordures latérales. A ce niveau, l'eau provenant des calcaires et des argiles quaternaires, subit un échange de base pour le sodium. Quant aux chlorures, la carte établie pour cet élément montre l'influence des apports de l'oued El-Kebir ainsi qu'à la forte évapotranspiration.

L'examen de la carte des nitrates (*fig4*) montre l'existence de deux zones séparées par la ligne d'égale teneur en nitrates (50 mg/l). La première zone occupe la partie centrale et ouest de la plaine où la teneur en nitrates est supérieure à 50 mg/l caractérisant une nappe polluée. La seconde située à l'est de la ville et au sud avec des teneurs ne dépassant pas les normes, traduisant une protection de la nappe en cet endroit de la plaine.

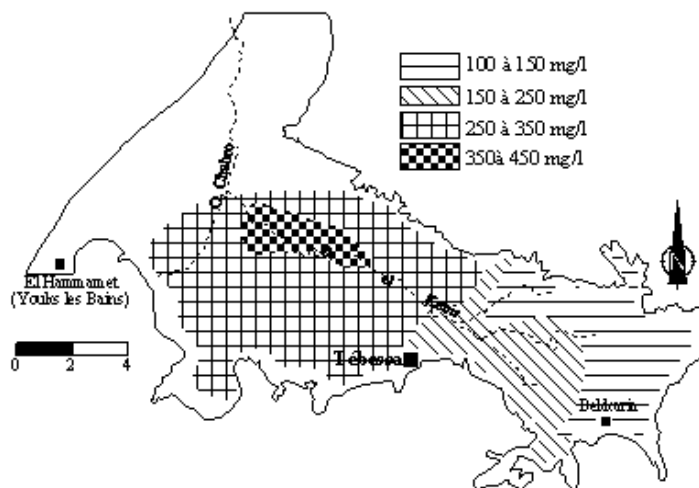


Figure 3. Carte des chlorures. Plaine de la Merdja. Jan. 2001

La variation des concentrations des nitrates en fonction de la profondeur, est due aux processus de réduction par oxydation des matières organiques, [6] au niveau piézométrique ne dépassant pas les dix mètres et la faible action du carbone organique.

Le faciès le plus dominant (chloruré-calcique) est bien caractérisé, cette situation est due au lessivage qui donne naissance à ces deux éléments d'origine évaporitique.

L'analyse statistique par corrélation de deux campagnes de terrain a conduit aux mêmes résultats (*figure 5*). Les bonnes corrélations mettent en évidence la même origine, le lessivage et l'évaporation sont les principaux facteurs qui influencent les faciès rencontrés ainsi que la lithologie par échange de base.

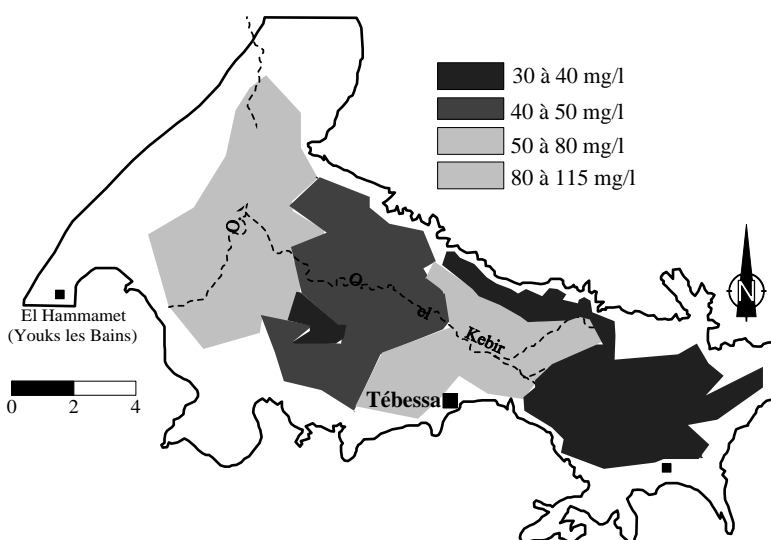


Figure 4. Carte des Nitrates. Plaine de la Merdja. Juil. 2001

4. Examen de la contamination des eaux souterraines.

Les concentrations des eaux souterraines en nitrates dépendent des conditions hydrogéologiques et des électrons échangeables lors de la dénitrification. [8] Dans l'aquifère de la Merdja la variation des concentrations en nitrates est fonction de la profondeur et peut

être due au processus de réduction par oxydation des matières organiques. La faible action du carbone organique présente dans le sol n'est pas suffisante pour supporter le processus de la dénitrification [11]. Dans notre cas la dénitrification ne peut avoir lieu, et les nitrates auront un facteur de conservation chimique.

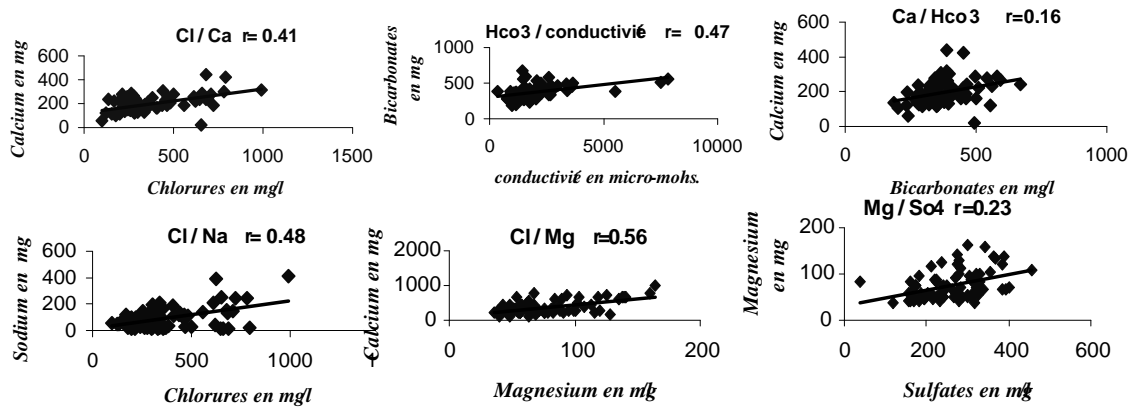


Figure 5. Résultats de l'analyse statistique par corrélation.

L'application de la deuxième loi de Fick sous les conditions aux limites considérées peut devenir le modèle le plus adéquat pour l'estimation de la propagation du contaminant dans les eaux souterraines.

Le processus est donné par la formule :

$$\left(\frac{\partial C}{\partial t}\right)_x = D_L \left(\frac{\partial^2 C}{\partial x^2}\right) - v \left(\frac{\partial C}{\partial x}\right)_t$$

C : la concentration en mol/cm³

D_L : coefficient de dispersion longitudinale.

v : viscosité de l'eau souterraine

Lorsque : t = 0, C = C₀ pour x < 0, C = C_i

Pour x > 0 et c = (C₀ - C_i)/2, pour x = 0

Lorsque t > 0, C = C₀ pour x = -∞ et C = C_i pour x = ∞

La solution pour ces conditions aux limites peut être obtenue à partir de l'équation de [1], où la solution est :

$$C(x,t) = C_i + 1/2(C_0 - C_i) \operatorname{erfc} C \left(\frac{x - vt}{\sqrt{4D_L t}} \right)$$

Elle donne la distance à partir des premiers 500m de la source de pollution qui la sépare de 0, 201m/j si : v = 3,7.10⁻⁶ m/s, D_f (coef. De dif.) = 0

$$DL = 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}, C_i = 0$$

5. Conclusion

Des méthodes hydrogéologiques et hydrochimiques ont été utilisées dans la région de Tébéssa dans le but d'examiner la détérioration de la qualité des eaux souterraines de l'aquifère local, causée par les foyers de pollution et la contamination par les nitrates liée à l'activité anthropique.

Le gradient hydraulique est témoin d'un écoulement rapide dans presque toutes les zones, la perméabilité est de l'ordre de 10.10^{-4} m/s.

En utilisant des méthodes chimiques, la surface contaminée est évaluée, ainsi que la qualité des eaux souterraines est obtenue.

L'application de la seconde loi de Fick pour la propagation des nitrates sous les conditions aux limites définies est estimée à 0,201 m/j.

6. Remerciements

Les auteurs remercient :

Le Professeur MANIA Jacky et le Pr. Gerard VERGOTTEN de l'Université des sciences et Technique de Lille1.

Bibliographie

1. Appelo C, Postma D. Geochimistry, groundwater and pollution. Balkema, Rotterdam. 1994. J. Hhdrol. 94: 313-330.
2. BAALI, F. LATRACHE, Dj. *Approche hydrogéologique de la région d'El Ma El Abiod*. Mémoire d'Ing. IST Univ. de Annaba 1994 :168p.
3. B.R.G.M. *Essai de classification et de cartographie de la qualité chimique des eaux souterraines*. Dépt. Hydrogéol. Orléans, 1974. 37p.
4. HSISSOU Y., MUDRY J., MANIA J., BOUCHAOU L., CHAUVE P. Dynamique et salinité de la nappe côtière d'Agadir (Maroc), influence du biseau salé et des faciès évaporitiques. Fifth Scien. Ass. of IAHS, Rabat, Maroc, IAHS publi. 1997.n°244, 73-82.
5. HSISSOU Y. *Impact de l'environnement naturel et anthropique sur la qualité des eaux alluviales en zone semi-aride : cas de la plaine du souss*. Thèse d'état Es-Sciences Univ. Ibn Zohr Agadir 1999:228p.
6. LECOMTE, P. *Les sites pollués, traitement des sols et des eaux souterraines*. CNRCCP. Edition Lavoisier TEC.&DOC 2000.194p.
7. Marsily de G. Hydrogéologie : comprendre et estimer les écoulement souterrains et le transport des polluants, Paris ; Ecole des mines. 1993. 237p.
8. Postma D, Boesen C, Kristiansen H, Larsen F. Nitrates reducton in an unconfined sandy aquifer: water chemistry, reduction processes, and geochemical modelling. *Water Resource Res* 1991: 27: 2027-2045.
9. ROUABHIA Aek, BAALI F., KHERICI N., DJABRI L. Vulnérabilité et risque de pollution des eaux souterraines de la nappe des sables miocènes de la plaine d'El MA EL Abiod (Algérie) . *Sécheresse* 2004 ; 15.
10. ROUABHIA.Aek. *Vulnérabilité et risques de pollution des eaux souterraines de la nappe des sables Miocènes de la plaine d'El Ma El Abiod (N.E.Algérien)*. Th Doc. és sciences, Univ. Annaba. 2006.160p.
11. Starr RC, Gillham RW. Denitrification and organic carbon availability in two aquifers. *Ground water* 1993. 6: 934-947

PLUVIOMETRIE EN MEDITERRANEE OCCIDENTALE ET OSCILLATION NORD ATLANTIQUE (NAO)

M. SAADAOUI

DGRE, 41 Rue la Manoubia 1008- Tunis-Tunisie

Email : saadaoui_dgre@yahoo.fr

M. BEN SAKKA (Dr)

INFOGIS : 12, rue Tahar Ben Achour Le Bardo – Tunis – Tunisie

Email : sakkatns@yahoo.fr

Résumé : L'oscillation nord-atlantique (NAO) régie les hivers de l'Europe du Nord et ceux de la région méditerranéenne. Paramétrée par un indice, l'oscillation nord-atlantique possède deux phases : la phase positive de l'indice et la phase négative. Suivant ces phases, les hivers seront soit humides et chauds soit froids et secs. Ces phases s'alternent donc entre l'Europe du Nord et la méditerranée. La répartition spatiale de la corrélation linéaire entre les cumuls pluviométriques récoltés à partir de 97 stations météorologiques de 1951 à 1990 soit 40 années d'observation de plusieurs pays entourant la méditerranée confirme cette alternance. D'un autre côté, la plupart des stations situées dans la partie occidentale de la méditerranée censées afficher des régimes pluviométriques différents, possèdent des similarités dans les fluctuations. En effet, grâce à l'analyse des spectres de puissance, on remarque que les variabilités de longues périodes de ces cumuls affichent une bonne concordance avec les fluctuations de l'indice d'Oscillation nord-atlantique qui n'est autre qu'une composition entre trois variabilités cycliques : 2 – 3 ans, 6 – 9 ans et 18 – 25 ans. Ces modes de variabilités se trouvent aussi dans les séries pluviométriques observés dans ces stations.

Mots clés : Cumul pluviométrique, Méditerranée occidentale, Indice d'Oscillation nord-atlantique (NAO), Analyse spectrale.

Abstract : The North-Atlantic oscillation (NAO) governed winters of Northern Europe and those of the Mediterranean area. Parameterized by an index, the North-Atlantic oscillation has two phases: the positive phase of the index and the negative one. According to these phases, the winters will be either wet and hot or cold and dry. These phases are thus alternated between Northern Europe and the Mediterranean. The spatial distribution of the correlation between the annual pluviometry observed from 97 weather stations since 1951 to 1990 (40 years) of several countries surrounding the Mediterranean sea confirms this alternation. On another side, all of the stations located in the West part of the Mediterranean sea supposed to have different pluviometric modes, and similarities in the fluctuations. By the spectral analysis, we note that variabilities of long periods have a good agreement with North-Atlantic Oscillation. These fluctuations are the results of a composition between three cyclic variabilities : 2 - 3 years, 6 - 9 years and 18 - 25 years. These modes of variabilities are also in the annual pluviometry variability of these stations.

Key words : annual pluviometry, Western Mediterranean, North-Atlantic oscillation (NAO), Spectral analysis

1. Introduction

Les différences de pression entre les Açores (~38°N) et l'Islande (~65°N) génèrent l'un des plus vieux phénomènes météorologiques connus qui est l'oscillation nord-atlantique (NAO). Cette oscillation régie les hivers de l'Europe du Nord et ceux de la région méditerranéenne, qui seront alors soit humides et chauds soit froids et secs. Paramétrée par un indice déterminé à partir de cette différence de pression (voir), l'oscillation nord-atlantique possède deux phases : la phase positive de l'indice et la phase négative. Les hivers de la phase positive se produisent lorsqu'il y a une forte différence de pression entre les Açores et l'Islande. En conséquence, des perturbations plus nombreuses et plus fortes traversant l'Atlantique apportent de la chaleur spécifique de l'océan à la moitié du nord de l'Europe (Bjerknes, J., 1964). Ceci produit des hivers humides et doux alors que les régions du bassin méditerranéen sont protégées des perturbations et connaissent des hivers plutôt froids et secs (figures 1). Par contre, pour les hivers relatifs à la phase négative, cette différence de pression est faible et les tempêtes hivernales sont moins nombreuses et moins fortes et apporte de l'air humide au bassin méditerranéen et plus de pluie (figures 2).

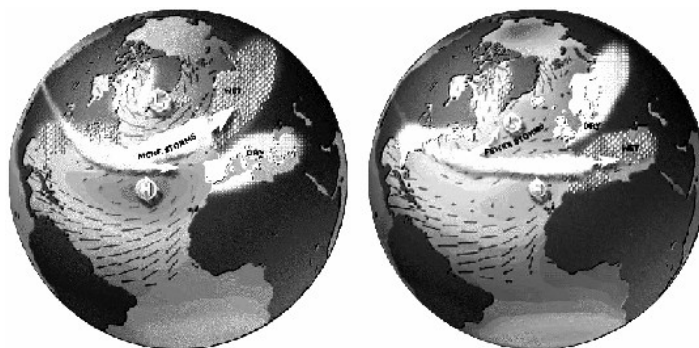


Figure 1 : Phase positive de la NAO **Figure 2 :** Phase négative de la NAO
(Source : <http://ideo.columbia.edu/NAO/>)

Pour confirmer cette situation d'alternance sur les séries chronologiques des cumuls pluviométriques annuels de 1951 à 1990, on a calculé le coefficient de corrélation linéaire, pour cette période, entre la série de la station tunisienne Tunis Manoubia prise comme station de référence et l'ensemble des autres stations pluviométriques des différents pays répertoriés dans le tableau 1.

N° :	Pays	Nbre stations	N° :	Pays	Nbre stations	N° :	Pays	Nbre stations
1	Algérie	4	9	Irlande	1	17	Suède	3
2	Allemagne	3	10	Italie	7	18	Suisse	1
3	Chypre	1	11	Jordanie	1	19	Syrie	2
4	Egypte	5	12	Lybie	5	20	Tchéquie	1
5	Espagne	8	13	Maroc	3	21	Tunisie	5
6	France	7	14	Pologne1	1	22	Turquie	8
7	Grèce	7	15	Portugal	1	23	U.K	8
8	Hollande	1	16	Russie	7	24	Yougoslavie	6

Tableau 1 : liste des pays et nombre de stations utilisées dans l'étude

En effet, on a constaté, grâce à la répartition spatiale de cette corrélation (figure 3), que par rapport à la station Tunis Manoubia, celles situées en Europe du Nord possèdent des valeurs négatives de cette corrélation. Ceci traduit le fait que les cumuls pluviométriques de cette région ont tendance à fluctuer à l'inverse des cumuls pluviométriques relatifs à la Méditerranée occidentale et que les périodes pluvieuses dans les deux régions ont tendance à alterner conformément aux schémas des figures 1 et 2.

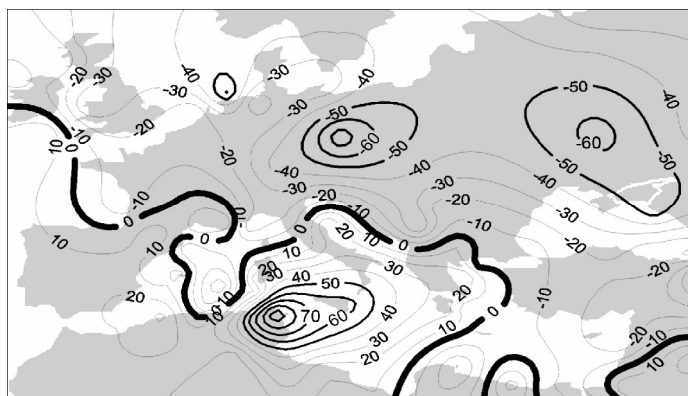


Figure 3 : Répartition spatiale de la corrélation (%) inter stations pour les précipitations moyennes annuelles (station de référence : Tunis Manoubia - Tunisie)

2. Modes de variabilité de la NAO

Le climat dans l'Atlantique, le bassin Méditerranéen et les régions avoisinantes varie à toutes sortes d'échelles spatio-temporelles. Il est donc essentiel d'identifier les mécanismes

physiques suivant lesquels ces variabilités peuvent se maintenir induisant des signaux climatiques pouvant aussi se reproduire à différentes échelles. En effet, les régions de la Méditerranée occidentale et de l'Europe du Nord, censées être caractérisées par des régimes pluviométriques différents, possèdent en fait, des similarités dans les fluctuations. Quand on regarde de près les séries chronologiques des cumuls pluviométriques annuels de l'ensemble des stations, on remarque que les variabilités interannuelles de ces cumuls affichent une bonne concordance entre elles d'un côté et avec les fluctuations de l'indice d'Oscillation nord-atlantique de l'autre. De ce fait, le NAO, composante du système climatique couplé « terre-océan-atmosphère » (Corti et Palmer, 1999, Delworth, et M. Mann, 2000, Deser. Walsh, et M. S. Timlin, 1999) pourrait être un des mécanismes régissant cette concordance.

Le calcul du spectre de puissance (MEM) de l'indice de la NAO nous a révélé l'existence de trois modes représentés par des pics significatifs de périodes respectives autour de 0.55 cycles par an, de 0.165 cycles par an et 0.385 cycles par an correspondant respectivement à : 18 – 22 ans, 6 – 9 ans et 2 – 3 ans (figure 4). Sachant que la variance totale est proportionnelle à l'aire entre le spectre et l'axe des fréquences, ces trois modes rassemblent entre eux 80% à 90% de la variance totale du signal. Ensuite et grâce au filtrage numérique (filtre récuratif de second ordre de Butterworth), on a pu déterminer le comportement de la NAO dans les différentes bandes de fréquences (figures 7, 8 et 9). La NAO se présente sous une résultante obtenue à partir d'une modulation de ces trois variabilités.

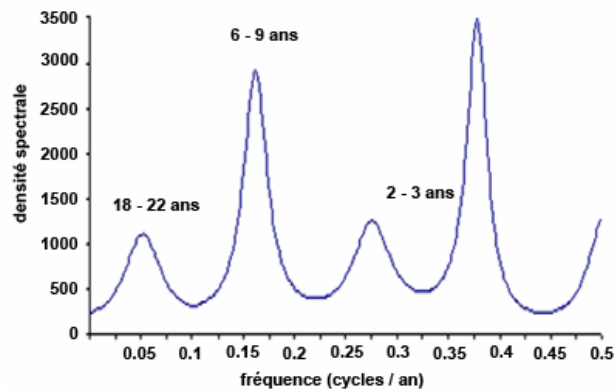


Figure 4 : Spectres de puissance (MEM) de la NAO pour la période 1914-2003

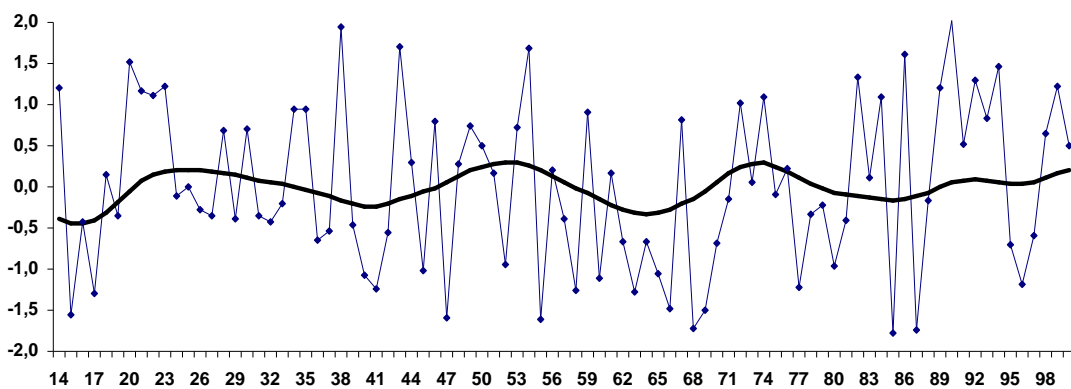


Figure 5 : Evolution annuelle de la NAO comparée à la variabilité 18 – 22 ans calculée par filtrage numérique

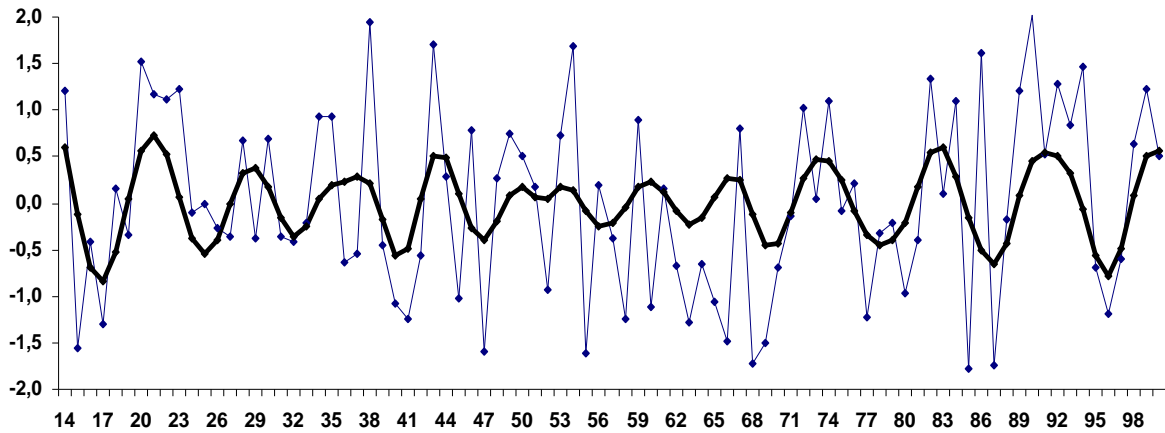


Figure 6 : Evolution annuelle de la NAO comparée à la variabilité 6 – 9 ans calculée par filtrage numérique

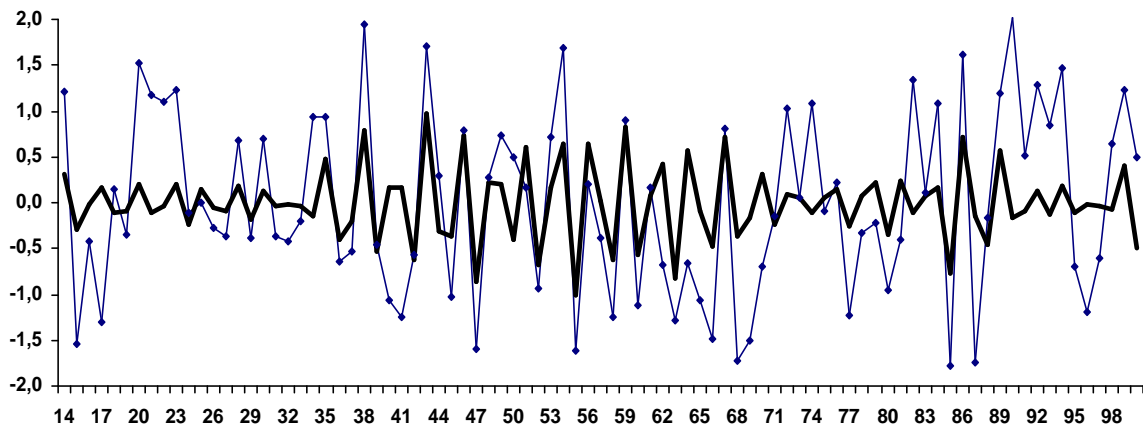


Figure 7 : Evolution annuelle de la NAO comparée à la variabilité 2 – 3 ans calculée par filtrage numérique

3. Modes de variabilité de la pluviométrie en Tunisie

Pour le cumul pluviométrique, on présente le cas de la station Tunis Manoubia qui présente les mêmes modes de fluctuations que ceux de la NAO : 2 – 3 ans, 6 – 9 ans et 18 – 22 ans (figures 8, 9, 10 et 11). Ces trois composantes sont plus marquées dans le cumul pluviométrique que dans la NAO.

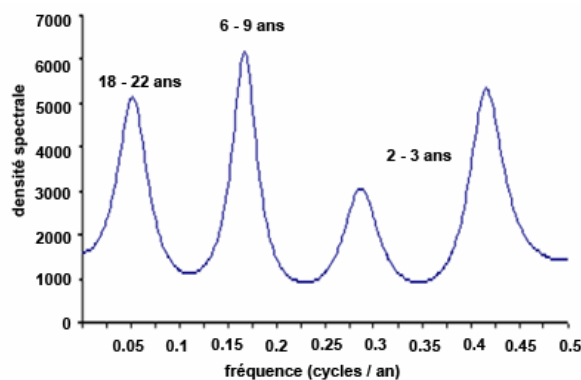


Figure 8: Spectres de puissance (MEM) du cumul pluviométrique observé à la station tunisienne Tunis Manoubia (1914-2003)

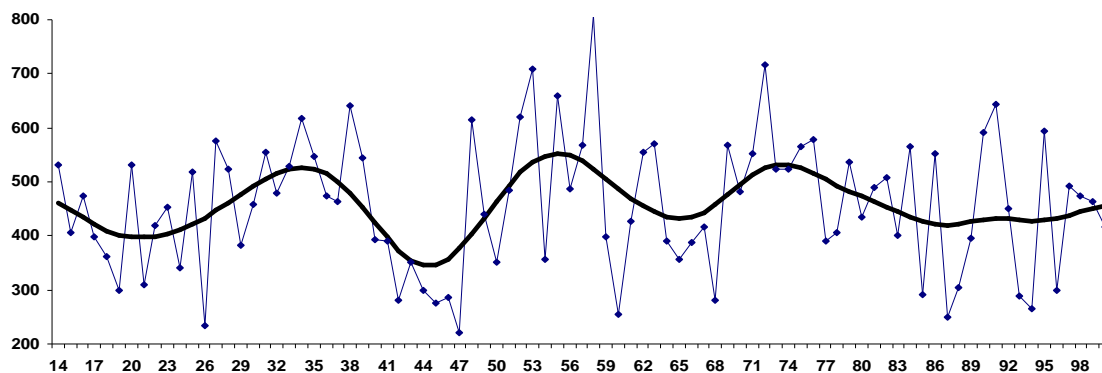


Figure 9 : Evolutions annuelles du cumul pluviométrique (mm) observé à la station de Tunis Manoubia et de sa série filtrée dans la bande **18 – 22 ans**

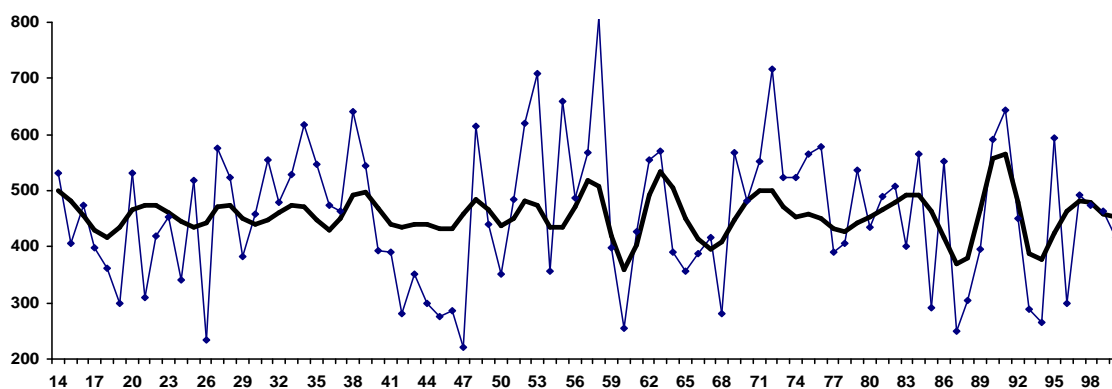


Figure 10 : Evolution du cumul pluviométrique annuel (mm) de la station de Tunis Manoubia comparée à sa série filtrée dans la bande **6 – 9 ans**

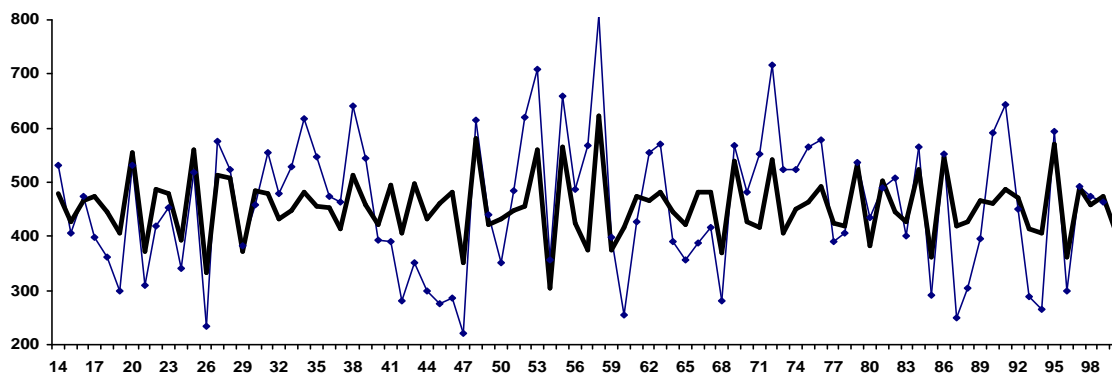


Figure 11 : Evolution du cumul pluviométrique annuel (mm) de la station de Tunis Manoubia comparée à sa série filtrée dans la bande **2 – 3 ans**

3. Evolution du mode de variabilité du cumul pluviométrique de 18 – 22 ans observé dans différentes stations méditerranéennes

Afin de prouver quantitativement la relation forte existant entre la NAO et la pluviométrie, on a procédé à une comparaison pour chacun des modes trouvés du cycle le plus long 18 – 22 ans au plus court 2 – 3 ans (Stockton, et M. Glueck, 1999). Pour ce résumé, on présente les résultats du mode de 18 -22 ans. La figure 11 montre que cette variabilité existe dans les cumuls pluviométriques annuels d'un grand nombre de stations méditerranéennes.

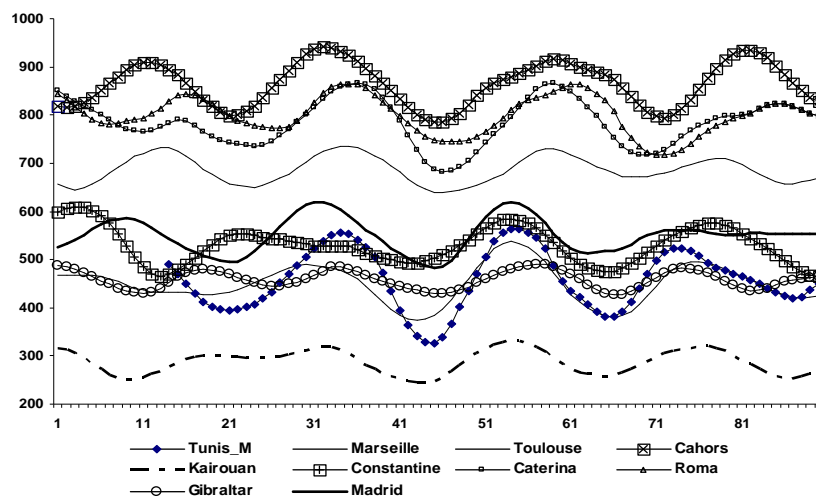


Figure 11 : Evolution annuelle des cumuls pluviométriques annuels filtrés autour de 18 – 22 ans de quelques stations méditerranéennes

4. Conclusion

Cette étude montre grâce à l'emploi de corrélations que l'alternance des phases positives et négatives de la NAO s'accompagne bien avec une alternance pluviométrique entre l'Europe du Nord et la Méditerranée occidentale. En plus, on a montré que la NAO possède les mêmes cycles de variabilités que ceux des cumuls pluviométriques. Ces cycles ont comme périodes respectives : 2 - 3 ans, 6 – 9 ans et 18 – 22 ans. Sachant que l'aire du spectre de puissance est proportionnelle à la variance du signal, on peut estimer que la variance de la composition de ces trois variabilités présente 80 à 90% de la variance totale du signal, aussi bien pour la Nao que pour les cumuls pluviométriques. La région de la Méditerranée occidentale est caractérisée par une pluviométrie fortement conditionnée par la NAO.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Assani A.A. 1999a. Analyse de la variabilité temporelle des précipitations (1916-1996) à Lubumbashi (Congo-Kinshasa) en relation avec certains indicateurs de la circulation atmosphérique (oscillation australe) et océanique (El Niño/la Niña). *Sécheresse*, **10**, 245-252.
- Bjerknes, J., 1964: Atlantic air-sea interaction, *Adv. Geophys.*, **10**, 1-82
- Corti, S., F. Molteni, et T. N. Palmer, 1999: Signature of recent climate change in frequencies of natural atmospheric circulation regimes. *Nature*, **398**, 799-802
- Delworth, T. L., et M. Mann, 2000: Observed and simulated multi decadal variability in the Northern Hemisphere. *Climate Dynamics*, **16**, 661-676
- Deser, C., J. E. Walsh, et M. S. Timlin, 1999: Arctic sea-ice variability in the context of recent wintertime atmospheric circulation trends. *J. Climate*, **13**, 617-633
- Stockton, C. W., et M. F. Glueck, 1999: Long term variability of the North Atlantic oscillation (NAO). *Proc. Amer. Met. Soc. Tenth Symp. Global Change Studies*, 11-15 January, 1999, Dallas, TX, 290-293
- Thompson, D. W. J., et J. M. Wallace, 1998: The arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Letters*, **25**, 1297-1300.
- Tourre, Y. M., B. Rajagopalan, et Y. Kushnir, 1999: Dominant patterns of climate variability in the Atlantic Ocean region during the last 136 years, *J. Climate*, **12**, 2285-2299
- Walker, G. T. 1927b: The Atlantic Ocean. *Quarterly. Journal of the Royal Meteorological Society*, **53**, 97-113
- Watanabe, M. et T. Nitta, 1999: Decadal changes in the atmospheric circulation and associated surface climate variations in the Northern Hemisphere winter. *J. Climate*, **12**, 494-510

ETUDE DU MICROCLIMAT OASIEN : MESURE ET MODELISATION

MOHAMED HABIB SELLAMI

Faculté des Sciences de Tunis, Département de Physique, Lab. de rayonnement thermique, 1060, Tunis, Tunisie
Tél : +78 562 300 ; +71 884 094 p.123 ; +72 461 391 ; Mail : mh.sellami@planet.tn

Résumé : Dans ce travail nous nous sommes intéressés à la Modélisation de l'interaction plante-atmosphère à l'intérieur d'une oasis du sud tunisien. Ceci dans le but d'estimer le besoin en eau du palmier dattier, de quantifier la production en biomasse et de détecter les éventuelles maladies des plantes. Pour y faire, nous avons appliqué les équations de transfert radiatif et de transfert d'énergie. Nous avons exprimé le flux de rayonnement solaire intercepté et les flux de chaleur sensible et latente dégagées par la végétation en fonction des propriétés optiques des feuilles et de l'indice foliaire. Les mesures de terrain que nous avons effectué à l'intérieur de l'oasis traditionnelle de Tozeur (une pratique culturelle regroupant, en densité importante, des palmiers dattiers, des arbres fruitiers et de la culture maraîchère) ont été utilisées pour valider le calcul et établir des relations entre les paramètres climatiques d'une part et les besoins des plantes d'autre part.

Mots-clés : Modélisation, rayonnement, réflectivité, biomasse, oasis, palmier dattier, microclimat

Abstract : In this study, we are interested in the interaction modelisation plant interior atmosphere of a South Tunisian oasis. This aims at estimating the need of a palm-tree to water, to quantify biomass production and to detect eventual diseases of plants. For this reason, we are applied equations for radiative transfert and energy transfer. We have expressed solar wavebands intercepted and that of heat released from vegation. Soil measures that we carried out inside the traditional oasis of Tozor were used to validate calculations and establish relations between climatic parameters and plants

Key words : Modelling, radiation, reflectivity, biomass, oasis, date palm, and microclimate

1. Introduction :

Maintenir et développer l'agriculture oasienne, c'est maintenir des populations en milieu difficiles, enclavés, souvent aux confins des frontières des pays du pourtour saharien, avec la volonté de redynamiser une économie essentiellement fondée sur la commercialisation de la datt. Les oasis du Djérid de la Tunisie constituent un milieu dont les équilibres sont particulièrement complexes et fragiles, cependant ces espaces restent un pôle social et économique de toute première importance pour la région (tourismes). En effet, l'oasis contribue à améliorer le niveau de vie et augmenter le pouvoir d'achat des populations locales. Néanmoins, la liste des problèmes à surmonter est toujours aussi longue soit de point de vue économie d'eau, soit en ce qui concerne le développement de l'agriculture oasienne. Il n'est pas aisé de procéder à la résolution de ces difficultés sans s'appuyer sur une étude scientifique justifiant d'une telle décision. L'amélioration de la productivité végétale suppose que des études relevant des disciplines très diverses soient menées. Parmi ces disciplines, certaines demandent comme pour l'analyse des problèmes de sécheresse, de désertification, une bonne caractérisation des différents facteurs du microclimat dans la culture.

La connaissance du climat radiatif à l'intérieur de l'oasis est importante à plus d'un titre, car l'interception du rayonnement solaire est un élément essentiel, aussi bien, pour la photosynthèse que pour la transpiration de l'espèce. En effet, le végétal représente un système actif dans le cycle de l'eau dans l'atmosphère, il module et oriente les échanges entre sol et atmosphère, suivant ses besoins propres. La végétation modifie les données climatiques extérieures et crée dans son milieu un microclimat particulier où se déroulent de nombreux processus physiologiques. Compte tenu de sa structure, un couvert végétal constitue un milieu poreux qui absorbe l'énergie radiative sur toute son épaisseur. Les échanges d'énergie sont donc localisés aux différents niveaux du couvert et varient essentiellement en fonction de la densité foliaire. La mesure des paramètres climatiques à différents niveaux de l'oasis traditionnelle de Tozeur a été réalisée et modélisée. Les résultats, leurs analyses ainsi que leurs applications pour l'estimation du besoin en eau, la détermination de la production en biomasse et la détection des éventuelles maladies des plantes seront présentés.

2. Analyse des résultats des mesures des paramètres climatiques à l'intérieur d'une culture mixte : Oasis traditionnelle du sud tunisien

L'expérience a été réalisée à l'intérieur d'une oasis traditionnelle à Tozeur. La parcelle choisie contient les trois niveaux de production (palmiers dattiers, arbres fruitiers et cultures maraîchères) [4, 5]. La hauteur moyenne des palmiers dattiers est de 10m, celle des arbres fruitiers est de 4 m alors que la culture maraîchère est de 60 cm. A l'intérieur de la parcelle on a installé un mât de 12 m. A trois niveaux du mât nous avons installé le matériel nécessaire de mesure du rayonnement solaire global incident et réfléchi, du rayonnement net et des autres paramètres climatiques (vent, humidité, température). Les capteurs montés à 12 m du mât nous donnent les rayonnements incident et réfléchi totaux, ceux montés à 5m, nous donnent les rayonnements transmis à travers les palmiers et reçus par les arbres fruitiers alors que ceux installés à 2m, nous donnent les rayonnements reçus par les cultures maraîchères. Pour la mesure de la moyenne du flux radiatif incident transmis au sol, nous avons installé six pyranomètres disposés et répartis de telle sorte qu'ils couvrent uniformément la maille considérée, ainsi qu'un bilan mètre à 30 cm du sol pour mesurer le rayonnement net qui arrive au sol. En plus de ceci, une grille de thermomètre a été placée dans le sol pour mesurer la température à différentes profondeurs (5 cm, 10 cm, 20 cm et 50 cm). Le flux de sève a été mesuré à l'échelle de l'heure en installant les capteurs nécessaires aux troncs d'un nombre représentatif d'arbres fruitiers et aux xylèmes d'un nombre représentatif de palmier dattier[6, 7]. La technique suivie est celle de Granier [8].

La mesure du rayonnement global et du rayonnement net à l'intérieur de l'oasis nous ont permis de déterminer l'efficacité de l'interception de ces rayonnements ainsi que leur répartition entre les trois niveaux de production. Pour le rayonnement global, nous avons montré que la culture maraîchère intercepte respectivement 11 % et 16 % plus que les arbres fruitiers et les palmiers dattiers [4]. L'efficacité du rayonnement intercepté par chaque étage culturel de l'oasis est comme suit [4, 5, 6]:

Les palmiers dattiers interceptent 14% du rayonnement global incident, de l'ordre de 640 w/m²/journee soit 305 w/m² utilisé pour la photosynthèse, les arbres fruitiers interceptent 19%, soit 853 w/m²/journee dont 414 w/m² utilisé pour la photosynthèse alors que la culture maraîchère interceptent 30%, environ 1380w/m² avec 654 w/m² utilisé pour la photosynthèse.

Cette association assure donc une meilleure occupation de l'espace permettant à l'espèce dominée d'intercepter plus de rayonnement que s'il était cultivé en culture pure[1, 2, 3, 4]. En effet, malgré l'effet d'ombrage des espèces dominantes (palmiers dattiers et arbres fruitiers), nous remarquons que la part de rayonnement intercepté par la culture maraîchère est importante[4]. L'analyse des profils du vent, de l'humidité relative et de la température dans l'air et dans le sol nous a permis de dégager l'effet de brise vent qu'assure l'oasis et qui contribue à la diminution de la demande climatique [1, 4, 6].

L'analyse des résultats de mesure de flux de sève nous a permis de déduire que ses variations sont gouvernées par la demande climatique. En effet, à toute élévation ou diminution du flux solaire intercepté, correspond un accroissement ou une réduction du flux de sève [6]. Nous avons pu calculer la transpiration pour l'étage du palmier dattier et l'étage des arbres fruitiers. La moyenne journalière de cette dernière est de l'ordre de 1.91 mm pour le palmier dattier et 1.2 mm pour les arbres fruitiers. Nous avons aussi établi des relations entre la transpiration et les rayonnements global et net interceptés à l'intérieur de l'oasis [4, 6]. Ces relations ont une importance particulière pour le contrôle de l'irrigation à l'échelle de l'heure et de la journée. En effet la transpiration des palmiers dattiers représente 32 % du rayonnement global reçu au-dessus de l'oasis et 53 % du rayonnement net [4, 6]. La transpiration du couvert des arbres fruitiers représente 21 % du rayonnement global reçu au-dessus de l'oasis et 33 % du rayonnement net [4, 6]. Exprimé en unité de mm d'eau, le

rayonnement net moyen journalier reçu au-dessus de l'oasis est de l'ordre de 4 mm/jours, celui reçu au-dessus des arbres fruitiers est de 3.2 mm/jours celui qui arrive au niveau 30 cm est de 2.4 mm/jours. La quantité journalière du rayonnement net intercepté par toute l'oasis est de l'ordre de 3.24 mm/jour répartie entre les étages culturels comme suit: 0.77 mm/jours pour les palmiers dattiers, 0.81 mm pour les arbres fruitiers et 1.66 mm pour la culture maraîchère [4, 6]. Ces valeurs nous donnent un ordre de grandeur de l'évapotranspiration journalière à l'intérieur de l'oasis.

3. Analyse de la modélisation des paramètres climatiques à l'intérieur de l'oasis :

3.1. Modélisation de l'interaction entre rayonnement solaire et couvert végétal :

Pour l'estimation du rayonnement solaire total intercepté, on a suivi la pénétration du rayonnement solaire direct et diffus chacun à par [5]. Quand ils traversent une couche de végétation, les rayonnements solaires direct et diffus subissent des diminutions qui expriment les quantités de rayonnement interceptées [5]. Le rayonnement solaire direct $\Phi_{rs}(f)$ et diffus $\Phi_{rd}(f)$ qui arrivent à une profondeur (f) repérer par l'indice foliaire compté à partir du niveau supérieur de la culture s'expriment comme suit [3] :

Pour le flux de rayonnement direct on a:

$$\Phi_{rs} = \Phi_{rs,0} \exp[-\mu(\alpha, h_s) f]$$

$\mu(\alpha, h_s)$ coefficient d'extinction pour le rayonnement solaire direct

$\Phi_{rs,0}$ le rayonnement solaire direct reçu au-dessus de la végétation

f : indice foliaire

h_s est la hauteur du soleil

Pour le flux de rayonnement diffus on a:

$$\Phi_{rd} = \frac{\Phi_{rd,0}}{0.91} \int_0^{\pi/2} \exp\left[\frac{-\mu(\alpha, h) f}{\sinh} \right] [1 + 1.23 \sinh] \sinh dh$$

$\Phi_{rd,0}$ est la densité de flux moyen du rayonnement diffus reçu au-dessus de la végétation.

h est la hauteur d'une couronne de ciel

Après avoir pénétrer à l'intérieur de la végétation, le rayonnement incident va subir une rediffusion multiple sous l'effet des feuilles, troncs et branches. Le rayonnement solaire va se diviser en rayonnements solaires rediffusés ascendant Φ_r^- et descendant Φ_r^+ .

Ces flux ascendant et descendant, en traversant une couche de végétation, ils subissent des diminutions qui s'expriment respectivement comme suit: $-\Phi_r^- \mu'' df$ pour le flux ascendant et $-\Phi_r^+ \mu'' df$ pour le flux descendant avec μ'' est le coefficient d'extinction pour le flux rediffusé [1, 2, 3, 5]. Le flux ascendant représente le flux de rayonnement réfléchi total alors que celui descendant représente le flux de rayonnement transmis.

En tenant compte de l'équilibre radiatif à l'intérieur du milieu végétal et en résolvant les équations de transfert radiatif à l'intérieur d'un milieu semi-transparent [5, 9], nous pouvons exprimer les flux rediffusés à un niveau f de la végétation le(rayonnement diffus ascendant Φ_r^+ et descendant Φ_r^-) en fonction des propriétés optiques des feuilles (réflectivité **R** et transmittivité **T**) de la couche traversée et des flux de rayonnement au-dessus de la végétation [3, 5, 9]. Le problème inverse nous permet d'exprimer les propriétés optiques de feuilles en

fonction du rayonnement solaire directs, diffus et global. En effet la réflectivité s'exprime par

$$R = \frac{\Phi_{ref.}}{\Phi_{inc.}} \text{ et la transmittivité par } T = \frac{\Phi_{trans.}}{\Phi_{inc.}}.$$

Les flux incidents ($\Phi_{inc.}$), transmis ($\Phi_{trans.}$) et réfléchi ($\Phi_{ref.}$) sont calculés à partir du modèle de rayonnement et mesurés à l'intérieur de l'oasis [4, 5].

Il suffit par la suite d'avoir une base de donnée de la réflectivité des feuilles lorsque les plantations sont en bon état. En déterminant la réflectivité à l'échelle de la seconde ou de l'heure, la différence enregistrée est largement suffisante pour dire qu'il y a une anomalie quelconque et c'est aux spécialistes d'intervenir.

Cette analyse nous a permis ainsi de déterminer les flux de rayonnement solaire diffus, direct et rediffusés à l'intérieur de la végétation. Le flux de rayonnement solaire intercepté par une couche de végétation située entre les niveaux f et $f + df$ est déterminé par le bilan des rayons reçus et gagnés par la végétation, soit:

$$\Phi_{r,int}(df) = [\Phi_{rs}(f) + \Phi_{rd}(f) + \Phi_r^-(f + df) + \Phi_r^+(f)] - [\Phi_{rs}(f + df) + \Phi_{rd}(f + df) + \Phi_r^-(f) + \Phi_r^+(f + df)]$$

C'est ce dernier qui va nous permettre par la suite de calculer le rayonnement utile à la photosynthèse et d'en déduire ainsi la production en biomasse [3, 7].

3.1.1. Application des résultats du modèle pour la détection des éventuelles maladies :

Le suivi des maladies des plantes par analyse du rayonnement réfléchi par la végétation est une technique de pointe surtout ce quelle trouve ces applications par l'usage des photos satellites. Cependant la disponibilité des photos satellites à des moments et des endroits d'étude bien précise n'est pas toujours évidente. Donc, la proposition d'un modèle qui permet de simuler la réflectivité en tenant compte à la fois des caractéristiques de l'espèce et du climat environnant peut apporter une solution pour ce qui est la détection des éventuelles maladies. Le spectre moyen de réflectivité pour les différentes espèces de chaque étage de l'oasis a été déterminé. Des valeurs moyennes des propriétés optiques des feuilles sont présentées dans le tableau suivant [5]:

	réflectivité %	transmittivité %	indice foliaire
palme	16.5	7.5	3.9
arbres fruitiers	18	8	2.2
culture maraîchère	10	4	2.5

Dans la bande du visible, la réflectivité est très faible elle ne dépasse pas 20% [5]. Dans le proche infrarouge, la réflectivité des différentes espèces atteint des valeurs relativement élevées de l'ordre de 50% [5]. On doit signaler que les propriétés optiques varient largement d'une espèce à l'autre mais garde la même allure [5]. La comparaison des réflectivités des deux faces des feuilles enregistre un net écart. Cette différence est attribuée à la structure anatomique de chaque espèce et à la présence des poiles sur l'une ou l'autre face [5, 9]. Ce ci mais en évidence encore plus que l'analyse de la réflectivité peut nous orienter sur l'état de santé de la plante.

Nous avons pris des palmes qui présentent un premier changement de couleur, la réflectivité moyenne est de 35 %, (le calcul nous a donné 40 %). En comparant avec les valeurs obtenues lorsque les palmes sont en bon état (Réflectivité = 16.5 %) on note que le modèle a permis d'enregistrer le changement. Cette application peut se faire pour détecter les symptômes de plusieurs maladies qui peuvent attaquer le palmier et qui ont pour conséquence directe le changement de la couleur des palmes telle que le **BAIYYOUDH** [10]:

Les premiers symptômes de cette maladie consistent à l'apparition d'une couleur blanche sur les limites extérieures de la palme. Cette couleur se propage pour atteindre le pied du palmier puis sur l'autre côté jusqu'à sa mort. A un stade bien avancé de sa propagation, la couleur blanche est accompagnée de l'apparition, sur la face supérieure du pied, d'une couleur noire mélangée avec une couleur rouge qui commence à son tour de se propager jusqu'à occuper tout le pied.

Ces phénomènes seront transmis aux palmes voisins puis aux autres palmiers. La période entre l'apparition des symptômes de la maladie jusqu'à la mort du palmier se fait entre un moi et 10 ans selon son environnement. Le champignon derrière cette maladie est connu sous le nom de MALENCON. L'environnement favorisant la propagation de cette maladie correspond à une humidité basse et une température élevée.

3.1.2. Application des résultats du modèle pour l'estimation de la production en biomasse :

La gamme de longueur d'onde du visible qui s'étale entre 0.4 μm et 0.8 μm est celle, selon plusieurs auteurs [1, 2, 3, 9], qui correspond à la photosynthèse au niveau des plantes. Le rayonnement utile à la photosynthèse qui se déduit à partir du rayonnement solaire global intercepté par la végétation est très utilisé pour l'estimation de sa production en biomasse [3, 4, 5, 7]. La production photosynthétique journalière de tout le couvert, Φ_{PAR} , est égale à la somme de la photosynthèse de chaque feuille. Après calcul fait [7] on a pu exprimer la production en biomasse (en $\mu\text{mol.m}^{-2}\text{s}^{-1}$) à l'intérieur de l'oasis comme suit :

- Pour le palmier dattier on a 4401.98 $\mu\text{mol.m}^{-2}\text{s}^{-1}$
- Pour les arbres fruitiers on a 3780.47 $\mu\text{mol.m}^{-2}\text{s}^{-1}$
- Pour la culture maraîchère on a 2955.95 $\mu\text{mol.m}^{-2}\text{s}^{-1}$

3.2. Modélisation du besoin en eau du palmier dattier :

La modélisation de la transpiration d'une culture a été faite en se basant sur l'analogie de la loi d'OHM avec des circuits pour le flux de chaleur sensible et le flux de chaleur latente [1, 2, 7]. L'intensité du courant est remplacée par les flux de chaleur, l'équivalent du potentiel électrique étant la température ou la pression partielle en vapeur d'eau. Dans leur processus de diffusion à l'intérieur d'une strate, la chaleur et la vapeur empruntent deux voies en parallèle correspondant aux deux faces des feuilles. Pour la chaleur chaque voie se compose d'une seule résistance, celle de la couche limite des feuilles. Pour la vapeur d'eau, supposée saturante à l'intérieur des chambres sous-stomatiques, chaque voie se compose de deux résistances en série, la résistance stomatique et celle de la couche limite. Nous avons restitué le flux global d'évaporation sous forme d'une équation combinée qui intègre l'ensemble des caractéristiques d'un modèle multicouches. Nous considérons un couvert végétal homogène et horizontal que nous divisons en un certain nombre de strates ou couches parallèles. Chacune est caractérisée par un indice de surface foliaire partielle LAI_i , une température moyenne de surface foliaire T_{s_i} , deux résistances stomatiques r_s moyennes (l'une pour la face supérieure des feuilles et l'autre pour la face inférieure) et enfin une résistance aérodynamique r_a due à la couche limite des feuilles, supposé la même pour la chaleur sensible et la vapeur d'eau.

La validation du calcul a été faite par des mesures directes de la transpiration des arbres en utilisant la méthode de débit de sève [6] et par des mesures de l'évapotranspiration à partir des méthodes aérodynamiques décrites précédemment (mesures de la température de l'air, vitesse du vent et les rayonnements solaires global et net) [4, 6]. Nous avons pu exprimer l'évapotranspiration (E) pour chaque étage de végétation à l'intérieur de l'oasis en fonction du rayonnement solaire reçu ($\Phi_{\text{inc.}}$). Ces types de relations sont très utiles pour la conduite de l'irrigation. En effet, elles nous aident à apporter le besoin en eau en fonction de la demande

climatique au moment exacte. Ce qui nous évite le gaspillage d'eau. Les relations résultantes sont les suivantes :

- Pour le palmier dattier : $E \text{ (mm water h}^{-1}\text{)} = 0.43 \Phi_{inc.} \text{ (mm water h}^{-1}\text{)} + 0.15$
- Pour les arbres fruitiers : $E \text{ (mm waters h}^{-1}\text{)} = 0.21 \Phi_{inc.} \text{ (mm waters h}^{-1}\text{)} + 0.15$
- Pour la culture maraîchère : $E \text{ (mm waters h}^{-1}\text{)} = 0.64 \Phi_{inc.} \text{ (mm waters h}^{-1}\text{)} + 0.15$

Donc il suffit d'avoir des informations sur le rayonnement reçu au-dessus de la végétation en une heure bien déterminée de la journée pour en déduire la quantité d'eau à apporter.

4. Conclusion :

Au sud du Sahara, la demande de recherche pour le développement de l'agriculture oasienne est de plus en plus affirmée. Le Maghreb, l'Algérie, la Tunisie, la Mauritanie, le Mali, le Niger, le Tchad pour des raisons diverses souhaitent développer leurs agricultures oasiennes traditionnelles ou veulent installer de nouvelles plantations de palmiers dattiers [10]. Quels systèmes de production adaptés aux conditions locales et aux besoins réels des populations qui vivent dans ces régions ont des chances de se développer de façon durable? Comment satisfaire une demande du marché croissante en produits dattiers et diminuer les importations? Quelle recherche peut apporter des données fiables et scientifiques sur les ressources en eaux, souterraines et de surface, pour élaborer une politique de partage et de gestion équitable et durable de cette ressource? Sur quel programme doit-on se mobiliser en priorité dans le contexte tunisien et quelle recherche agronomique faut-il promouvoir pour le développement de l'agriculture de l'oasis?

L'étude scientifique présentée dans cet article peut être considérée comme un prototype qui aide à la prise de décision concernant l'aménagement et l'amélioration de l'environnement oasien pour les zones ayant un climat homologue ou en faisant appel aux techniques d'extrapolations dans le cas général. Elle a été réalisée à l'intérieur d'une oasis de Tozeur, où on a pu dégager les principaux résultats suivants :

La zone d'étude fait partie de l'étage bioclimatique saharien supérieur à hiver tempéré. La température moyenne annuelle est de l'ordre de 21.76°C, les températures extrêmes absolues atteignent 44.7°C en août et chutent jusqu'à 2.26°C en janvier, cette forte amplitude marque et définit la continentalité du climat. Le régime pluviométrique est souvent irrégulier et faible, la moyenne annuelle de pluies calculée sur une période de 84 ans est de l'ordre de 96mm/an. Le degré hygrométrique enregistré à Tozeur est de 54 % moyenne pour toute l'année, avec un maximum de 69% en décembre et un minimum de 34% en juillet. Les vents dominants soufflent généralement des secteurs Nord, nord-est et nord-ouest au printemps et des secteurs sud et sud-ouest en été. Le nombre des jours de Sirocco avoisine les 55 jours/an. Les résultats d'observation sur l'ETP enregistrés à l'intérieur de l'oasis donnent un chiffre moyen de 1643 mm/an. Elle est classée parmi les plus fortes enregistrées en Tunisie. Pour une pluviométrie très faible et irrégulière ne dépassant pas les 100 mm/ans, le bilan hydrique est considéré largement déficitaire sur tous les mois de l'année. Ce déficit est estimé à environ 1550 mm.

Si l'on s'intéresse aux facteurs climatiques, on constate que, comme les cultures pures, les cultures associées modifient le microclimat, notamment la lumière, le vent et l'humidité. Mais dans le cas des associations, cette modification est d'autant plus importante qu'elle se répercute au détriment ou à l'avantage, d'autres espèces. L'association offre ainsi des conditions nouvelles, et souvent variables avec son évolution, principalement, pour l'espèce au développement le plus faible. L'effet d'ombrage des espèces, les unes par rapport aux autres, réduit la quantité d'énergie susceptible d'être absorbée par l'espèce dominée, et donc diminue potentiellement sa production. Parallèlement, l'ombrage diminue également la

température et la demande climatique, par conséquent l'état hydrique de l'espèce dominée peut être favorable. Nous avons donc au moins deux processus antagonistes en interaction.

Bibliographie

- [1] J.L.Monteith and M.H.Unsworth, 1990: Principles of Environmental Physics., *copyright, British Library Cataloguing in Publication Data*, 274 p.
- [2] Hamlyn G.Jones, 1992: Plants and microclimate a quantitative approach to environmental plant physiology. *Cambridge University, Press*,
- [3] C.Varlet Grancher, R.Bonhomme et H.Sinoquet, 1993: Crop structure and light microclimate characterization and applications », *editions INRA*, Paris, 518p.
- [4] Sellami M.H. and Sifaoui M.S., 1998: Measurements of microclimatic factors inside the oasis: interception and sharing of solar radiation. *Renewable Energy*, **13(1)**, 67-76.
- [5] Sellami M.H et Sifaoui M.S., 1999: Modelling solar radiative transfer inside the oasis. Experimental validation. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, **63**, 85-96.
- [6] Sellami M.H et Sifaoui M.S., 2003 : Estimating transpiration in an intercropping system : measuring sap flow inside the oasis. *Agricultural Water Management*, **59**, 191-204.
- [7] Sellami M.H et Sifaoui M.S., 2007 : " Modelling of heat flux exchange and energetic transfer inside an intercropping canopy. Experimental validation for the traditional oasis" submitted to *Ecological Modelling*.
- [8] A.Granier and Denis Loustau, 1994: Measuring and modelling the transpiration of Maritime pine canopy from sap flow data., *Agr.For.Météo.*, **71**, 61-81.
- [9] Andres Kuusk, 1994 : A multispectral canopy reflectance model., *Remote Sensing Environment* **50** , 75-82.
- [10] Abdelmajid Rhouma et Vincent Dolle, Février 1994 : Quelle recherche pour les oasis., *Actes du séminaire agriculture oasienne.*, *Deghache, Tunisie*, 43-55

PERCEPTIONS PAYSANNES DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES ET STRATEGIES D'ADAPTATION AU SENEGAL

SENE ISIDOR MARCEL ⁽¹⁾, DIOP MBAYE ⁽¹⁾⁽²⁾ et SANE TIDIANE ⁽¹⁾⁽³⁾

(1) Laboratoire d'Enseignement et de Recherche en Géomatique (LERG), campus universitaire de l'ESP - UCAD, Dakar SENEGAL, isisene@ucad.sn

(2) Institut Sénégalais de Recherches Agricoles (ISRA), route des hydrocarbures, Bel-Air, Dakar SENEGAL mbaydiop@ucad.sn

(3) Université de Ziguinchor, UFR de Sciences et de Technologie, département de Géographie, tsane@ucad.sn

Résumé : Au Sénégal, le secteur agricole occupe 70% de la population active et contribue pour 11% au PIB. L'agriculture est caractérisée par l'importance des cultures pluviales (96% des plantes cultivées) à travers 7 zones agro-écologiques. Cette caractéristique met en évidence l'importance du facteur climatique dans l'activité agricole. Or, le climat est sujet à une variabilité interannuelle et certains parlent même de changement climatique. Ce travail s'intéresse à la perception que les producteurs ont de ce changement climatique, et fait le point sur les stratégies d'adaptation mises en œuvre pour tenter de maintenir un niveau de production leur permettant de satisfaire leurs besoins alimentaires.

Mots clés : Sénégal, agriculture, changement climatique, stratégies d'adaptation.

Abstract: In Senegal, the agricultural sector mobilises 70% of the active population and contributes to 11% of the GDP. Agriculture is dominated by rainfed crops (96% of crops) within 7 agro-ecological zones. This underlines the importance of the rainfall for agricultural development. However, sahelian climate undergoes strong variability in a climate change context. This paper makes a focus on farmers' perception of climate change and shows different adaptation strategies to maintain crop productivity for their daily food supply.

Key words: Senegal, agriculture, climate change, strategies of adaptation.

Introduction

Situé entre 11° et 17°30 de longitude ouest et entre 11°30 et 17°30 de latitude nord, le Sénégal couvre une superficie de 196722 km². L'agriculture sénégalaise repose sur les cultures vivrières (mil, riz, sorgho, maïs) et commerciales (arachide, coton, fruits et légumes), pratiquées essentiellement sous pluie. En effet, les superficies moyennes cultivées annuellement sont de l'ordre de 2,5 millions d'hectares (65% des terres arables) dont 98% en pluvial et 2% en irrigué. L'agriculture demeure également une activité socio-économique très importante. Elle mobilise près de 70% de la population active et contribue pour 12% au PNB en 2003. Le secteur agricole souffre cependant de la variabilité des conditions climatiques dont les conséquences sont éprouvantes pour l'économie nationale et pour les producteurs en particulier. Ce travail se propose donc d'étudier les perceptions paysannes des changements climatiques et les stratégies d'adaptation que les paysans mettent en œuvre pour surmonter ces difficultés. La méthode "Ricardian" (Mendelsohn *et al.*, 1994), une approche croisée de l'étude de la production agricole, a été mise à contribution pour cette étude.

1. Données et méthodes

1.1. Collecte de données

Les données socio-économiques des ménages agricoles ont été collectées dans des villages sur l'ensemble du pays. Les régions de Dakar et de Ziguinchor ont été exclues de l'échantillon (pour des raisons de faible représentativité agricole et d'insécurité). Au total, 1200 ménages ont été enquêtées et 1068 retenus après nettoyage du fichier. Les informations recueillies sur le terrain concernent la période 2002-2003, particulièrement la saison pluvieuse (mai-octobre 2002) et la saison sèche (novembre 2002 à avril 2003). Elles concernent les caractéristiques socio-économiques des ménages agricoles, les caractéristiques des parcelles, l'utilisation de facteurs de production, la finalité de la production et l'environnement socio-institutionnel du producteur. Il s'y ajoute les variables climatiques (pluie et température) et hydrologiques (écoulement moyen).

1.2. La méthode "Ricardian"

L'approche croisée de Ricardo examine la performance agricole à travers différentes zones climatiques. Cette approche permet de construire une relation fonctionnelle entre les revenus nets des ménages agricoles et les facteurs exogènes (climat, qualité des sols, irrigation). En mesurant le revenu net, cette méthode évalue l'impact direct du climat sur les différentes productions en tenant compte des adaptations potentielles au changement de climat (substitutions indirectes d'intrants, introduction de nouvelles activités, introduction d'innovations technologiques...). Il permet aussi de comparer la sensibilité des différentes régions au changement climatique en reliant les différences inter-régionales du climat à la productivité agricole (Mendelsohn *et al.*, 1994 ; Sanghi, 1998 ; Sanghi *et al.*, 1998 ; Molua, 2002 ; Etsia *et al.*, 2002). Le principe est exprimé dans l'équation suivante :

$$R = \sum P_i Q_i (X, F, Z, G) - \sum P_x X$$

où P_i est le prix du marché de la culture i , Q_i est la production de la culture i , F est un vecteur des variables du climat, Z est un ensemble de variables du sol, G est un ensemble de variables économiques comme l'accès au marché, X est un vecteur des intrants achetés (autre que la terre) et P_x est un vecteur des prix des intrants. L'agriculteur est supposé choisir X pour maximiser les revenus nets, en tenant compte des caractéristiques de son exploitation et des cours du marché. Le modèle de Ricardo est un modèle de forme réduite qui examine comment un ensemble de variables exogènes, F , Z et G , affecte le revenu du paysan. L'approche du revenu net consiste à effectuer des régressions avec les revenus agricoles selon le climat, les adaptations technologiques, la situation socio-économique, les sols, etc. Le modèle de Ricardo repose alors sur une formulation quadratique de climat :

$$NR/ha = \beta_0 + \beta_1 F + \beta_2 F^2 + \beta_3 Z + \beta_4 G + \beta_5 H + \beta_6 T + u$$

où NR/ha est le revenu net par hectare, F est le vecteur de variables du climat, Z constitue les variables de sol, G est les variables socio-économiques, H correspond aux variables de l'écoulement, T aux variables de technologie et u constitue le terme d'erreur. Le Revenu Net (NR) est la différence entre le revenu brut et les dépenses sur les différentes productions. Il est calculé pour chaque ménage selon la formule suivante :

$$\begin{aligned} RNA_{hh} &= \sum_{i=1}^n (P_{y_i} Y_i - \sum P_{x_{ij}} X_{ij}) / \sum S_i \\ &= \sum_{i=1}^n P_{y_i} Y_i / \sum S_i - \sum P_{x_{ij}} X_{ij} / \sum S_i \\ &= hhcrgrevha - tcostha \end{aligned}$$

avec : $hhcrgrevha = \sum_{i=1}^n P_{y_i} Y_i / \sum_{i=1}^n S_i$ et $tcostha = \sum P_{x_{ij}} X_{ij} / \sum S_i$

Où RNA_{hh} correspond au revenu agricole net du ménage par ha, $hhcrgrevha$ au revenu brut du ménage par ha, Y_i constitue la quantité des productions, X_i est le nombre d'intrants achetés, X_{ij} est la quantité d'intrant j achetée pour la culture i , P_{y_i} est la valeur totale de la production de la culture i , $P_{x_{ij}}$ constitue le prix des intrants j pour la culture i et S_i est la superficie de la culture i .

Différents types de variables (tableau 1) et trois niveaux de revenu net ont été définis et utilisés dans les différentes corrélations :

- nr1_3 est le revenu brut du ménage moins les coûts des intrants (fertilisants et pesticide) en (\$) par hectare du maximum du (total des terres cultivées pour toutes les parcelles et toutes les saisons) ;
- nr3_3 équivaut à nr1_3 (\$) moins le coût de la machinerie par ha du maximum du (total des terres cultivées pour toutes les parcelles et toutes les saisons) ;

- nr4_3 équivaut à nr3_3 (\$) moins les autres coûts agricoles du ménage par ha du maximum du (total des terres cultivées pour toutes les parcelles et toutes les saisons).

Variable	Définition
<i>cropland</i>	maximum du (total des terres cultivées pour toutes les parcelles et toutes les saisons)
<i>wetseason</i>	pluviométrie de la saison des pluies
<i>wetseason2</i>	pluviométrie de la saison des pluies au carré
<i>dryseason</i>	pluviométrie de la saison sèche
<i>dryseason2</i>	pluviométrie de la saison sèche au carré
<i>rstemp</i>	température de la saison des pluies
<i>rstemp2</i>	température de la saison des pluies au carré
<i>dstemp</i>	températures de la saison sèche
<i>dstemp2</i>	température de la saison sèche au carré
<i>percbkMU</i>	Sol Cambisols Calcic
<i>percqlCU</i>	Sol Arenosols Luvic
<i>irrigation</i>	variable irrigation

Tableau 1: Définition des variables utilisées.

2. Résultats

Le revenu net des ménages varie selon les zones considérées. Les différences des conditions climatiques et du niveau technologique peuvent expliquer ces variations. L'importance des quantités pluviométriques, de l'irrigation et de la technologie explique les valeurs élevées du revenu net dans certaines régions. C'est le cas de Kolda (nr1_3 est de 200537 FCFA et nr4_3 est de 143391 FCFA) au sud qui est une région bien arrosée avec des pluies annuelles supérieures à 1000 mm mais aussi de Saint Louis (nr1_3 de 187478 FCFA et nr4_3 de 137011 FCFA) au nord où les exploitations enquêtées sont dans la zone agro-industrielle et bénéficie de l'aide des techniciens de la Société d'Aménagement et d'Exploitation du Delta (SAED). Dans les autres régions du nord où les pluies annuelles sont faibles ne dépassant pas 400 mm et qui ne bénéficient pas de technologie, les régions centrales où les pluies annuelles sont comprises entre 500 et 700 mm, les revenus sont moins importants. Il s'agit par exemple de Matam (nr1_3 de 101150 FCFA et nr4_3 de 73435 FCFA) et de Kaolack (nr1_3 de 93259 FCFA et nr4_3 50102 FCFA).

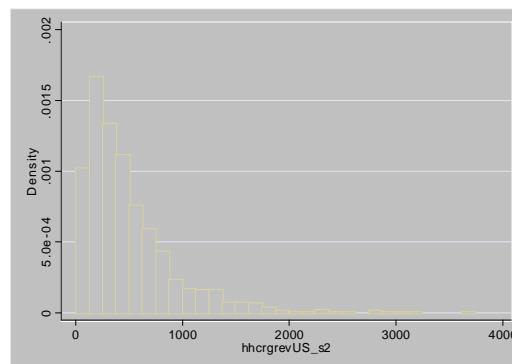
2.1. Des revenus faibles

La première saison (janvier à avril) est une période où les activités agricoles sont pratiquement inexistantes. Seuls quelques paysans s'adonnent à l'agriculture ; ce qui explique la faiblesse des revenus bruts (environ 100 \$ en moyenne soit 50000 FCFA). Les activités durant cette période sont localisées principalement le long du fleuve et dans les dépressions inondées des niayes où les revenus bruts les plus élevés ne dépassent pas 612 \$ (336000 FCFA).

La deuxième saison (saison des pluies) est la principale saison agricole du pays. Les revenus bruts varient principalement entre 0 et 1000 \$ (figure 1), soit 550000 FCFA. La faiblesse de certains revenus bruts peut s'expliquer par la petite taille des exploitations agricoles (1 à 3 ha) qui sont de type traditionnel, le caractère rudimentaire et archaïque de l'ouillage et la très faible utilisation des intrants (fertilisants, insecticides et pesticides). Ces résultats corroborent le contexte climatique de la campagne agricole 2002 caractérisée par un important déficit pluviométrique par rapport à 2001 (à titre d'exemple la localité de Ziguinchor au sud présente en 2002 un cumul de 637 mm contre 1330 mm en 2001 soit le double, Podor sur l'extrême nord 110 mm en 2002 contre 308 mm en 2001) et une longue période de stress hydrique de 10 jours au cours de la deuxième décennie du mois d'août considéré comme le mois le plus pluvieux de l'année avec comme conséquences, de grosses

pertes de semences, une faible production et pratiquement pas de récolte pour les cultures de rente comme l'arachide dans certaines régions du nord et du centre du pays (Saint Louis, Diourbel, Fatick).

Figure 1 : Revenu bruts (en \$) pendant la saison des pluies (juin à octobre) au Sénégal en 2002.



2.2. Une forte influence de la variabilité du climat sur les revenus nets

Le tableau 2 met en évidence la relation entre le revenu net, les variables climatiques, socio-économiques, les types de sols et l'irrigation. Durant la saison des pluies, une augmentation de 1 mm de la pluie se traduit par une hausse de 43250 FCFA du revenu net alors qu'une hausse de 1°C de la température entraîne une baisse de 289000 FCFA du revenu net.

Variables	nr1_3	nr3_3	nr4_3
<i>rstemp</i>	-578.8 **	-464 *	-437.1
<i>rstemp2</i>	9.9 **	8 *	7.6 *
<i>wetseason</i>	91.8	-11.2	-8.02
<i>wetseason2</i>	-7.15	-.23	.16
<i>dtemp</i>	-27.5	36.6	61.1
<i>dtemp2</i>	.6	-.93	-1.4
<i>dryseason</i>	-123.1 *	1.4	-16.2
<i>dryseason2</i>	17.8 *	1	3.2
<i>percbkMU</i>	178.8 **	106.9	153.1 *
<i>percqlCU</i>	101.3 *	44.1	67.8
<i>irrigation</i>	91.7	34.2	53.6
<i>cropland</i>	-159.4 ***	-65.9 ***	-60.7 ***
<i>cropland2</i>	14.3 ***	5.8 **	5.3 **
<i>constante</i>	8959.2 ***	6625.4 *	5825.7 *
<i>Nombre d'observations</i>	1005	955	915
<i>R²</i>	.18	.07	.06

Légende : significatif à (*) 95%, (**) 99%, (***) 99,99%

Tableau 2 : Corrélacion entre le revenu net, les variables climatiques saisonnières et les sols.

Quant à la saison sèche, elle montre une baisse du revenu net, aussi bien pour des variations des pluies que des températures. C'est ainsi qu'une hausse (*baisse*) de la pluie de 1 mm correspond à une baisse (*hausse*) du revenu net de 52500 FCFA, tandis que une hausse de 1°C de la température entraîne une baisse du revenu net de 289000 FCFA. Ce modèle montre que la relation entre le climat et le revenu net n'est pas linéaire comme l'ont déjà constaté Mendelsohn *et al.* (1994). Le carré des valeurs moyennes des températures et des précipitations indiquent une relation quadratique inverse avec le revenu net. Cela signifie que l'augmentation du revenu net n'est pas exponentielle et s'arrête à un certain seuil à partir duquel l'évolution de la température et de la pluie s'accompagne d'une stagnation puis d'une baisse de ce revenu.

Parmi les différents types de sols du pays, seuls les *calcic cambisol* et les *luvic arenosol* montre une relation positive avec les différents types de revenu net. Ce résultat montre l'importance du contrôle des types de sol qui met bien plus en évidence les différences d'impacts régionaux sur les revenus nets à travers différentes zones agro-écologiques du pays.

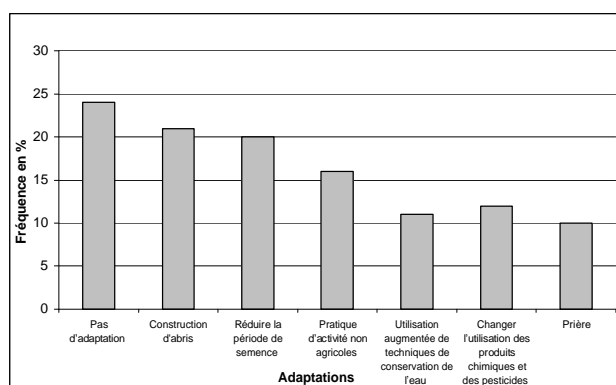
Quant à la variable irrigation, elle montre une relation positive avec les différents niveaux de revenu net définis même si la significativité est inférieure à 95%. Elle pourrait être un indicateur très important pour l'amélioration des revenus du paysan. C'est le cas également des variables 'taille du ménage' et 'actifs masculins du ménage'.

3. Perception et adaptation au changement climatique des agriculteurs

Les agriculteurs ont relativement une bonne lecture de l'état actuel de la situation climatique dans leur milieu, car 69% perçoivent une augmentation des températures (contre seulement 2% pour une baisse des températures). Pour les pluies, 85% des enquêtés ont observé des changements sur les dates de début de la saison des pluies et 84 % sur la fréquence plus grande des périodes sèches pendant la saison des pluies. Les agriculteurs confirment donc la péjoration pluviométrique qui se caractérise par le déficit, l'irrégularité et la mauvaise répartition des pluies dans le temps. Le retard dans l'installation de la saison pluvieuse contribue de façon déterminante à la détérioration de sa qualité.

Au Sénégal, la capacité d'adaptation est limitée par le manque de ressources économiques et techniques. La vulnérabilité est accentuée par la forte dépendance à l'égard des cultures pluviales, par la recrudescence des sécheresses et par la pauvreté. De façon générale, les agriculteurs restent impuissants face aux changements de températures. Néanmoins, quelques stratégies sont adoptées (figure 2) : construction d'abris (21%) pour se protéger des fortes températures, réduction des périodes de semence (20%), pratique d'activités non agricoles (16%) et utilisation de techniques de conservation de l'eau (11%). Les paysans se réfèrent également à la métaphysique (formulation des prières, 10%).

Figure 2 : Différents types d'adaptations liés aux changements de températures.



Parmi les stratégies développées pour faire face aux déficits pluviométriques, les agriculteurs ont mentionné l'adoption de variétés culturales hâtives, la réduction et la multiplication des dates de semis, l'augmentation des techniques de conservation de l'eau, la formulation des prières (figure 3).

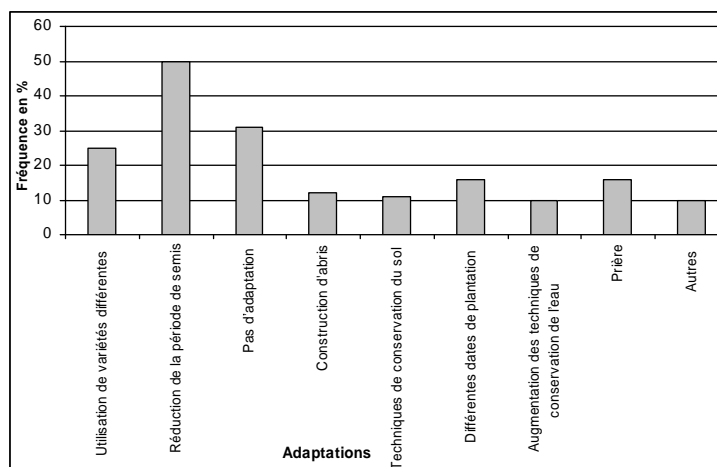


Figure 3 : Différents types d'adaptations liés aux changements des pluies.

Conclusion

Il ressort de cette analyse que les exploitations agricoles restent sensibles aux variations du climat, notamment à celles des températures et de la pluviométrie. Les résultats montrent que les revenus diminueront si les températures augmentent et si les pluies baissent. L'agriculture pluviale est plus sensible aux changements climatiques que celle irriguée. Les contraintes climatiques mentionnées par les populations doivent être considérées comme une "constante" sur laquelle doit être fondée toute politique de développement durable, car l'économie sénégalaise repose sur les activités agricoles, elles-mêmes largement dépendantes de la pluviométrie. Les stratégies d'adaptation ou de survie développées par les paysans doivent être perçues comme des réponses partielles.

Bibliographie

- Etsia A., Balti N. et Zekri S., 2002 : *Economic impacts of climate change on the Tunisian agriculture sector*. GEF, 50 pages.
- Mendelsohn R., Nordhaus W., Shaw D., 1994 : The Impact of Global Warming on Agriculture: A Ricardian Analysis. *American Economic Review*, **84**, 753-771.
- Molua E. L., 2002 : Climate Variability, Vulnerability and Effectiveness of farm level Adaptation Options: the Challenges and Implications for Food Security in Southwestern Cameroon. *Environment and Development Economics*, **7(3)**, 529-545.
- Sanghi A., 1998 : Global Warming and Climate Sensitivity: Brazilian and Indian Agriculture. Ph.D., Dept. of Economics, University of Chicago, Chicago, 150 pages.
- Sanghi A., Mendelsohn R., Dinar A., 1998 : The Climate Sensitivity of Indian Agriculture. In A. Dinar, R. Mendelsohn, R. Evenson, J. Parikh, A. Sanghi, K. Kumar, J. McKinsey & S. Lonergan (eds.) *Measuring the Impact of Climate Change on Indian Agriculture*, World Bank Technical Paper No. 402, Washington, D.C., 266 pages.

UNE NOUVELLE APPROCHE SUR LA CIRCULATION ATMOSPHERIQUE DANS LE NORD-EST DE LA ROUMANIE

LUCIAN SFICĂ

Faculté de Géographie, Université „Al.I.Cuza”

Bd. Carol I, Nr. 11, 700506, Iași, Roumanie

Tel/Fax: 040-232201484

sfical@yahoo.com

Resumé : La multitude des variantes de circulation atmosphérique à l'échelle de la Roumanie a été classifiée, sur une base classique, en 6 types majeurs de circulation: anticyclonique, cyclonique, circulation d'ouest, circulation d'est, circulation de nord et circulation de sud - chaque jour de la période analysée étant inclus dans l'un de ces types. Chaque type de circulation est caractérisée par une spécificité climatique qui a été mise en évidence par les traits thermiques associés et les phénomènes météorologiques les plus fréquemment rencontrés. Par rapport aux classifications antérieures, réalisées au niveau de la Roumanie, on remarque une fréquence plus réduite de la circulation occidentale (21-23% par rapport à 45% dans les classifications antérieures) et une fréquence plus élevée des conditions anticycloniques (25% par rapport à 10% dans les classifications antérieures).

Mots-clés: Roumanie, circulation atmosphérique, type de circulation, personnalité climatique.

Abstract : The numerous ways of atmospherical circulation above Romanian territory has been classified in 6 majors types: anticyclonal, cyclonal, western, eastern, northern and southern - every day has been included in one of these types. Every type of circulation has a certain personality which I underlined with a presentation of evidently thermal associated features and of most frequent weather phenomena. Unlike the previous classifications from Romanian territory, we sustain a reduced frequency of western circulation (21-23% toward 45% in previous classifications) and a raised frequency of anticyclonal conditions (25% toward 10% in previous classifications).

Key Words: Romania, atmospheric circulation, circulation type, climatic profile.

1. Court historique des classifications de la circulation atmosphérique en Roumanie

La première classification des types de circulation pour la Roumanie a été réalisée en 1916 par Ernest Otetelișanu. Elle est composée de 7 classes concernant la circulation atmosphérique au sud-est de l'Europe. Les résultats de cette analyse ont été publiés chaque année de l'entre-deux-guerres dans les Bulletins de l'Institut Météorologique. Dans "Le Climat de la Roumanie" (1961), Topor fait une synthèse de la classification réalisée par Otetelișanu sur une période de 52 ans.

En 1965, Topor et Stoica ont publié le plus important ouvrage de climatologie dynamique de Roumanie où ils ont synthétisé la circulation atmosphérique au niveau de la Roumanie en 4 grands types: une circulation occidentale avec une fréquence de 45%, une circulation méridionale avec une fréquence de 30%, une circulation polaire avec une fréquence de 15% et une circulation de blocage de 10%. Cette classification est utilisée dans les travaux de climatologie roumaine comme ouvrage de référence.

2. Les types de circulation et leur spécificité climatique

Vu la nécessité d'une réactualisation des études de climatologie dynamique pour la Roumanie, une classification des types de circulation a été réalisée suivant une méthodologie classique (Tveito, 2003) à partir de laquelle, chaque jour – en fonction des caractéristiques synoptiques au niveau de l'Europe à minuit (00:00-GMT) – est inclus dans l'un des 6 types de circulation préétablis : anticyclonique, cyclonique, circulation d'ouest, circulation d'est, circulation de nord et circulation de sud. L'analyse a été réalisée à partir des Bulletins météorologiques journaliers réalisés par INMH¹¹ sur la période 1980-1999 et, d'une manière

¹¹ L'Institut National de Météorologie et d'Hydrologie"

complémentaire, des cartes synoptiques de Global Forecast System (disponibles sur Internet sur la période 1980-2005).

En se servant des données météorologiques disponibles, nous avons associé aux conditions de circulation établies, les valeurs de température, de précipitations et les phénomènes météorologiques, en provenance de 3 points d'observation du centre de Moldova (Bacău, Roman, Adjud). Cela a permis d'obtenir un profil climatique de chaque type de circulation (tab. 1).

On a essayé de synthétiser les types de circulation atmosphérique ? partir de l'analyse visuelle des cartes synoptiques diurnes sur la période indiquée. En bref, on a distingué deux types de circulation lors desquelles on ne peut pas parler d'un mouvement proprement-dit des masses d'air au-dessus de la Roumanie. Il s'agit ici de type anticyclonique et celui cyclonique avec des caractéristiques très opposées l'un face à l'autre. Par contre, les autres quatre types de circulation sont capables d'apporter des masses d'air d'origine très éloignées du territoire de la Roumanie grâce au sens et aux valeurs du gradient barométrique au niveau européen. Les cartes présentées ci-dessous ne représentent que des modèles généraux de la manière dont se réalisent ces types de circulation.

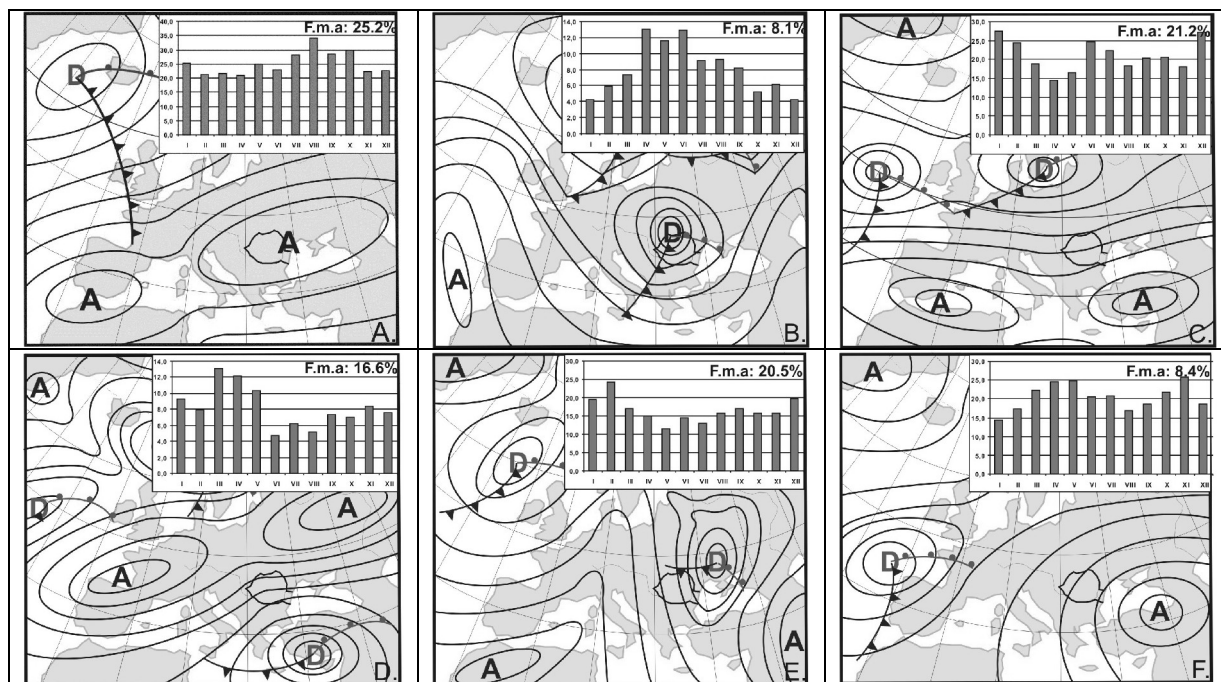


Figure. 1 Les types de circulation et le régime annuel de leur fréquence (A. régime barométrique anticyclonique, B. régime barométrique cyclonique, C. circulation d'ouest, D. circulation d'est, E. Circulation de nord, F. Circulation de sud) ; F.m.a : fréquence moyenne annuelle

2.1. Le régime anticyclonique

Au niveau du sol (fig. 1A), un champ de hautes pressions atmosphériques ou un noyau anticyclonique est centré sur la Roumanie. La circulation d'ouest est déviée à des latitudes plus hautes en Europe. Le gradient barométrique très réduit ne permet pas l'advection des masses d'air et détermine l'installation des mécanismes radiatifs dans le régime diurne des éléments météorologiques. En altitude, au niveau de 500hPa, au-dessus du sud-est de l'Europe, se situe la plupart du temps une dorsale d'air chaud ou un champ de hautes pressions à isohypses fermées.

Ce modèle a des caractéristiques variables de l'hiver à l'été (tableau 1), ayant des amplitudes thermiques très élevées qui dépassent 10°C surtout pendant l'automne et l'été.

Durant ces conditions synoptiques, lors de l'année, il est possible d'observer des températures proches des valeurs maximales absolues (35°C) mais également proches des valeurs minimales absolues (-20°C) en relation avec des conditions radiatives.

Les phénomènes météorologiques les plus fréquemment rencontrés sont ceux qui accompagnent la stabilité atmosphérique (le brouillard, le frimas). L'absence des précipitations atmosphériques représente un autre trait fondamental de ce régime barométrique.

2.2. Le régime barométrique cyclonique

Sur les cartes de pressions au niveau du sol (fig. 1B), la Roumanie se trouve sous l'influence directe d'un champ atmosphérique dépressionnaire qui évolue d'ouest en est par-dessus le sud-est de l'Europe. Sont inclus dans cette catégorie, les jours où ces dépressions traversent la Roumanie avec leur centre, et implicitement avec leur système frontal. Sur les cartes barométriques d'altitude, nous avons identifié, au-dessus la Roumanie, des noyaux de pression atmosphérique réduite (les soi-disant cutt off lows), isolées de la grande dépression polaire spécifique à la moyenne et haute troposphère.

Les spécificités thermiques des conditions cycloniques ne sont pas clairement mises en évidence. Par contre, ce type de régime se caractérise par la production des précipitations en quantités appréciables tout au long de l'année.

2.3. La circulation d'ouest

Dans ces conditions, la Roumanie est située au contact d'un champ de hautes pressions atmosphériques qui couvrent le bassin méditerranéen avec une série de dépressions d'origine atlantique qui traversent le continent d'ouest en est (fig. 1C). Le sens du gradient barométrique détermine la circulation des masses d'air de l'ouest. En altitude, la disposition des formations barométriques est favorable à la circulation zonale. Pour l'installation de la circulation d'ouest, les isohypses qui traversent le centre de la Roumanie doivent être présentes dans l'ouest de l'Europe entre le sud de la presqu'île Ibérique et le nord de l'archipel Britannique.

2.4. La circulation d'Est

Au niveau du sol, la Roumanie est située au contact d'un champ atmosphérique de hautes pressions établi sur l'Europe avec un champ de basses pressions atmosphériques au-dessus du bassin méditerranéen à l'intérieur duquel agissent une ou plusieurs formations dépressionnaires (fig. 1D). Le gradient barométrique engendre, dans ces conditions, l'advection des masses d'air de l'est, du côté sud de la plaine Russe et de l'espace Ponto-caspien. Sur les cartes barométriques d'altitude, nous observons une formation barométrique de basses pressions atmosphériques isolée dans le bassin oriental de la Mer Méditerranéenne.

Tenant compte de l'origine continentale des masses d'air transportées dans de telles conditions barométriques, le contraste thermique entre l'hiver et l'été est bien mis en évidence. Les précipitations se produisent en quantités importantes dans les cas où la circulation d'est se réalise dans les conditions d'une évolution des cyclones rétrogrades.

2.5. La circulation de Nord

Au niveau du sol (fig. 1E), un champ de hautes pressions couvre l'ouest de l'Europe, la Roumanie se trouvant dans son secteur antérieur ou au contact avec un champ dépressionnaire qui se déplace de la Mer Baltique vers la Mer Noire. La disposition des centres barométriques permet l'installation de la circulation méridienne. Pour la définition de la circulation de nord, les isohypses qui traversent la Roumanie se retrouvent dans le nord du continent entre le nord de l'Archipel Britannique et le cours supérieur du fleuve Volga.

Les conditions de circulation du nord marquent l'invasion des masses d'air froides sur la partie sud-est du continent européen. C'est de là que résultent les valeurs thermiques très faibles pouvant se produire à n'importe quelle saison. Les gelées tardives de printemps et les gelées précoces d'automne se produisent exclusivement dans ces conditions synoptiques.

Anticyclonique	Janvier	Avril	Juillet	Octobre
Précipitations	Absentes ou très réduites	Absentes ou très réduites	Quantités réduites provenues de pluies convectives(5-10l/m ²)	Absentes ou très réduites
Température	-7°C ÷ -1°C	4°C ÷ 16°C	14°C ÷ -28°C	4°C ÷ -16°C
Persistance	8 jours(1999)	4 jours(1991, 1998)	8 jours(1984)	12 jours(1995)
Cyclonique				
Précipitations	Importantes du point de vue quantitatif, de plus de 10 l/m ²	Importantes du point de vue quantitatif, fréquemment de plus de 10 l/m ²	Importantes du point de vue quantitatif, fréquemment de plus de 20 l/m ²	Importantes du point de vue quantitatif, de plus de 10 l/m ²
Température	-2°C ÷ 2°C	5°C ÷ 14°C	15°C ÷ 27°C	10°C ÷ 17°C
Persistance	3 jours (2003)	4 jours (1980, 2001)	4 jours (2001)	3 jours (1981)
Circulation d'ouest				
Précipitations	Importantes du point de vue quantitatif, surtout sous forme de pluie et de giboulée (5-15 l/m ²)	Importantes du point de vue quantitatif, surtout sous forme de pluie (5-15 l/m ²)	Importantes du point de vue quantitatif, le plus souvent sous forme d'averse (5-15 l/m ²)	Significatives, mais plus réduites que dans les autres saisons (5-15 l/m ²)
Température	-3°C ÷ 4°C	5°C ÷ 17°C	14°C ÷ 27°C	6°C ÷ 18°C
Persistance	7 jours(2005)	4 jours (1982, 1985, 1991, 1995)	7 jours (2000)	5 jours(1999)
Circulation d'est				
Précipitations	Généralement en petite quantité (au-dessous de 5l/m ²)	Importantes du point de vue quantitatif, souvent sous forme d'averse (5-15 l/m ²)	Importantes du point de vue quantitatif, fréquemment de plus de 20 l/m ²	Importantes du point de vue quantitatif (5-15l/m ²)
Température	-6°C ÷ -2°C	6°C ÷ 16°C	16°C ÷ 27°C	6°C ÷ 14°C
Persistance	4 jours (1984, 1996)	4 jours (1996, 2000, 2002, 2003)	4 jours(1980)	4 jours (1987, 1991)
Circulation de nord				
Précipitations	En quantité modérée, seulement sous forme de chute de neige	Importantes du point de vue quantitatif(5-15 l/m ²)	Importantes du point de vue quantitatif, fréquemment de plus de 30 l/m ²	Importantes du point de vue quantitatif(5-15 l/m ²)
Température	-8°C ÷ -1°C	2°C ÷ 11°C	12°C ÷ 23°C	3°C ÷ 11°C
Persistance	6 jours (1983)	5 jours (1997, 2003)	7 jours(1981, 1997)	5 jours (1982, 1984, 1999)
Circulation de sud				
Précipitations	En petite quantité	En petite quantité	Fréquentes et souvent importantes du point de vue quantitatif	En petite quantité
Température	1°C ÷ 6°C	6°C ÷ 19°C	17°C ÷ 31°C	9°C ÷ 21°C
Persistance	8 jours (1994)	6 jours (1989)	6 jours (1987)	7 jours (1980)

Tableau 1. Tableau synoptique de certains éléments dans le cas des types de circulation pour le nord-est de la Roumanie

2.6. La circulation de Sud.

Au niveau du sol (fig. 1F), le sud-est de l'Europe est dominé par un champ atmosphérique de hautes pressions centré sur la Petite Asie ou la Mer Noire. La Roumanie est située soit dans le secteur postérieur de l'anticyclone soit au contact de celui-ci avec une dépression qui avance de l'ouest du continent ou de la zone de la Mer Méditerranéenne. Au niveau de la surface de 500hPa, les isohypses qui traversent la Roumanie passent aussi par un espace étendu entre le Détroit de Gibraltar et l'Île de Chypre.

Les vagues de chaleur sont déterminées, dans leur phase initiale, par la circulation de sud, c'est pour cela que, dans ces conditions de circulation, les températures restent positives même pendant la saison froide. Les précipitations sont plus réduites que dans le cas de la circulation de nord parce que la circulation du sud est soutenue fréquemment de dorsales d'air chaud étendues même dans la haute troposphère, celles-ci empêchant le développement des structures nuageuses.

3. Conclusions

L'idée principale qui résulte de cette classification est que la fréquence de la circulation d'ouest s'avère, en réalité, beaucoup plus réduite que les valeurs indiquées dans la littérature climatique roumaine. En tenant compte du fait que cette classification s'appuie sur des critères qualitatifs (l'analyse visuelle des cartes synoptiques), on ne peut pas déterminer une valeur exacte de la circulation d'ouest au niveau de la partie nord-est de la Moldovie. Cependant, à partir de l'analyse présentée ici, nous montrons que la circulation occidentale a une fréquence entre 20 et 23% pour la partie nord-est de la Roumanie. Cette valeur a l'avantage de mieux s'intégrer entre les valeurs de la fréquence de la circulation. Ainsi, pour la partie centre-ouest de l'Europe, *Die Grosswetterlage Europas* indique pour **la circulation d'ouest une fréquence d'environ 30%** (Gesterngabe, Werner, 2005; Havlik, 1990 d'après Lauer&Bendix, 2006; Lamb, 1950 d'après Barry, 2003).

Un autre trait qu'on souligne à la suite de la classification présentée plus haut est que **la situation synoptique la plus fréquente est la situation anticyclonique** qui atteint une fréquence annuelle de 25%. Dans la classification Gesterngabe&Werner, 2005, les situations anticycloniques cumulent 17% de l'année entière. En tenant compte des différences méthodologiques par rapport à la classification allemande, ces valeurs peuvent être, en grandes lignes, corrélées. Cette fréquence élevée est aussi soutenue par les résultats de certaines études de météorologie synoptique qui indiquent une fréquence de presque 30% de la présence des formations anticycloniques au niveau de la Roumanie (Stăncescu, 1986). En relation avec cette fréquence élevée des situations anticycloniques, suivent deux autres caractéristiques de la distribution des valeurs des éléments climatiques en Europe et en Roumanie :

- la Roumanie est située dans un point de pression atmosphérique maximale le long du méridien de 25⁰ de latitude Est (Bâzâc, 1983). Même si aucun centre anticyclonique n'a son origine dans l'aire synoptique de la Roumanie, toutes les formations anticycloniques de l'espace euro-atlantique sont dominantes pour des périodes importantes de temps dans cette région de l'Europe;

- la fréquence de calme atmosphérique pour les stations météorologiques situées dans la basse troposphère sur toute l'étendue de la Roumanie varie autour de la valeur de 30%. Mais, le calme atmosphérique représente la spécificité synoptique de base des situations synoptiques anticycloniques. En cas d'absence d'advection, l'évolution des éléments météorologiques est sous l'influence des facteurs radiatifs. Dans le cas des plates-formes météorologiques d'altitude, le calme atmosphérique se réduit d'une manière considérable et la circulation occidentale s'impose nettement.

On doit en même temps souligner qu'il n'y a pas de dépendance stricte entre la composante cardinale sur laquelle se réalise la circulation atmosphérique et le caractère thermique de l'advection des masses d'air. Ainsi, nous connaissons bien la situation cyclonique polaire renversée, où l'air polaire transporté au-dessus l'Europe centrale vers le bassin méditerranéen est repris par la circulation sur sa composante méridionale (dans le secteur antérieur des cyclones méditerranéens) et arrive sur la Roumanie comme masse d'air plus froide que celle préexistante. De manière semblable, on connaît les situations de

réchauffement massif, dans toutes les saisons sur le fond d'une circulation sur sa composante ouest ou nord-ouest (Limbășeanu et al, 1975). A partir de cette réalité, on considère que la terminologie actuelle, qui associe un certain type de circulation à un certain caractère thermique, est à éviter (ex. la circulation tropicale n'implique pas obligatoirement un réchauffement de l'air seulement parce qu'elle se réalise sur une situation barométrique qui détermine le plus souvent des advections des masses d'air chaud. Le terme de circulation méridionale est plus adapté).

On met aussi en évidence le rôle de la configuration barométrique en altitude. Ainsi, par la prise en considération des cartes de 500 hPa on a pu identifier les situations de cutt-off lows associées au régime barométrique cyclonique. Pour cette raison, la fréquence du régime cyclonique dépasse 10% tandis que dans les classifications allemandes et anglaises la fréquence de ce régime varie entre 5 et 7%. Ces situations sont responsables de certains intervalles avec des précipitations excessives de la saison chaude, sans la possibilité d'identifier sur les cartes synoptiques au niveau du sol des formations barométriques cycloniques, au moins dans la première partie de ces intervalles.

Bibliographie

- Barry R. G., Chorley R. J., 2003: *Atmosphere, weather and climate*, Eight edition, Routledge, 421p.
- Bâzâc Gh., 1983: *Influența reliefului asupra principalelor caracteristici ale climei României*, Ed Academiei române, 179p.
- Gesterngabe F-H, Werner P, 2005: *Katalog der Grosswetterlagen Europas (1881-2004)*, 6. *Verbesserte und ergänzte Auflage*, Potsdam Institut für Klimafolgenforschung, 148p.
- Lauer W., Bendix J., 2006: *Klimatologie*, Westermann, 352p.
- Limbășeanu Tamara, Băluț Gh., 1978: *Condițiile aerosinoptice excesive din luna ianuarie 1975*, Studii și cercetări, Meteorologie, 98-116.
- Stăncescu I., Goți Virginia, Damian Doina, 1986: Aspecte diferențiale ale vremii pe teritoriul României în perioada de vară determinate de evoluția dorsalei Anticlonului Azoric, *Studii și cercetări, Meteorologie*, 111-117.
- Topor, N., Stoica, C., 1965: *Tipuri de circulație și centri de acțiune atmosferică deasupra Europei*, C.S.A., Institutul Meteorologic, București, 173p.
- Tveito, O.E., Ustrnul, Z., , 2003: *A review of the use of large-scale atmospheric circulation classification in spatial climatology*, Project COST-719: The use of geographical information system in climatology and meteorology, Norwegian Meteorological Institute, 17p.
- *** Clima României, 1961, vol. I, București, 164p.

<http://www.wetterzentrale.de/topkarten/fsreaeur.html>

IMPACT DE LA VEGETATION SUR LE MICROCLIMAT URBAIN DE ANNABA (ALGERIE)

H. TEBBANI¹, DR.Y. BOUCHAHM ¹, D.MEDJELAKH

*1 Laboratoire Architecture Bioclimatique et Environnement (A.B.E)
Université Mentouri de Constantine,
Département d'Architecture et d'Urbanisme, Constantine, 25000, Algérie.
habibabeach@caramail.com
ybouchahm2@caramail.com*

Résumé : *Les architectes, urbanistes, constructeurs et décideurs sont de plus en plus sensibles à l'importance de l'amélioration de la qualité des espaces urbains publics et à l'impact des structures vertes sur les ambiances thermiques extérieures.*

Dans cette optique le présent travail tend à mettre en évidence le rôle des espaces verts sur la variation des paramètres climatiques et sur le confort thermique extérieur. L'objet d'étude est un espace public situé en plein centre ville d'Annaba. Les paramètres bioclimatiques sont calculés grâce à : Envi-met et PET-neu logiciel de simulation.

Mots clés : *Confort extérieur, espace urbain public, microclimat urbain, végétation.*

Abstract : *Architects, planners and deciders are more conscious about the importance of the improvement of the urban public space's quality and the impact of green structures in the thermal outdoor ambiances. This quality depends essentially of their physical environment: the quality of the microclimate generates a lot of social and cultural factors. For this purpose the present work aims at highlighting the role of green structures on the variation of climatic elements and the outdoor thermal comfort. The study is carried out on an urban space situated in the centre of the town of Annaba. The bioclimatic elements were calculated with Envi-met and PET models.*

Key words: *Thermal comfort, outdoor spaces, urban microclimate, vegetation.*

1. Introduction :

L'espace urbain public est un élément structurant de la ville. Il présente le pôle d'attraction des visiteurs et des touristes. Il est structuré à la fois à partir d'impératifs techniques liés à la densité de circulation et à sa fluidité et il est le support des différentes activités liées à la vie citadine telles que les rencontres et les échanges d'idées. Toutefois l'urbanisation accélérée a négligé ces espaces, provoquant ainsi leurs dégradations et leurs déclin. En revanche, les nouvelles orientations du développement urbain durable insistent sur leur redéfinition et leur revalorisation.

Cependant leur qualité dépend en premier lieu de leur confort (Dimoudi and Nikolopoulou 2003). Ce dernier a toujours été négligé, surtout dans les zones méditerranéennes où les conditions climatiques sont modérées (Hufty A ,2001). Les espaces publics paysagés, présentent encore d'autres avantages écologiques : parcs, jardins, arbres et autres offrent en été ombrage et rafraîchissement dans les rues, les cours intérieures et les bâtiments. La température de la ville est généralement plus élevée d'un ou deux degrés que celle de la campagne (Akbari, 2005).L'absence de ces espaces publics a engendré la dégradation du microclimat urbain. Des études ont démontré que le problème de l'îlot de chaleur urbain s'est accentué à cause de la réduction de la densité des espaces verts (Gauthiez, 2003). . Ces espaces génèrent un microclimat urbain différent du reste de la ville. Il résulte des échanges thermo aérauliques exercés entre les éléments physiques de l'entité urbaine (sol, parois et composants minéraux et végétaux) et les conditions méso climatiques tel que : la température de l'air, l'humidité, radiations solaires et le vent ainsi que d'autres paramètres non climatiques tel que la pollution et la chaleur anthropique (Arnfield , 2003).

Dans l'objectif d'évaluer le rôle de la végétation dans cette interaction, le présent travail traitera l'impact d'un ensemble d'arbres de ficus sur le microclimat et le confort thermique du cours de la révolution d'Annaba.

2. Climat de la ville d'Annaba :

Annaba est une ville côtière de l'Est Algérien, située à 36° 52' Nord, 6°57' Est au pied du massif de l'Edough. Son climat subit l'influence combinée de la montagne et de la proximité de la mer Méditerranée. La température moyenne mensuelle maximale est enregistrée pendant le mois d'août ; la minimale est enregistrée pendant le mois de janvier. La valeur maximale de l'humidité relative moyenne mensuelle est enregistrée pendant le mois de janvier et la minimale est enregistrée pendant le mois de septembre (voir fig.1).

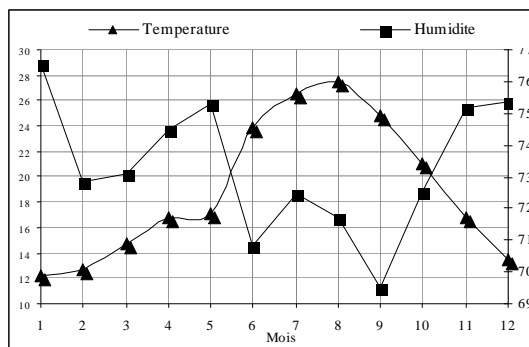


Fig .1. Comparaison entre les températures et les humidités relatives moyennes mensuelles (1991-2002)

Les vents sont faibles à modérés et étant donné la proximité de la mer on observe des brises de mer et des brises de terre.

3. Le cours de la révolution (cas d'étude):

Le cours de la révolution est situé en plein centre de la ville d'Annaba. Il présente le lieu privilégié des annabis et des visiteurs. Il est délimité par des bâtiments majestueux d'une hauteur qui varie de 12 à 18m dont les plus remarquables sont l'hôtel de ville et le théâtre régional. Des colonnades sont taillées dans des marbres raffinés. Au centre, une immense esplanade est plantée d'arbres à l'image d'un véritable Forum, propice à la promenade et aux rencontres.

4. Démarche :

La démarche consiste en la comparaison entre plusieurs paramètres climatiques et bioclimatiques développés selon deux scénarios. Le premier (Scénario « A ») est appliqué sur le cours dans son état actuel ; le deuxième (Scénario « B ») lorsque toute forme de végétation est omise dans cet espace. Le logiciel employé est « Envi-met ». L'évaluation du confort extérieur est basée sur la méthode physiologique, en utilisant l'indice de confort extérieur le "PET" (température effective physiologique)

5. Envi-met :

Il s'agit d'un modèle 3D conçu pour la modélisation numérique du microclimat urbain. Il est parmi les premiers modèles qui cherchent à reproduire la majorité des processus atmosphériques qui influent sur le microclimat sur des bases physiques bien définies. Il calcule l'écoulement d'air autour des structures urbaines aussi bien que le processus du bilan énergétique atmosphérique (Bruse M. 2004)

6. Analyse des résultats

6.1. Impact de la végétation sur la température de l'air :

Le scénario "A" développe des températures d'air inférieures à celles du scénario "B". Les températures les plus élevées sont enregistrées en même temps pour les deux scénarios (à 18.00h): 34.6°C pour le scénario "A" et de 36.0°C pour le scénario "B" (voir fig.2). La différence moyenne enregistrée entre les deux scénarios est de 1.9°C. La différence moyenne maximale est de 2.5°C enregistrée à 05h, la différence moyenne minimale est de 1.1°C enregistrée à 22.00h.

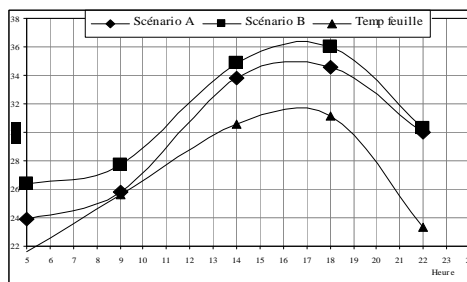


Fig.2. Comparaison des températures de l'air enregistrées pendant les deux scénarios et les températures des feuilles enregistrées dans le scénario « A »

Une autre observation est faite sur la température des feuilles des arbres dans le scénario "A". On remarque que la température des feuilles est inférieure à celle de l'air, cette différence varie de : -6.6°C enregistrée à 22.00h à -0.2°C enregistrée à 9.00h du matin. Cet écart est très important pour l'accélération du refroidissement associé à la convection. Ces différences ne démontrent pas vraiment l'ampleur du rôle accompli par les arbres dans le confort thermique. Dès lors on déduit que la température de l'air ne peut être considérée seule comme facteur déterminant de l'évaluation du confort extérieur.

6.2. Impact de la végétation sur l'humidité relative :

L'humidité au dessus des espaces avec végétation est de 3% à 10% supérieure aux autres espaces. Son effet peut être positif lorsque l'eau peut s'évaporer en consommant une quantité d'énergie lorsque l'air est sec. Dans le cas contraire, l'humidité peut avoir des effets néfastes sur le confort thermique. Les humidités modélisées dans le cours (figure 3) montrent que le scénario "B" génère des humidités inférieures à celles du scénario "A".

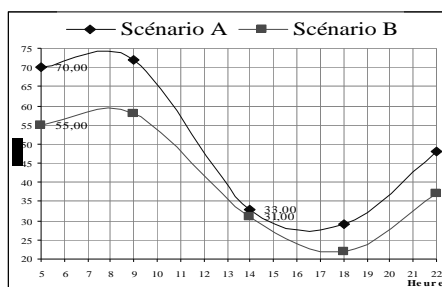


Fig.3. Comparaison des humidités relatives de l'air enregistrées pendant les deux scénarios

On constate une différence de 25% à 5.00h. Cependant, cette différence n'est que de 2% pendant l'après midi (à 14h). L'augmentation de l'humidité relative dans le scénario "A" est provoquée par la transpiration des arbres. Sa diminution pendant l'après midi peut être expliquée par l'augmentation de la température qui a provoqué l'augmentation de la résistance des stomates et par la suite la diminution de la transpiration. En général le cours génère des humidités relatives inférieures à 75% malgré la présence du couvert végétal et le caractère humide de la région (des humidités qui peuvent atteindre 90% et plus). Ceci est expliqué par

la bonne orientation du cours (Nord Sud) associée à une bonne répartition des couloirs de ventilation générés par les constructions ainsi que le bon choix de l'espèce de végétation (Ficus).

6.3. Impact de la végétation sur la vitesse du vent :

D'après la figure 4 on remarque que : les vitesses des vents dans le scénario "A" sont bien inférieures à celles du scénario "B". On déduit que les arbres du cours ont un effet de filtrage. Malgré qu'il y ait eu une augmentation dans la vitesse du vent de 0.5 m/s à 1.5 m/s l'après midi (selon les données météorologiques de la station située juste à côté), la vitesse du vent dans le 1^{er} scénario est restée presque constante. On enregistre une valeur de 0.6 m/s à 14.00h dans le scénario "A" à l'opposé du scénario "B" où on a enregistré une valeur de 1.4 m/s. Généralement les vitesses du vent enregistrées dans le scénario "A" sont de l'ordre : 0.7 à 0.3 m/s. Elles correspondent à un effet de plaiçance.

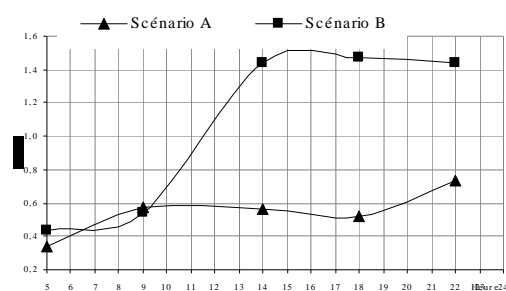


Fig.4. Comparaison entre les vitesses de l'air enregistrées pendant les deux scénarios

6.4. Impact de la végétation sur la température moyenne radiante :

La température moyenne radiante (Mrt) est la somme des températures de toutes les surfaces qui entourent le corps humain. Le bilan radiatif est étroitement lié à l'état de la surface du sol. Il dépend en effet de son albédo, de son émissivité, de sa conductivité thermique, de son évaporation et de la vitesse du vent. La température moyenne radiante est le paramètre le plus important pour le bilan thermique, spécialement lors des journées chaudes et ensoleillées. Elle a une grande influence sur les indices de confort thermo physiologique tel que le PET. Ce paramètre est calculé grâce au logiciel Envi-met. Les résultats obtenus montrent que les deux scénarios décrivent deux courbes bien distinctes pendant la journée (voir fig.5). Cela nous amène à conclure que les arbres atteignent leur performance maximale le matin. Sachant que par ciel dégagé, le bilan radiatif reste négatif ½ à 1 heure après le lever du soleil, et puis il redevient négatif environ 1 heure avant son coucher. La différence entre la température moyenne radiante pour les deux scénarios est très significative. Elle atteint 29.8°C à 14h, valeur proche de celle trouvée par Streiling et al (2003) qui ont enregistré une différence maximale variant entre 30.8°C et 34.1°C.

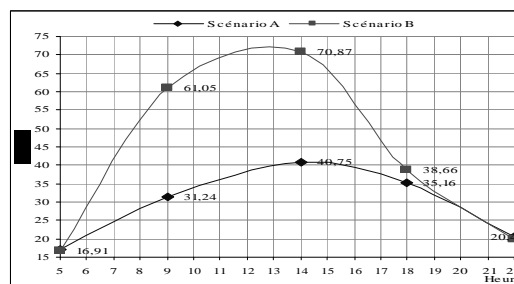


Fig 5 Comparaison des températures moyennes radiantes enregistrées lors des deux scénarios

La présence d'arbres dans le scénario "A" a eu un grand effet sur la diminution de la température moyenne radiante et donc sur le stress thermique. Les arbres reçoivent une partie

des radiations solaires directes et une grande quantité des irradiances à partir des surfaces environnantes : murs et sols. La dissipation de ces flux de chaleur se fait par l'évapotranspiration et les échanges convectifs du flux de chaleur sensible. La répartition des gains thermiques en flux de chaleur sensible et latente dépend du bilan d'eau et du vent. Une recherche similaire menée par Cythia Enchave et Albert Cuchi (2004), où ils ont pu démontrer qu'une augmentation de 76% à 78% d'heure de confort est obtenue après l'incorporation d'un alignement d'arbre

6.5. Impact de la végétation sur le PET (Température effective physiologique) :

Le PET, indice de confort thermo-physiologique, est largement utilisé pour évaluer le stress thermique (Mayer et al 1987). Il est préféré aux autres indices parce qu'il est exprimé en degrés Celsius. Il est basé sur un modèle complet du bilan thermique qui décrit en détail le processus physiologique.

Comme c'était le cas pour les températures moyennes radiantes, les deux scénarios décrivent deux courbes distinctes, la différence maximale est de 16.6°C enregistré à 9h (3 heures après le lever du soleil). La différence moyenne est de 7°C, ces résultats coïncident avec les valeurs trouvés par Matzarakis et Streiling (2003) où ils ont marqué une différence maximale variant entre 19.3°C à 21°C. La différence moyenne était entre 7.5°C et 9.9°C.

D'après les valeurs du PET, le stress thermique augmente pendant l'après midi. Le scénario "A" développe un PET de 35.0°C à 18h, ceci est dû essentiellement à l'augmentation des températures moyennes radiantes. Cette valeur correspond à une sensation de chaleur d'après l'échelle du PET.

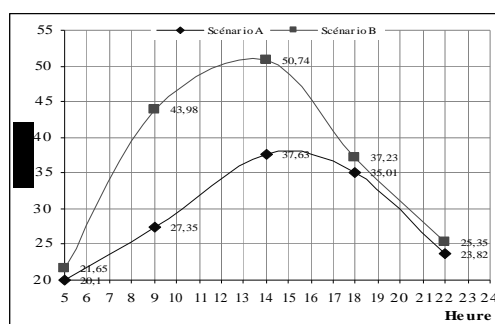


Fig.6.Comparaison entre les résultats du PET obtenus des deux scénarios

Cependant ces résultats n'expliquent pas le scénario de fréquentation développé dans le cours, on remarque un grand nombre de gens qui commence à se regrouper vers la fin de la journée. En fait l'évaluation du confort ne peut être assimilée seulement à un facteur physiologique. En effet, il y'a d'autres éléments qui interviennent tel que l'acclimatation. Après une longue exposition aux mêmes conditions microclimatiques le corps humain s'adapte à son environnement thermique. Cela a été démontré par Nikolouplou (2002) lors d'une investigation menée à Athènes pendant juillet, août 2001, on a trouvé une différence entre le PMV(indice thermique appelé le Vote Prévisible Moyen) et ASV (le vote de sensation effective ; Actual Sensation Vote).

On déduit que certainement les conditions du microclimat influent sur l'utilisation de l'espace public, mais une approche purement physiologique n'est pas adéquate pour caractériser les conditions du confort thermique extérieur.

7. Conclusion :

La température moyenne radiante joue le rôle le plus important pour le bilan thermique pour les journées chaudes et ensoleillées. Elle est la somme des radiations solaires directes et diffuses, et les radiations de longue longueur d'onde réémises depuis les surfaces des bâtiments et du sol. La différence dans les températures moyennes radiantés pour les deux scénarios était vraiment remarquable on a trouvé des écarts qui atteignent 37,9°C.

Les gains thermiques pour les surfaces minérales sont dissipés sous forme de chaleur sensible alors que pour la végétation, elles sont dissipées grâce à l'évapotranspiration et les échanges convectifs du flux de chaleur sensible.

Quand au confort thermique le processus d'acclimatation peut expliquer l'adaptation des utilisateurs des espaces urbains publics au microclimat et élargir la marge du confort après une longue exposition aux mêmes conditions climatiques.

8. Références bibliographiques :

- Akbari H 2005: Potentials of urban heat island mitigation International Conference "Passive and Low Energy Cooling 11 for the Built Environment", May 2005, Santorini, Greece
- Alitoudert F, 2005.: Dependence of outdoor thermal comfort on street design in hot and dry climate, *thèse de doctorat Freiburg, Novemb*
- Arnfield J. 2003: Two decades of urban climate research: A review of turbulence, exchanges of energy and water, and the urban heat island. *Int. J. Climatol.* 23: 1-26.
- Bruse M. 2004: ENVI-met website. <http://www.envi-met.com>.
- Dimoudi A., Nikolopoulou M.N 2003.: «Vegetation in the urban environment, microclimate analysis and benefits. *Energy and building*», Vol. 35, No.1 Edition Elsevier,
- Echave C. and Cuchi A, 2004: Habitability Method Analysis in Urban Spaces, *PLEA2004*.
- Gianni S. 2002: Thermal comfort in green spaces, *Built environment science and technology, Milan oct 2002*.
- 8. Gauthiez B. 2003: «*Espace urbain, vocabulaire et morphologie*», Edition du patrimoine. Paris .
- 9. Hufty A. 2001.: «*Introduction à la climatologie*», Edition les presse de l'université laval
- 10. Lindberg F, 2004. Microclimate and behaviour studies in an urban space, Methodology considerations in a multidisplinary project
- 11. Lucia Mascro: « Urban environment» *édition Lucia mascaro, 1996*.
- 12. Nikolopoulou M. 2002: The effect of climate on the use of the open spaces in the environment: relation to tourism, *PLEA 2002*.
- 13. Richard Rogers: Des villes pour une petite planète, *Edition le moniteur Paris, 2000*
- 14. .Shashua-Bar L., Hoffman M.E. 2000: Vegetation as a climatic component in the design of an urban street. *Energy and Buildings*, **31** , 221-235.
- 15. .Streilling S et Matzarakis A. 2003: Influence of single and small clusters of trees on the bioclimate of city: A case study , *journal of Arboriculture*, **29**
- 16. Wsterberg U. 2004: « Climate and the use of urban public spaces», *PLEA 2004*.

QUELQUES CARACTERISTIQUES BIOCLIMATIQUES DU LITTORAL ROUMAIN DE LA MER NOIRE

Elena TEODOREANU

Université d'Oradea

*Bd. Lascar Catargiu, nr. 24-26, sc. A ap. 16, București, România
giliteodor@gmail.com*

Résumé : *On présente quelques caractéristiques du climat et du bioclimat du littoral de la Mer Noire, en comparaison avec la Plaine Roumaine voisine. Les principaux paramètres étudiés sont la température, l'humidité, le vent et les précipitations. Les indices bioclimatiques utilisés sont le confort thermique, le stress bioclimatique et les classes de temps. On souligne que le bioclimat est plus confortable pendant les saisons d'été et d'automne sur le bord de la mer, et moins confortable dans la Plaine pendant l'été. On utilise ces résultats pour donner des indications utiles pour la climatothérapie.*

Mots clés : *bioclimat, littoral, confort thermique, stress bioclimatique.*

Abstract: *In this paper, we make a brief outline of the coastal area of Black Sea climate and bioclimate as compared to climate and bioclimate of the Romanian Plain. The main climatic parameters are also discussed: temperature, humidity, wind and precipitations, as well as the main bioclimatic indices: thermal comfort, bioclimatic stress and weather classes. We wish to underline that the bioclimate is more comfortable on the seaside in summer and in autumn and more uncomfortable in the Plain in summer. This information is useful for therapeutically indications.*

Key words: *bioclimate, littoral, thermal comfort, bioclimatic stress.*

Introduction

On sait que la mer exerce une influence modératrice sur le climat de ses rivages. Nous proposons ici de comparer, sur une série de plusieurs années, une station située sur le littoral de la Mer Noire (Constanța) et une station localisée dans la Plaine Roumaine voisine (București-Băneasa, située à distance de la capitale, donc hors de l'influence de la ville). A partir des données météorologiques de ces deux stations ont été calculés quelques indices bioclimatiques, de façon à préciser les différences entre la plaine et le littoral dans les conditions de confort ou de stress ressenties par l'organisme humain au cours de l'année, et spécialement durant la période des vacances. Le résultat est doublement intéressant, dans la mesure où la capitale rassemble plus de deux millions d'habitants et où le littoral abrite de nombreuses stations balnéaires et climatiques, qui attirent tout au long de l'année, et spécialement durant la période chaude, des millions de malades ou de touristes qui viennent s'y reposer ou y subir des traitements.

1. Particularités du climat près de la mer

1.1. Le régime thermique

L'influence de la mer Noire se manifeste sur presque tous les paramètres climatiques. Les valeurs des températures sont majorées pendant les mois d'hiver et minorées pendant l'été. Ainsi, la température moyenne de janvier est d'environ 0°C (légèrement positive sur le sud du littoral et légèrement négative sur le nord), alors qu'elle descend jusqu'à -3,3°C dans la Plaine Roumaine. En juillet, la différence moyenne s'établit à 0,5°C en faveur de la Plaine. Dans ces conditions, l'amplitude thermique annuelle présente une moyenne de 22,5°C à Constanța et de 25,9°C à București-Băneasa, ce qui souligne la continentalité plus marquée de la Plaine. On retrouve cette différence dans les extrêmes absolus : minima absolus de -25,0°C à Constanța (le 10 février 1929) et de -30,0°C dans la capitale (le 25 janvier 1942), maxima absolus dépassant 41 ou 42°C dans la Plaine et d'environ 38°C sur le littoral... Le printemps est plus froid sur le littoral (moyenne d'avril de 9,3°C à Constanța, contre 10,8°C à București-Băneasa), alors que les automnes sont plus chauds et plus ensoleillés sur le littoral (13,3°C, contre 11,4°C en octobre, dans les mêmes stations).

Cela souligne le décalage de l'hiver vers la période chaude de l'année, et celui de l'été vers la période froide, en raison de la plus grande inertie thermique de l'eau, par rapport à la terre ferme. On explique ainsi que le premier gel survienne en général trois semaines plus tard sur le littoral (15 novembre, au lieu du 23 octobre) et que le dernier gel soit toujours plus tardif en bord de mer (13 avril à Constanța, 29 mars à București-Băneasa).

Le régime thermique moins continental du littoral est encore plus clairement mis en évidence par la comparaison du nombre de jours spécifiques : 21,8 jours d'hiver à Constanța et 33,5 à București, 73,2 jours de gel contre 113, mais 68,9 jours d'été contre 111,3 et seulement 7 jours « tropicaux » à Constanța, alors que București-Băneasa en enregistre 51,4 – le caractère « tropical » étant dans les deux cas déterminé par une température maximale supérieure à 30°C.

1.2. Le régime hygrométrique

L'humidité atmosphérique est plus forte sur le littoral tout au long de l'année, ce qui s'explique aisément par le voisinage de la mer. L'humidité relative moyenne annuelle s'établit à 81% sur le littoral et à 70% dans la Plaine. En hiver, les valeurs moyennes dépassent partout 80%, mais les différences sont plus marquées pendant la saison chaude : 74% à Constanța et 57% à București-Băneasa. Aussi la tension de vapeur d'eau est-elle toujours plus élevée sur le littoral, avec une différence de 1 à 2 mb.

Au contraire, la quantité de précipitations est plus faible sur le littoral que dans la Plaine (environ 400 mm pour le total annuel sur tout le littoral, et même 378 mm à Constanța, contre 500 à 600 mm dans l'ensemble de la Plaine, par exemple 550 mm à București-Băneasa et 580 mm à București-Filaret). Pendant l'été, les différences moyennes mensuelles atteignent 40 à 60 mm.

Les géographes expliquent cet écart par la descente des masses d'air sur la surface d'eau (toujours plus froide que la terre, où l'air se réchauffe dans la saison chaude) et par les courants ascendants, qui permettent d'atteindre plus facilement le niveau de condensation et, par conséquent, facilitent l'apparition des précipitations. Corrélativement, la durée d'insolation est plus longue sur le littoral (environ 2300 heures annuelles) que dans la Plaine, où les chiffres ne dépassent pas 2100 à 2200 heures). Les différences les plus marquées (de l'ordre de 30 à 40 heures par mois) se concentrent sur la saison d'été.

1.3. La circulation atmosphérique

Un autre paramètre est significatif pour caractériser le régime climatologique et, par suite, bioclimatologique. Il s'agit de la circulation de l'air à proximité de la mer. Durant tous les mois de l'année, la vitesse moyenne du vent est deux fois plus forte dans la station située sur le littoral, en comparaison de la station météorologique de la Plaine (4,7 m/s contre 2,2 en janvier, 3,4 contre 1,4 en juillet). La cause est à rechercher dans l'absence d'obstacles sur la surface de l'eau et dans le frottement plus réduit de l'air en contact avec la surface active. De plus, on note la présence de brises pendant la période chaude de l'année, brises qui soufflent le jour de la mer vers la terre, et prennent pendant la nuit la direction opposée. Le changement de direction s'opère par un mouvement de rotation (Teodoreanu, 1989). Bien évidemment, la vitesse maximale est enregistrée pendant les heures de jour.

Toutes ces oscillations influencent les caractéristiques des autres paramètres climatiques, comme l'électricité de l'air, le contenu des aérosols et les états de confort ou de stress bioclimatique de l'homme.

2. Quelques particularités du bioclimat du littoral

2.1. Le confort thermique

On a calculé la température effective ressentie par l'organisme humain, en utilisant la formule proposée par Missenard en 1937 (Krawczyk, 1975), pour l'heure de midi, durant la période chaude de l'année, quand l'activité des hommes est maximale, tant au travail que dans les loisirs.

Le résultat nous donne, exprimée en °TEE, la température effective équivalente ressentie par l'organisme humain, en conditions réelles, sans l'influence de la radiation solaire.

Si l'on calcule l'état de confort à l'abri du vent ($v = 0$ m/s), la valeur de TEE est, bien sûr, plus élevée et l'on constate que sur le littoral, où le vent est presque permanent, les situations d'inconfort par refroidissement diminuent tandis que l'état de confort devient plus fréquent. Inversement, dans la Plaine où le vent est en général plus faible mais la température plus élevée, le confort diminue, en faveur du l'inconfort par chaleur.

Si l'on ajoute la radiation solaire, exprimée par la valeur de °TEER calculée d'après la formule et le nomogramme recommandés par Şeleihovski en 1948 (Baibakova *et al.*, 1964 ; Teodoreanu, 2002), on voit que le potentiel de confort s'accroît sur le littoral, mais diminue dans la Plaine.

Nous avons pris l'exemple des mois de printemps, d'été et d'automne d'une année normale de point de vue climatique.

En juillet, sur le littoral, on enregistre le maximum de confort thermique, alors que dans la plaine prédomine l'inconfort par chaleur (figure 1).

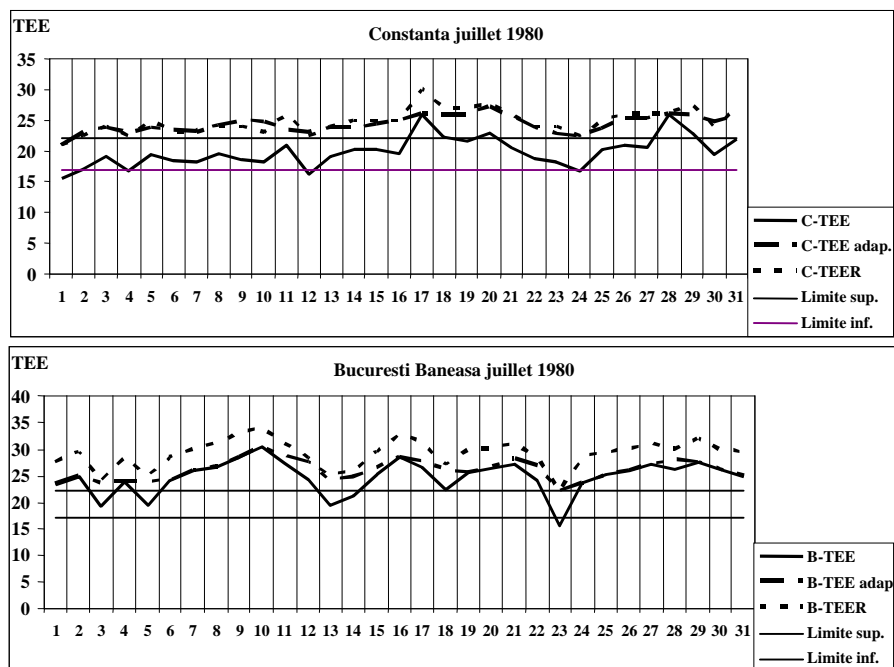


Figure 1 – Le confort thermique à Constanta et Bucaresti en juillet 1980.

Au cours du printemps, en raison de températures assez basses et de vents forts, c'est uniquement à l'abri du vent et au soleil que le littoral connaît un confort plus grand, alors que la Plaine enregistre un nombre supérieur de jours de confort (figure 2).

Au cours de l'automne, la période favorable pour l'aérothérapie et l'héliothérapie est assez longue sur les plages du littoral, car les températures sont encore élevées, la radiation solaire encore intense et les vents modérés.

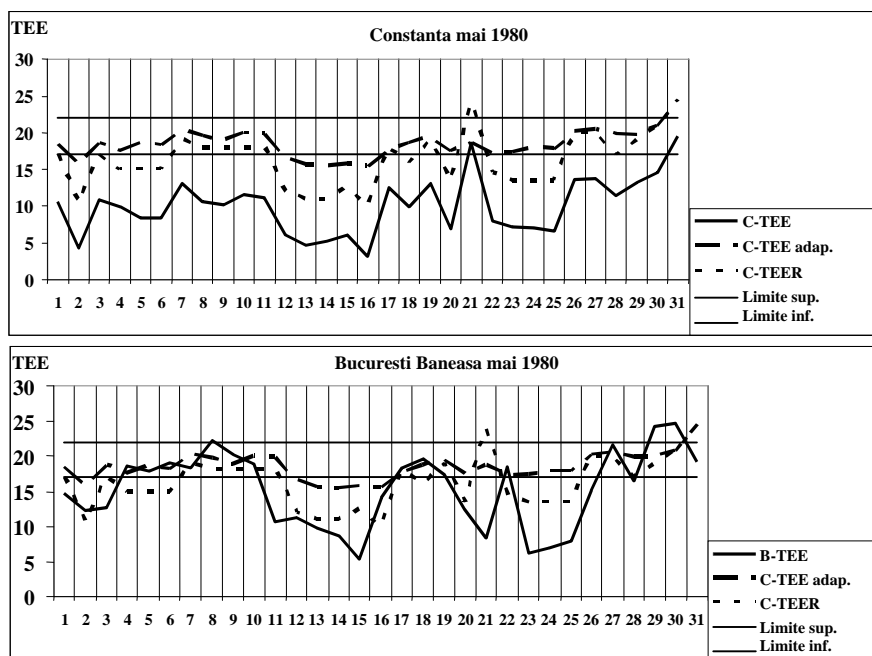


Figure 2 – Le confort thermique à Constanța et à București en mai 1980.

2.2. Le stress cutané

On a calculé cet indice bioclimatique d'après la formule de *wind chill* établie par Siple et Passel en 1945 (Besancenot, 1974 ; Teodoreanu *et al.*, 1984).

Ont été utilisées pour ce calcul les moyennes mensuelles de la température et de la vitesse du vent, pour les deux stations météorologiques de Constanța et București-Băneasa. On constate que, à cause du vent fort et de température assez basses, la période marquée par un stress hypertonique (quand l'organisme humain a besoin de lutter contre le froid, par thermogénèse) est plus longue sur le littoral (de novembre à mars) que dans la Plaine (de décembre à mars). A l'inverse, la période hypotonique (où, du fait des températures élevées, l'organisme humain doit se mettre en situation de thermolyse) est plus longue dans la Plaine (de mai à septembre) que sur le littoral (juin à août). Quant à la période relaxante, c'est sur le littoral qu'elle est la plus longue (avril-mai et septembre-octobre).

2.3. Le stress pulmonaire

On a utilisé la méthode qui détermine le stress pulmonaire d'après l'échelle proposée par Nicolas (Besancenot, 1974), en utilisant les valeurs de la tension de vapeur d'eau, exprimée en millibars (mb). Dans les deux stations étudiées, il apparaît que la période stressante hydratante (où la tension moyenne de vapeur d'eau dépasse 11,7 mb) est plus longue sur le littoral, où elle s'étend de mai à octobre. Le stress déshydratant (< 4 mb) est présent de novembre à mars dans les deux régions, en raison de la faible capacité hygrométrique de l'air froid. Enfin, la période équilibrée est plus longue dans la Plaine, où elle concerne les trois mois d'avril, octobre et novembre.

2.4. Les classes de temps

C'est une méthode utilisée par les médecins qui travaillent dans les stations balnéaires de la péninsule de Crimée, pour apprécier le temps le plus favorable aux traitements utilisant des facteurs thérapeutiques naturels tels que l'air, le soleil, l'eau de mer ou les boues (Feodorov et Ciubucov, 1949 ; Baibakova *et al.*, 1964). A Constanța, on relève une fréquence de 70 à 90% de classes favorables aux cures naturistes pendant les mois d'été et de 60 à 80% pendant l'automne. Le printemps est moins favorable, avec 20 à 30% de classes chaudes, et l'hiver peu

recommandé pour une thérapie en plein air (avec moins de 10% de journées propices ; il s'agit de jours ensoleillés, avec une température au-dessus de 0°C, du soleil et un vent faible).

3. Quelques observations sur le topoclimat de plage

Le littoral roumain de la Mer Noire oppose des plages ouvertes à la circulation atmosphérique générale, spécialement dans sa partie nord, et des plages abritées par une falaise, plutôt dans sa partie sud. Les différences dans le confort thermique sont visibles : sur les plages ouvertes, où le vent souffle presque toute la journée, le confort est assez réduit pour l'homme en position d'orthostatisme et plus grand pour l'homme couché sur le sable (en position de clinostatisme). Sur les plages abritées, où la vitesse du vent est réduite, l'ambiance est confortable, pour toutes les formes de thérapie en plein air (figure 3).

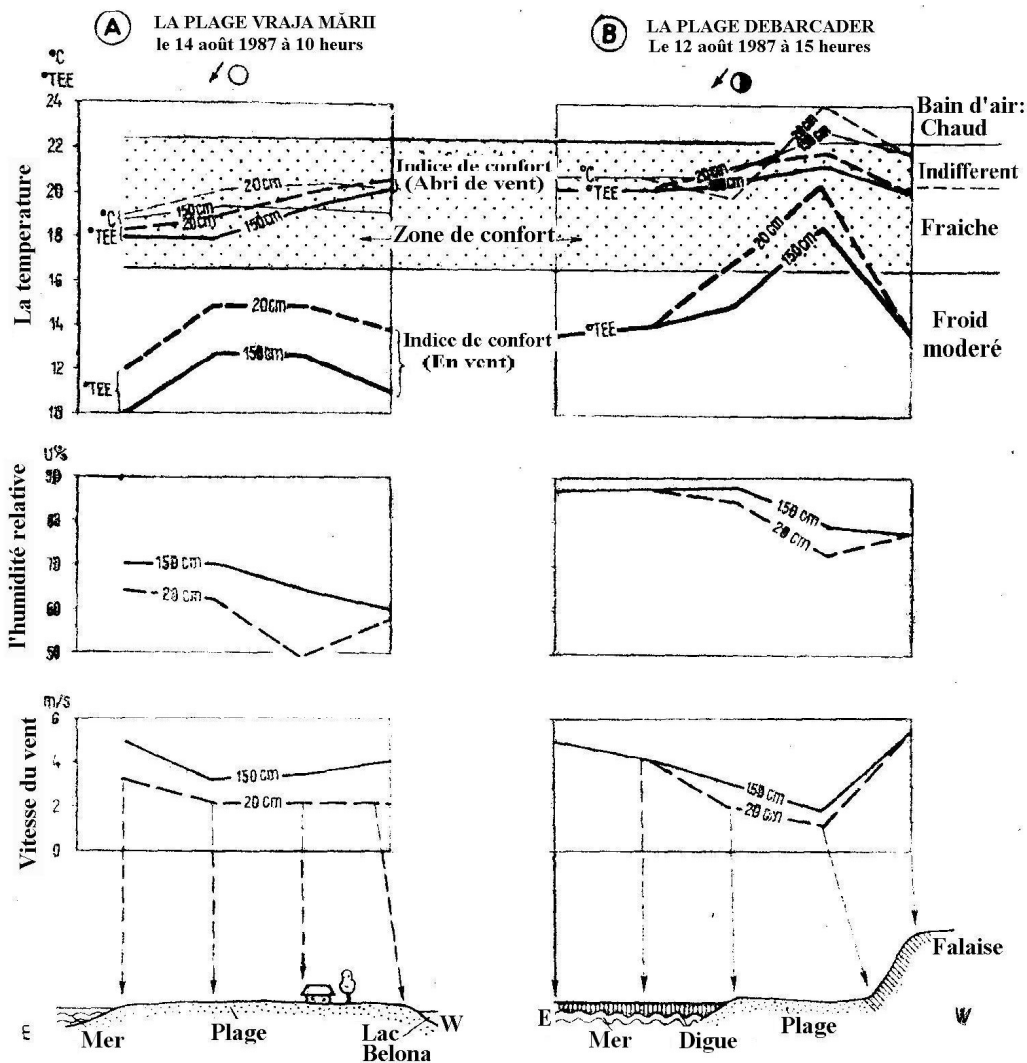


Figure 3 – Les paramètres climatiques et bioclimatiques sur une plage ouverte (A) et sur une plage avec falaise (B) (d'après Teodoreanu, 1989).

Conclusion

Le climat et le bioclimat du littoral ouest de la Mer Noire peut être recommandé pour des vacances, des cures médicales et du repos cinq à six mois dans l'année. C'est en été que sont réalisées les conditions les plus favorables, avec toutefois des restrictions au début et à la fin de cette saison, en fonction de la température de l'air et de la vitesse du vent. Comme la liste des affections justiciables d'un traitement en bord de mer est assez longue (rhumatismes, maladies gynécologiques, dermatoses, maladies endocriniennes, etc.) et que les formes de thérapie mobilisables sont variées (aéro-, hydro-, thalassothérapie, etc.), il convient à chaque fois de prendre en considération les nuances climatiques spatiales et temporelles, de façon à bénéficier des conditions les plus favorables du point de vue du confort thermique ou du stress bioclimatique.

En comparaison avec le littoral, la Plaine, notamment aux abords de la capitale, se révèle assez inconfortable tout au long de l'été, spécialement à midi (sans même tenir compte de l'îlot de chaleur qui ajoute encore au stress bioclimatique). En revanche, la Plaine Roumaine s'avère plus confortable au printemps et en automne, quand les températures du littoral ne sont pas suffisantes, y compris à l'heure de midi.

Bibliographie

- BAIBAKOVA E.M., ILICEVA E.M., NEVRAEV B.A., ŞVAREVA I., 1964 : *Metodika izucenia i shema opisania klimata kurortov*, Tr. naučno-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.
- FEODOROV, CIUBUCOV, 1949 : cité par Baibakova *et al.*, 1964.
- KRAWCZYK B., 1975 : Bioklimat uzdrowiska Iwonicz, *Probl. Bioklimat. Uzdrowis. Praca Zbiorowa*, **3-4**, 9-48.
- TEODOREANU E., DACOS-SWOBODA M., ARDELEANU C., ENACHE L. 1984 : *Bioclima staţiunilor balneoclimatice din România*, Editura Sport-Turism, 283 p.
- TEODOREANU E., 1989 : The importance of air dynamics for health and spa cure in coastal resorts, *Revue Roumaine de Géologie, Géophysique et Géographie, Série Géographie*, **33**, 59-66.
- TEODOREANU E., 2002 : *Bioclimatologie umană*, Editura Academiei Române, 215 p.
- TROMP S.W., 1974 : *Progress in Biometeorology, vol. I, A et B*, Swets & Zeitlinger, 726 p.
- *** 1966, Clima Republicii Socialiste România, vol II, Date climatologice, Inst. Meteorologic, Bucureşti.

VARIABILITE HYDROCLIMATIQUE DANS LE BASSIN DE LA RIVIERE ZOU AU BENIN (AFRIQUE DU L'OUEST)

Henri V. S. TOTIN, Expédit W. VISSIN et Michel BOKO

Laboratoire d'Etude des Climats, des Ressources en Eau et de la Dynamique des Ecosystèmes,
Université d'Abomey-Calavi

03 BP 1122 Cotonou (Bénin), Tél. (00229) 95 40 20 31

sourouhenri@yahoo.fr, exlaure@yahoo.fr et mboko47@yahoo.fr

Résumé : La variabilité climatique influe sur le fonctionnement hydrologique et la disponibilité en eaux de surface et souterraine du bassin versant du Zou. L'analyse de la corrélation pluvio-hydrologique a nécessité l'utilisation des données de précipitations et de débits. L'étude a montré que le fonctionnement du bassin du Zou dépend de la distribution temporelle des précipitations. Mais le fonctionnement hydrologique dans les sous bassins de Domè et d'Atchéribé formant le bassin du Zou est très contrasté en saison pluvieuse et en saison sèche. Le tarissement varie en moyenne de $0,075 \text{ j}^{-1}$ (Atchéribé) à $0,042 \text{ j}^{-1}$ (Domè). La décharge des aquifères est plus rapide dans la région de socle (Atchéribé) que dans celle sédimentaire (Domè) où l'eau déversée dans le lit de la rivière entretient le débit d'étiage. Ainsi, la variation des réserves d'eau souterraine est non seulement fonction de la distribution saisonnière des précipitations mais aussi de la nature géologique du bassin. Les volumes d'eau mobilisés à cet effet sont situés dans la gamme de 9.10^{-3} km^3 (Atchéribé) à $1,5.10^{-2} \text{ km}^3$ (Domè).

Mots-clés : Bénin, Rivière Zou, fonctionnement hydrologique, tarissement.

Abstract: Climate variability influences hydrological functioning and availability of water surface and groundwater on the River Zou catchment. Analysis of hydrological variability required data such as precipitations and flows use. The study showed that the basin of Zou depends on the temporal distribution of precipitations. But hydrological dynamic in the under basins of Dome and Atcherigbe forming the basin of Zou is very contrasted in the rainy and dry season. Dry running varies on average from 0.075 day^{-1} (Atcherigbe) to 0.042 day^{-1} (Dome). Discharge of aquifers is faster in socle area (Atcherigbe) than sedimentary area (Dome) where water poured in bed of the river maintains the base flow. Thus, variation of groundwater stock is not an only function of seasonarity of precipitations distribution but also of geological nature of the basin. Mobilized water varied in the range of 9.10^{-3} km^3 (Atcherigbe) to $1,5.10^{-2} \text{ km}^3$ (Dome).

Key words: Benin, Zou River, hydrological functioning, dryness.

Introduction

Le bassin de la rivière Zou, un affluent du fleuve Ouémé, est situé dans le domaine de transition climatique entre le climat subéquatorial à quatre saisons et le climat soudanien à deux saisons tranchées. Il présente des caractéristiques intermédiaires à ces deux faciès climatiques. Cette singularité climatique (Yabi, 2002 ; Ogouwalé, 2006) explique la complexité du fonctionnement hydrologique de ce bassin. Le bassin du Zou est sujet à un dynamisme essentiellement dû à la variabilité des paramètres hydroclimatiques, notamment la pluie (Boko *et al.*, 2004).

L'objectif de ce travail est d'étudier la variabilité climatique dans ses relations avec la disponibilité en eau superficielle et souterraine dans ce bassin.

1. Données et méthodes utilisées

Une étude comparative des précipitations des stations climatologiques de Bohicon, Abomey et de Zagnanado et des débits des stations hydrométriques d'Atchéribé et de Domè sur la période 1951-2000 a permis de caractériser la variabilité hydroclimatique dans le bassin du Zou. Le coefficient de corrélation linéaire de Bravais-Pearson a permis de mettre en évidence la relation entre la pluviométrie (P) et le débit moyen (Q) ou entre le débit à différents exutoires du bassin.

Cette relation s'écrit :

$$r(P,Q) = \frac{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^n (P_i - \bar{P})(Q_i - \bar{Q})}{\sigma(P).\sigma(Q)} \quad (1)$$

Où : N est le nombre total d'observation, P_i et Q_i les valeurs des séries pluviométriques et hydrométriques, \bar{P} et \bar{Q} leurs moyennes, et $\sigma(P)$ et $\sigma(Q)$ étant leur écart-type.

Par ailleurs, le calcul du coefficient de tarissement (k) est fondé sur la loi de Darcy selon laquelle k est directement proportionnel à la conductivité hydraulique (perméabilité) et inversement proportionnel aux dimensions des nappes de versant dans le bassin. Ce coefficient, qui a la dimension de l'inverse du temps (j^{-1}) est calculé par la résolution dichotomique. L'expression mathématique du tarissement est donnée par :

$$Q_t = Q_0 e^{-kt} \quad (2)$$

Avec Q_t = débit à l'instant t donné ; Q_0 = débit initial (débit au début du tarissement) ; k = coefficient de tarissement de Maillet et t le temps.

De (2) dérive :

$$k = (\ln Q_t - \ln Q_0)/t \quad (3)$$

La variation mensuelle du tarissement retrace ainsi l'évolution de la vidange du réservoir souterrain exprimée par le volume d'eau mobilisée (VEM en km^3). Le volume d'eau mobilisée par les nappes de versant du bassin est traduit par l'expression mathématique :

$$V_{em} = \int_0^{+\infty} Q_0 e^{-kt} = \frac{Q_0}{k} \quad (4)$$

Q_0 , exprimé en m^3/s est multiplié par 86400 pour la compatibilité des unités.

Les observations directes et semi-directes sur le terrain et la revue bibliographique ont permis d'apprécier les facteurs géographiques locaux de la variabilité des eaux de surface et souterraine, autres que la pluviométrie.

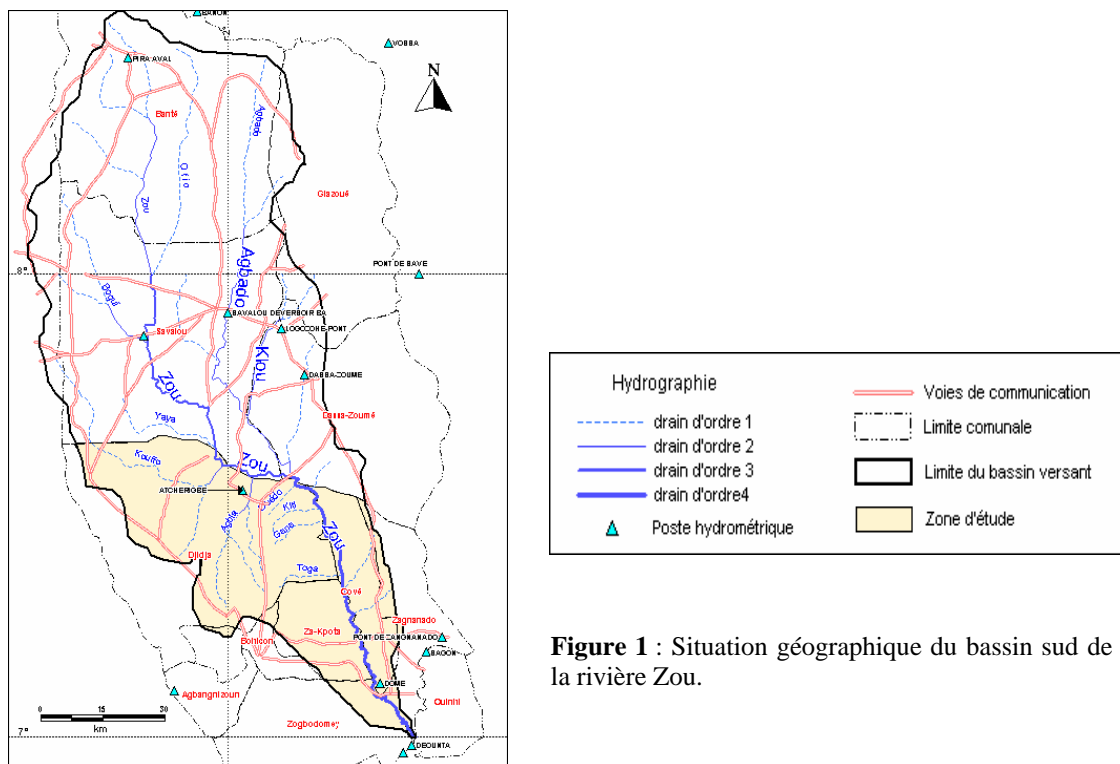


Figure 1 : Situation géographique du bassin sud de la rivière Zou.

2. Résultats et discussions

2.1. Variabilité de la pluviométrie

La répartition pluviométrique dans le bassin du Zou (figure 2), permet d'enregistrer les hauteurs de pluie maximale en juin (171 mm), en septembre (141 mm) et 1089,5 mm à l'échelle annuelle. Le bassin connaît une baisse de pluie de l'ordre de 2 à 4 mm/an sur la période 1951-2000 selon les champs pluviométriques stationnaires.

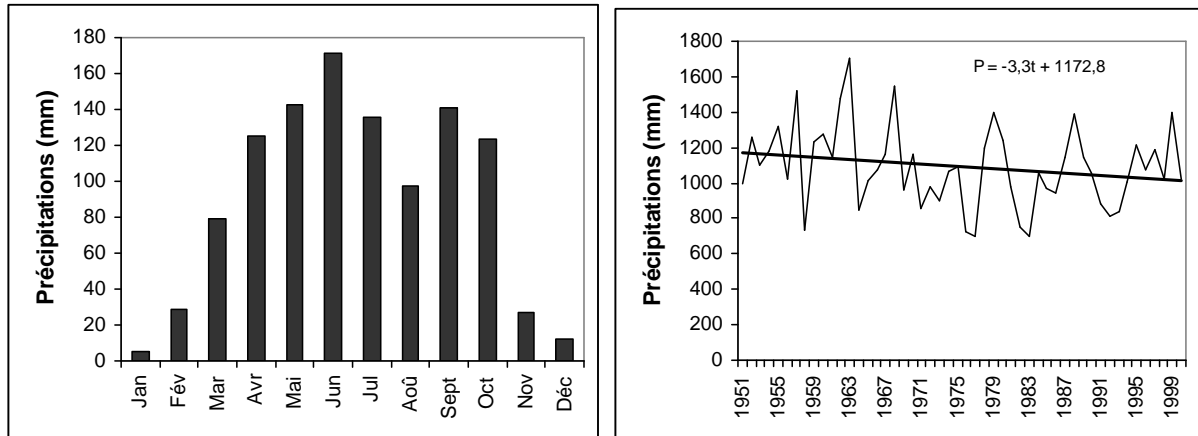


Figure 2 : Variabilité pluviométrique dans le bassin du Zou sur la période 1951-2000.

Le bassin du Zou, de par son fonctionnement hydrologique, est sensible à la variabilité pluviométrique.

2.2. Corrélation pluvio-hydrologique

Les coefficients de régression positifs (0,31 et 0,22) indiquent que les débits enregistrés aux stations d'Atchéribé et Domè augmentent en fonction de la distribution des précipitations au cours de l'année. La corrélation linéaire pluie-débit à l'échelle mensuelle dans le bassin de la rivière Zou montre une dépendance de l'ordre de 24% entre ces deux paramètres (figure 3).

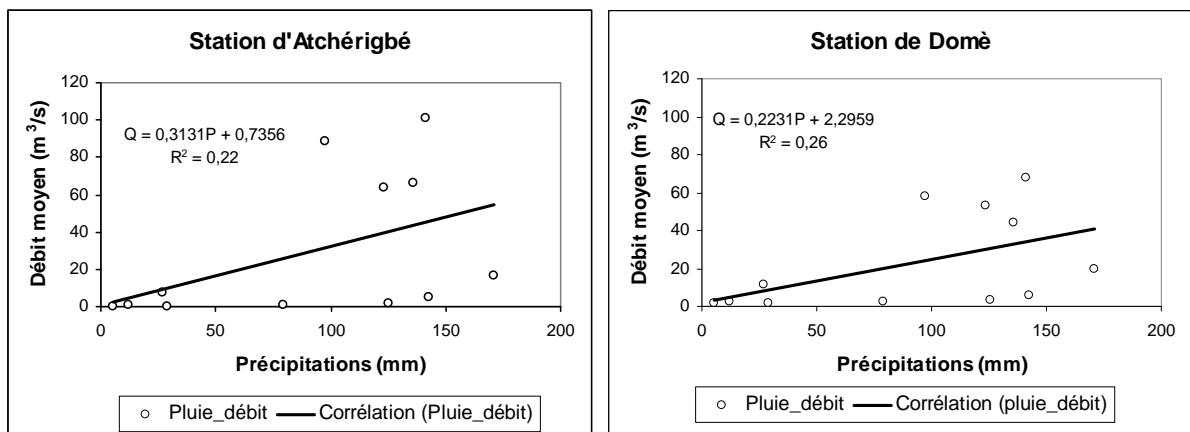


Figure 3 : Corrélation pluie-débit (moyenne) dans le bassin du Zou aux stations d'Atchéribé et de Domè sur la période 1951-2000.

La faiblesse de la variabilité hydrologique en fonction de la répartition pluviométrique montre que des facteurs géographiques locaux interviennent sur la dynamique hydroclimatique dans le bassin du Zou. Ceci s'explique par la figure 4 qui montre une forte corrélation (97%) entre les débits moyens aux stations d'Atchéribé (en amont) et de Domè (en aval).

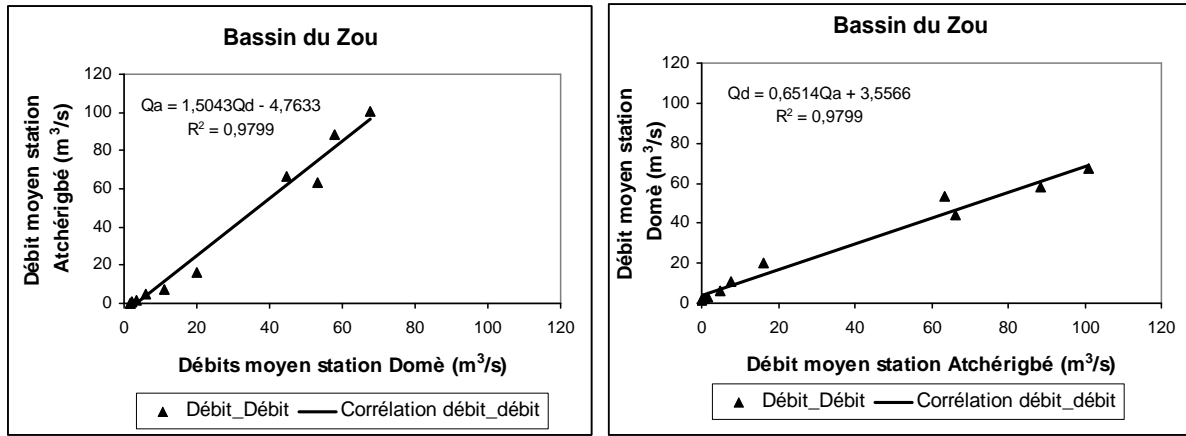


Figure 4 : Corrélation entre les débits enregistrés dans le bassin du Zou aux stations d’Atchérigbé et de Domè sur la période 1951-2000.

Une perte d’environ 23 % du débit est enregistrée entre Atchérigbé (en amont) et Domè (en aval) distant environ de 80 km et dont la pente est inférieure à 1 m/km. Cette diminution de débit en aval serait liée à l’évaporation physique et à la structure géologique du bassin.

Au regard de la configuration géologique du bassin (figure 5), la rivière Zou traverse à la latitude de Atchérigbé les séries du socle cristallin et à la latitude de Domè les séries sédimentaires.

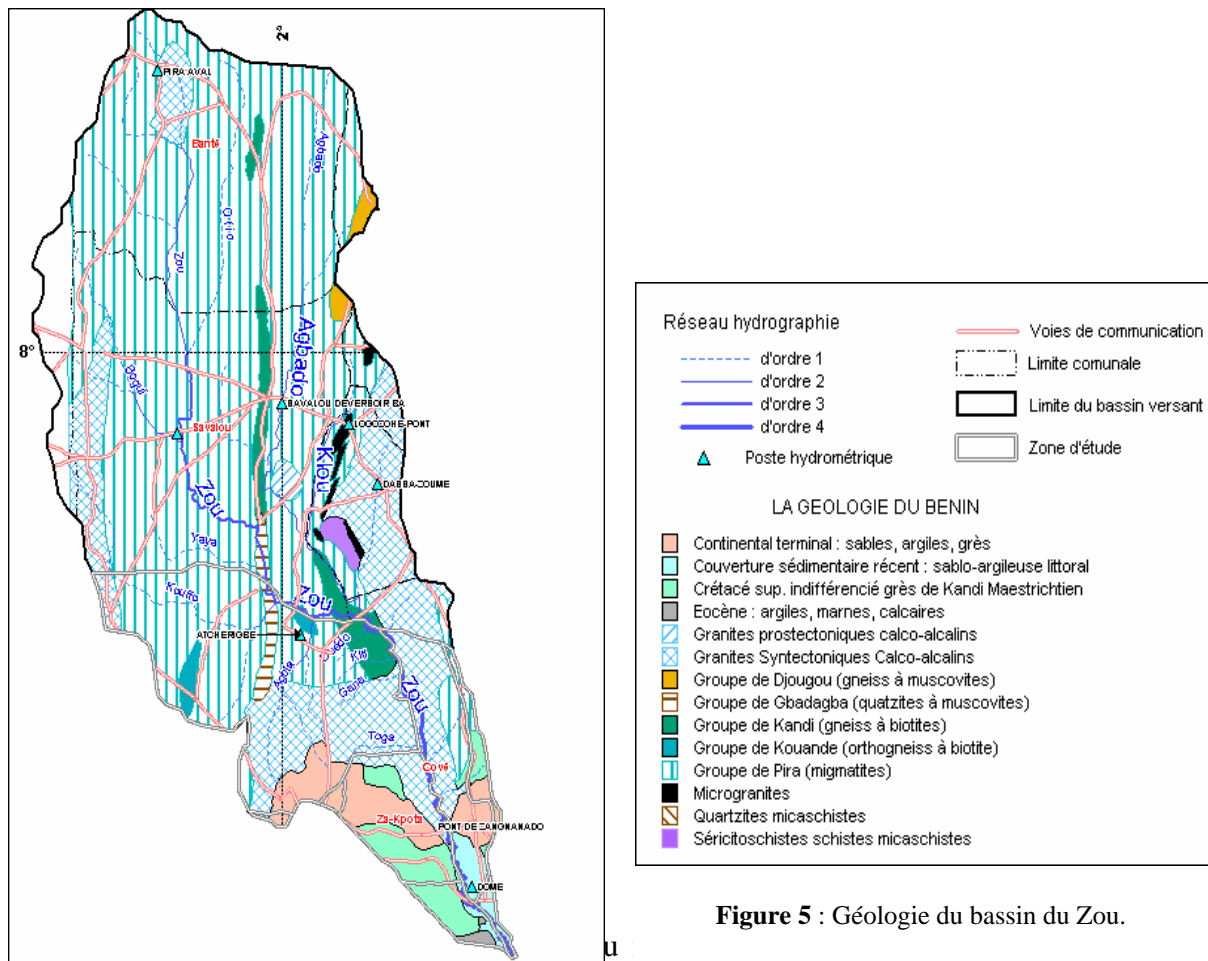


Figure 5 : Géologie du bassin du Zou.

s’infiltrer en grande partie et recharge les nappes de versants vidées au cours de la saison sèche précédant la saison pluvieuse.

La décomposition de l'hydrogramme (figure 6) illustre ce contraste de fonctionnement hydrologique dans le bassin.

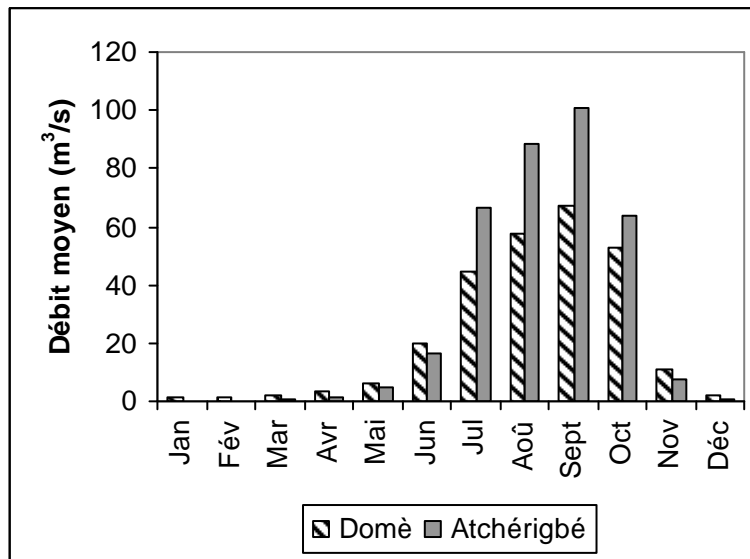


Figure 6 : Hydrogramme du bassin du Zou à Atchérigbé et Zou.

Les écarts calculés entre les débits des deux stations montrent un excédent d'eau variant entre 10 et 33 m³/s dans le sous-bassin d'Atchérigbé en saison pluvieuse ; en saison sèche par contre, il varie entre 1 à 4 m³/s à Domè. Selon Le Barbé *et al.* (1993), les étiages à Atchérigbé sont très sévères puisque chaque année, l'écoulement s'arrête. A Domè, en revanche, les étiages sont toujours soutenus.

2.3. Variation des stocks d'eau souterraine

Les valeurs de coefficient de tarissement et de volume d'eau mobilisé illustrent la relation entre la rivière et les nappes de versant (tableau 1).

	Tarissement (j ⁻¹)		Volume d'eau mobilisé (km ³)	
	Atchérigbé	Domè	Atchérigbé	Domè
Novembre	0,069	0,050	0,010	0,012
Décembre	0,080	0,053	0,008	0,012
Janvier	0,079	0,038	0,009	0,016
Février	0,063	0,029	0,011	0,022

Tableau 1 : Tarissement et volume d'eau mobilisé dans le bassin de la rivière Zou.

La vidange des nappes de versant, caractéristique de l'hydrogéologie (Bricquet *et al.*, 1997) est traduite par un coefficient variant en moyenne de 0,075 j⁻¹ (Atchérigbé) à 0,042 j⁻¹ (Domè). La décharge des aquifères est plus rapide dans la région de socle (Atchérigbé) que dans celle sédimentaire (Domè) où l'eau déversée dans lit de la rivière entretient le débit d'étiage. Ainsi, la variation des réserves d'eau souterraine est non seulement fonction de la distribution saisonnière des précipitations mais aussi de la nature géologique du bassin. Les volumes d'eau mobilisés à cet effet sont situés dans la gamme de 9.10⁻³ km³ (Atchérigbé) à 1,5.10⁻² km³ (Domè). Cette masse d'eau serait plus importante si les ruisseaux tels que Ahlo, Agbla, Kouffo, Ouèdo, Toga et Gana, affluents de la rivière Zou, ne tarissaient pas en saison sèche.

Conclusion

La variabilité hydrologique dans le bassin est déterminée par le rythme pluviométrique, le contexte géologique, la morphologie du bassin et la variation de la pente le long du profil hydrographique de la rivière Zou. La dynamique pluvio-hydrologique influence la variation du stock d'eau dans les nappes de versant du bassin. A cet effet, en saison sèche, la décharge de ces nappes est plus accentuée dans les séries géologiques cristallines que dans celles sédimentaires. Les volumes d'eau mobilisés en saison pluvieuse se déversent en saison sèche dans le lit de la rivière pour soutenir les débits d'étiage et assure ainsi la disponibilité en eau dans le bassin.

Bibliographie

- Boko M., Houssou C., Houndénou C., Vissin W. E., Ogouwalé E., Totin V. S. H. et Yabi I., 2004 : *Gestion des risques hydro-climatiques et développement économique durable dans le bassin du Zou*. Rapport de recherche, Cotonou, 52 p.
- Bricquet J.P., Bamba F., Mahé G., Touré M. et Olivry J.C., 1997 : Evolution récente des ressources en eau de l'Afrique atlantique. *Revue des sciences de l'eau*, **3**, 221-337.
- Le Barbé L., Alé G., Millet B., Texier H., Borel Y. et Gualde R., 1993 : *Les ressources en eau superficielles de la République du Bénin*. Ed. ORSTOM, Paris, 540 p.
- Ogouwalé E., 2006 : *Changements climatiques dans le Bénin méridional et central : Indicateurs, scénarios et prospective de la sécurité alimentaire*. Thèse de Doctorat Unique, Univ. d'Abomey-Calavi, Cotonou, 302 p.
- Yabi I., 2002 : *Particularité de la variabilité pluviométrique entre 7° et 8° de latitude nord au Bénin*. Département de Géographie, Univ. d'Abomey-Calavi, Cotonou, 95 p.

LA PLUVIOMETRIE MOYENNE ANNUELLE AU LIBAN. INTERPOLATION ET CARTOGRAPHIE AUTOMATIQUE

Myriam TRABOULSI

*Université Libanaise, Faculté des Lettres, Beyrouth Liban
Archéorient UMR 5133. Maison de l'Orient et de la Méditerranée CNRS-Université Lyon 2
traboulsim@yahoo.fr*

Résumé

Les données climatiques au Liban souffrent de la déficience du réseau d'observation particulièrement dans les régions montagneuses. Pour remédier à ce problème nous proposons une cartographie automatique des précipitations moyennes annuelles par « Krigeage » tout en tenant compte du relief grâce à un modèle numérique de terrain (MNT) à la maille d'une demi minute d'angle. Cette cartographie a permis de rectifier certaines isohyètes dans les zones mal desservies en stations de mesure. Elle a mis en évidence, dans la répartition de la pluviométrie, des nuances locales liées à l'exposition, et a permis aussi, de concrétiser la présence de noyaux pluviométriques de plus de 1800 mm par an qui restaient jusque là théoriques, sur les sommets du Liban.

Mots clés : pluviométrie, modèle numérique de terrain, krigeage, liban

Abstract

Climatological data for the Lebanon suffer from the weakness of the station network, especially in the mountain areas. A solution to the problem is proposed here through automatic mapping of the yearly precipitation averages using kriging, while taking into account the local topography through a half-minute resolution (DEM). This method rectified several isohyets in the areas badly covered by observation stations. It highlighted variations of rainfall due to the local topography, and confirmed the up to now only theoretical presence of areas receiving over 1800mm/year on the uppermost summits of the country.

key words : pluviometry ; digital elevation model; kriging ; lebanon.

1. Introduction

Le Liban, qui fait partie des arcs montagneux bordant le Proche-Orient à l'ouest et au nord, a toujours été considéré comme un château d'eau. Pourtant, le développement du niveau de vie, et la forte croissance démographique entraînent des besoins accrus en eau. La gestion de l'eau y est devenue problématique : la saison sèche est très longue, les ressources en eau sont liées directement à la pluie avec une topographie défavorable (montagnes surplombant la mer) et les précipitations varient beaucoup dans le temps et dans l'espace, à l'image de la dynamique de l'atmosphère (Folland *et al.*, 1991). Le rationnement en eau et en électricité est devenu la règle lors des mauvaises années ; toutes les activités humaines sont alors perturbées.

Gérer ce problème demande d'abord une bonne estimation de la lame d'eau précipitée. Toutefois, les études climatologiques sont confrontées à la rareté des données. Les travaux récents de climatologie sont très rares au Liban. la thèse de G. Blanchet (1976) demeure le travail le plus complet à ce jour sur le climat du Liban. Quant à l'estimation de la lame d'eau, la carte pluviométrique de J. Plassard (1972) reste encore le document de base. Cette carte présente néanmoins des imperfections (nuances locales ignorées, pluviométrie sur les hauts sommets non précisée) qui sont surtout liées aux moyens techniques d'interpolation de la pluviométrie utilisés à l'époque. Aussi proposons-nous ici une nouvelle méthode de cartographie automatique utilisant pour la première fois un Modèle Numérique de Terrain (figure 1). Mais il convient de préciser que les données climatiques du Liban souffrent de grandes lacunes, notamment entre 1975 et 1990 à cause de la guerre civile.

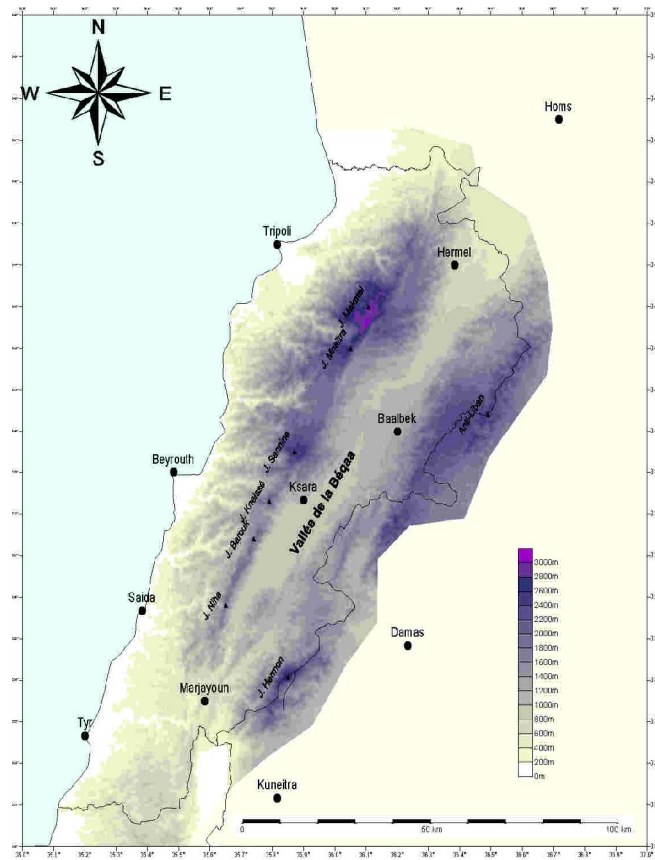


Figure 1 : Modèle Numérique de Terrain

2. Données et méthodes

2.1 Données

Les données pluviométriques du Liban, recueillies directement auprès du service météorologique et de l'Office du Litani, comportent de nombreuses lacunes et leur fiabilité est parfois problématique ; seules trois stations possèdent des séries complètes : Beyrouth-Aéroport (AIB), Ksara et Tripoli.

La non homogénéité des séries d'observations crée donc un grand problème. Le deuxième problème qui se pose est la distribution spatiale inégale des postes d'observation et l'absence totale de stations dans les zones élevées, et particulièrement dans la chaîne orientale.

Pour cette étude, nous avons retenu une période de 30 années hydrologiques allant de 1944-45 à 1973-74 (54 stations). Pour assurer une bonne couverture spatiale, nous avons jugé intéressant d'utiliser aussi les données des stations possédant une série d'observations de 20 ans (20 stations). Le nombre des stations utilisées est de 74. Pour avoir une interpolation fiable des pluies annuelles dans l'Anti-Liban (figure 1) et au nord du pays, nous avons eu recours aux données de 11 stations syriennes (pour la période 1960-61 / 1989-90) situées sur la frontière entre les deux pays.

2.2. Méthode cartographique

Il existe manifestement un rapport étroit entre le relief et la répartition spatiale des précipitations (Laborde et Traboulsi, 2002). Pour mettre en évidence cette influence du relief, la cartographie des précipitations a été établie par « krigage » en tenant compte de l'altitude et de la distance à la mer. Le relief est caractérisé par un modèle numérique de terrain (MNT) à la maille d'une demi-minute d'angle (Depraetere, 1998), ce qui est largement suffisant pour

une étude pluviométrique générale. Nous avons supposé que la pluie moyenne annuelle $P(x)$ en un point x quelconque du territoire était la somme d'une composante régionale $P_0(x)$ (pluie au niveau Zéro de la mer) et d'un effet d'altitude $Z(x) * g_0(x) * e^{-\alpha d}$, où $g_0(x)$ est un gradient altimétrique des précipitations à la côte variant lui aussi avec la position du point par rapport à la mer :

$$P = p_0 * e^{-\alpha d} + g_0 * e^{-\alpha d} * z$$

P_0 : pluie estimée au niveau de la mer.

g_0 : gradient pluviométrique à la côte.

d : distance à la mer.

α : paramètre qui désigne la vitesse du changement du gradient et de la pluviométrie au niveau de la mer.

Z : l'altitude.

e : exponentiel.

$g_0 * e^{-\alpha d} * z$: effet du relief.

P_0 , g_0 et α sont les trois variables qui consistent à minimiser le carré des écarts entre les pluies observées et les pluies estimées.

Il existe un rapport entre la pluviométrie et la distance des stations par rapport à la mer qui est un facteur de baisse d'humidité. Cette distance est conjuguée avec un double effet du relief (altitude et disposition par rapport au flux humide).

Nous avons calculé la distance « d » des stations à la mer (ligne de côte) selon la formule suivante :

$$d = \min \sqrt{(Xa - Xcôte)^2 + (Ya - Ycôte)^2}$$

La pluviométrie en un point donné sera donc fonction de celle estimée au niveau de la mer variant en fonction de la distance à la mer ($p_0 * e^{-\alpha d}$) et de l'effet du relief ($g_0 * e^{-\alpha d} * z$), tout en sachant que les gradients pluviométriques changent aussi en fonction de la distance à la mer, et sans oublier l'effet de l'exposition.

En chaque station, nous connaissons les précipitations moyennes annuelles observées, ainsi que leur estimation à partir de l'équation citée plus haut. Ainsi le résidu des pluies en un point donné sera :

$$\text{Résidu} = P_{\text{observée}} - P_{\text{estimée}}$$

Ces résidus sont stationnaires d'ordre 2, c'est-à-dire qu'ils sont nuls en moyenne et de variance constante. Ils sont indépendants du relief et ne varient qu'avec la seule position dans l'espace : ils se prêtent donc facilement à une interpolation (Laborde, 1995). Nous les avons interpolés par krigeage avec un variogramme exponentiel de portée $0,19^\circ$ (ou distance en degrés) et de palier (ou variance) $30\,000\text{ mm}^2$ (figure 2). Donc la figure 2 nous montre que les résidus varient selon une structure déterminée jusqu'à une distance de $0,19^\circ$ et après, elles varient de manière aléatoire.

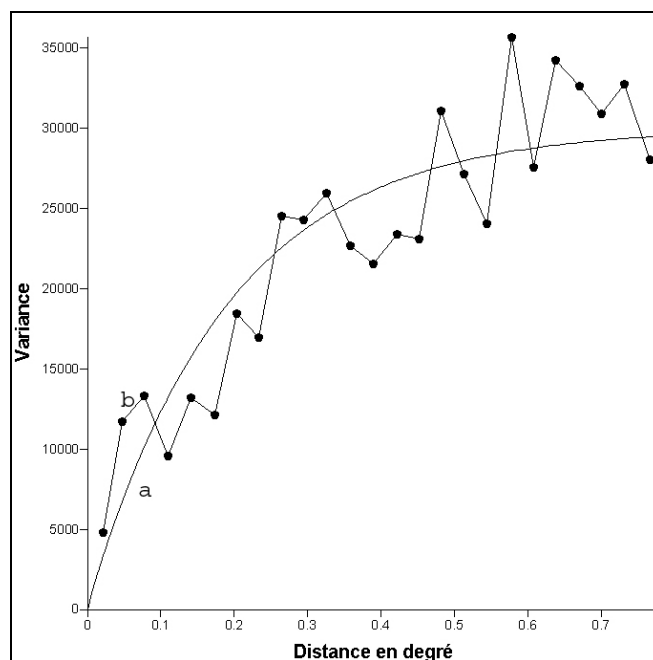


Figure 2 : Variogrammes expérimental et théorique pour les résidus des pluies annuelles
a- modèle théorique. b- variogramme expérimental

La carte des précipitations moyennes annuelles peut alors être obtenue par combinaison des deux cartes synthétiques suivantes :

2. la carte des pluies estimées en fonction du relief, de la position de chaque point par rapport à la mer ;
3. la carte des résidus (carte krigée conformément au variogramme observé).

3. Résultat

L'étude de la pluviométrie moyenne annuelle au Liban fait ressortir le rôle prépondérant du relief dans la répartition spatiale des précipitations ; la carte de la pluviométrie est en grande partie calquée sur la carte du relief (figure 3), sans oublier toutefois le rôle des autres facteurs géographiques (latitude, continentalité et surtout effet d'abri).

La façade occidentale du Mont-Liban (chaîne occidentale) est très arrosée grâce à la présence de l'obstacle montagneux élevé. La région côtière reçoit en moyenne 800 à 900 mm de pluie par an ; cette quantité diminue relativement au nord et au sud. Les précipitations augmentent avec l'altitude où le gradient est très fort notamment sur le massif qui surplombe la mer au nord de Beyrouth. Les parties sommitales totalisent une quantité moyenne annuelle de plus de 1600 mm. Un secteur de plus de 1800 mm coiffe le massif du Sannine alors que cette isohyète ne fait apparaître qu'un noyau minuscule sur le massif du Makmel (figure 1). La topographie de la chaîne occidentale (pentes raides ou faible largeur permet au versant oriental de rester bien arrosé, cela s'observe par les quantités enregistrées à Yammouné, Qaa el Rim ou Machghara (figure 3).

La plaine de la Béqaa se trouve « sous le vent » ; les masses d'air subissent l'effet de foehn. La pluviométrie diminue en sens inverse de l'altitude de la chaîne occidentale, elle varie entre 700 mm (au sud) et 200 mm (au nord).

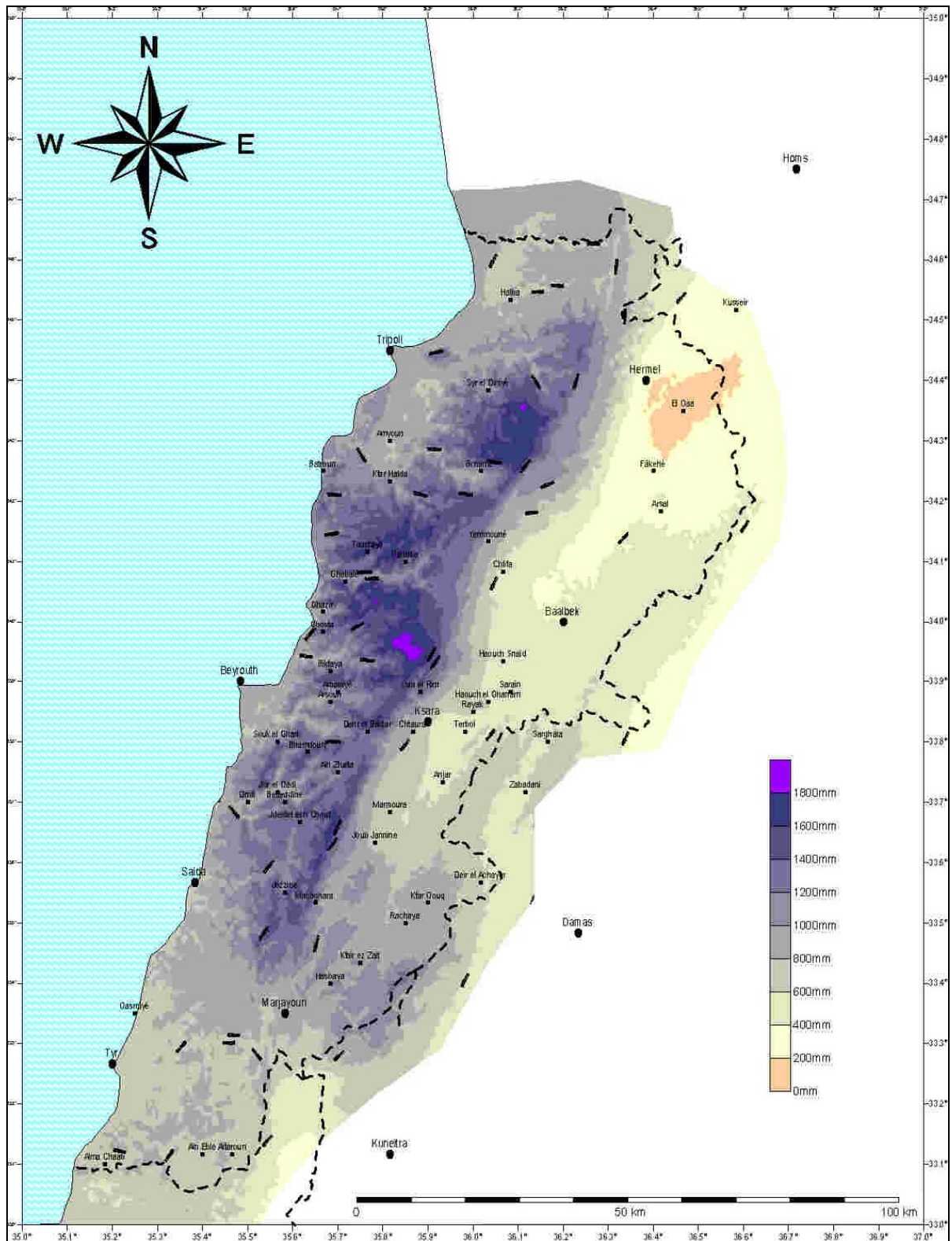


Figure 3: carte de la pluviométrie moyenne annuelle

La chaîne orientale, abritée par la chaîne occidentale, particulièrement dans sa partie septentrionale, l'Anti-Liban, dépourvue de toute station de mesure, reçoit (selon notre modèle cartographique) entre 400 mm (au droit du Makmel, effet d'abri) et 600 mm. L'Hermon (figure 1), situé au sud (2814 m), ne dispose que de quelques stations sur ses versants

occidentaux. Malgré sa position en latitude, il est relativement bien arrosé ; une zone à plus de 1200 mm coiffe son sommet en raison de la diminution d'altitude de la chaîne occidentale (seuil de Marjayoun) (figure 3) qui laisse passer les vents humides vers l'intérieur.

4. Conclusion

Notre méthode cartographique présente des avantages :

L'utilisation pour la première fois d'un modèle numérique de terrain au Liban nous a permis de rectifier certaines isohyètes dans les zones mal desservies en stations de mesures.

Nous avons mis en évidence, dans la répartition de la pluviométrie, des nuances locales (absentes sur la carte de Plassard) liées à l'exposition, particulièrement dans le sud du pays et sur la façade ouest : les vallées orientées E-W présentent des rentrants de faible pluviométrie par rapport aux montagnes avoisinantes. Il en est de même pour les vallées orientées SW-NE, dans le même sens que les vents pluvieux, même si elles sont mieux fournies en pluviosité.

Cette méthode nous a permis de concrétiser la présence de noyaux pluviométriques de 1800 mm, qui restaient jusque-là théoriques (ces noyaux n'apparaissent pas, non plus, sur la carte de Plassard), notamment sur le massif du Sannine.

Cette cartographie des précipitations moyennes annuelles présente certaines imperfections liées essentiellement aux déficiences du réseau d'observation et aux lacunes des données pluvieuses. En conséquence, la rénovation de ce réseau mais surtout son extension dans les régions montagneuses demeurent une nécessité impérative pour la fiabilité des données dans le futur.

Bibliographie

- Blanchet G., 1976 : *Le temps au Liban, approche d'une climatologie synoptique*. Thèse de 3^e cycle, Lyon. T. 1 : 477 p. (texte et tabl.), T. II : (Atlas).
- Deparaetere C., 1998 : *Nova Totius Terrarum. Logiciel de traitement du Modèle Numérique du Terrain mondial*, I.R.D., Montpellier.
- Plassard J., Service Météorologique Du Liban, Observatoire De Ksara 1972 : *Carte pluviométrique du Liban au 1/200 000* avec notice. Beyrouth. Ministère des Travaux publics et des transports, Direction générale l'aviation civile, 39 p.
- Laborde J.P., 1982 : Cartographie automatique des caractéristiques pluviométriques, prise en compte des relations pluviométrie-morphométrie. *La Houille Blanche* **4** : 330-338.
- Laborde J.P., 1984 : *Analyse des données et cartographie automatique en hydrologie : Eléments d'hydrologie Lorraine*. Thèse, Institut National Polytechnique de Lorraine, Ecole Nationale Supérieure de Géologie Appliquée et de Prospection Minière de Nancy, Nancy, 484 p.
- Laborde J.P., 1991 : *Méthodes d'interpolation et géostatistiques pour la cartographie automatique à l'usage des géographes*. Université de Nice, 29 p.
- Laborde J.P., 1995 : Les différentes étapes d'une cartographie automatique : exemple de la carte pluviométrique de l'Algérie du Nord. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie* **8** : 37-46.
- Laborde J.P. et Traboulsi M., 2002 : Cartographie automatique des précipitations : application aux précipitations moyennes annuelles du Moyen-Orient. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie* **14** : 296-303.
- Traboulsi M. 2004 : *Les précipitations au Proche-Orient : Variabilité spatio-temporelle et relation avec la dynamique de l'atmosphère (1960-61/1989-90)*. Thèse de géographie, université de Bourgogne, 233 p.

FACTEURS CLIMATIQUES DE L'ÉROSION HYDRIQUE DANS QUELQUES BASSINS DU RIF MAROCAIN : CAS DE LA PROVINCE DE TAZA

TRIBAK ABDELLATIF*

*Laboratoire d'Analyses Géo-environnementales et d'Aménagement (LAGEA), Faculté des Lettres et Sciences Humaines, Université Sidi Mohamed Ben Abdellah, Route Imouzzer, B.P.59, Fès-Sais, Maroc.
Tél : (212) 55 61 82 26, Fax : (212) 55 61 82 53, e-mail : tribakabdellatif@yahoo.fr

Résumé : Considéré comme facteur de production, le climat revêt d'une importance particulière pour les sociétés rurales des montagnes rifaines. Néanmoins, le climat constitue également un facteur de dégradation des milieux. Le caractère agressif des pluies et leur concentration plus ou moins prononcée durant des courtes périodes de l'année créent des déséquilibres qui se manifestent sous des formes d'excès d'humidité ou de sécheresses avec toutes les incidences qu'ils impliquent dans la dynamique des milieux. Le présent papier se propose d'étudier les extrêmes climatiques enregistrés dans quelques stations rifaines et d'analyser le rôle qu'ils peuvent jouer dans la dynamique érosive de ces espaces fragiles.

Mots clés : Montagnes du Rif, agressivité des pluies, érosion hydrique, perte en sols.

Abstract : Regarded as a production factor, the climate has a particular importance for the rural companies of the Riffian mountains. Nevertheless, the climate also constitutes a factor of degradation of the area. Aggressive character of the rains and their concentration during short periods of the year create imbalances which appear in forms of excess of moisture or drynesses with all the incidences that they imply in the dynamics of the area. This paper proposes to study the climatic extremes recorded in some Riffian stations and to analyze the part which they can play in the erosive dynamics of these fragile spaces.

Key words: Rif Mountains, aggressiveness of the rains, hydrous erosion, soil loss.

Introduction

Les montagnes rifaines situées au nord de Taza constituent un milieu fragile et vulnérable. Le contexte structural est marqué par la prédominance de matériaux tendres, essentiellement marneux ou marno-calcaires dans une structure tourmentée affectée de charriages. Le relief y est vigoureux avec une prédominance des pentes fortes. La pression humaine y est spectaculaire ; La plupart des versants sont totalement dénudés et mis en culture. Cette vulnérabilité intrinsèque du milieu est exacerbée par un climat agressif qui alimente divers processus érosifs. Les abats d'eau sont souvent brutaux, l'essentiel des pluies se concentre en quelques jours de la saison humide. Dans cette étude des agents climatiques d'érosion hydrique, nous analyserons des données annuelles aussi bien que mensuelles et journalières disponibles dans les 4 stations de Taineste, Msila, Echouyab et Taza. Nous insistons sur les phénomènes extrêmes ayant une implication importante dans les phénomènes d'érosion ; nous abordons leur typologie, leur répartition ainsi que leur récurrence

1. Des extrêmes pluviométriques concentrés dans le temps

L'analyse des données pluviométriques annuelles pour les différentes stations, révèle qu'après une phase très humide caractérisant la période 1960 – 75, l'évolution quantitative des pluies témoigne partout d'une nette tendance à la baisse depuis 1979. La variabilité interannuelle reste, de son côté, très forte. L'analyse fréquentielle montre une faible période de retour pour les quantités normales situées autour de la médiane, mais très élevée pour les fortes quantités considérées exceptionnelles. Ces dernières lorsqu'elles se produisent constituent des phases d'intense activité morphogénétique comme c'était le cas de l'année 1996 considérée humide.

Tab. 1 : Distributions des valeurs annuelles
(moyenne . médiane . écart . écart-type . coefficient de variation)

Stations	Altitude	Moyenne	Médiane	Ecart	E-type	C.variation
Taza 1960 – 96	510	660	625	201.7	263.5	0.39
Taineste 1974-96	1200	673	612	156.6	227	0.33
Echouyab 1974 -96	610	758	769	169.8	231.6	0.30
Msila 1978 - 96	540	652	597	152.4	227.9	0.34

Le caractère parfois aléatoire des pluies mensuelles est aggravé par leur concentration exceptionnelle. Elles peuvent atteindre ou dépasser la moitié des modules annuels, avec tout ce qui implique en matière de la dynamique érosive. Les phénomènes exceptionnels mensuels restent ainsi extrêmement variables dans le temps. La période humide peut se produire à des dates extrêmement variables au cours de l'année agricole, et le maximum peut se manifester en hiver, comme en automne ou au printemps. Le mois pluvieux de janvier peut atteindre un record de 408 mm (Msila 1996) ou 430 mm (Taineste 1996), comme il peut rester totalement sec, tel était le cas en 1992 pour toutes les stations de la région. Egalement, les écarts absolus par rapport à la moyenne peuvent aller de -100% à + 420% pendant les mois hivernaux. En 1996 le mois décembre a enregistré + 420,6% à Taineste et 357,6% à Msila. Les écarts-types restent de leur côté forts par rapport à la moyenne. Ils se situent selon les stations et toujours pour la saison hivernale entre 78,9 et 129,9. Quant aux coefficients de variation ils vont de 0,68 à 2,46 selon chacune des 4 stations, et traduisent une réelle variabilité dans le temps des valeurs mensuelles au moins pour les mois les plus pluvieux.

L'analyse fréquentielle des extrêmes mensuels montre des récurrences de courtes périodes pour des quantités considérables qui peuvent dépasser les 300 mm par mois. Ainsi, sur les 4 stations, les valeurs médianes de 0.5 de fréquence de non dépassement, varient de 155 mm (Taza) à 235 mm (Echouyabe) ; elles restent les plus fréquentes. Les hauteurs qui leurs sont proches, se situant entre 106 mm (Taza) et 332 mm (Echouyabe) ont également une période de retour très faible allant de 2 à 5 ans. Quant aux valeurs décennales elles se situent selon les stations entre 266 à 397 mm. Des valeurs extrêmes supérieures à 400 mm restent remarquablement exceptionnelles avec une période de retour qui dépasse généralement 20 ans. Elles prennent une grande importance sur le plan érosif surtout quand les quantités mensuelles se concentrent en quelques jours consécutifs.

L'étude statistique des pluies journalières par catégorie (période 1979-1996) montre que ces régions sont sujettes de temps à autre à des hauteurs maximales journalières qui dépassent parfois le seuil de 100 mm, et qui sont souvent à l'origine de dynamiques hydrologiques au pouvoir érosif particulier (Tribak 2000). Ainsi, si on tient compte des pluies supérieures à 20 mm, considérées érosives, les mois potentiellement agressifs s'étendent de novembre à février, suivis des mois d'octobre et mars. Ces pluies représentent selon les différentes stations de 14,1 à 32,1 % au mois de novembre, de 13,6 à 29,8 % en décembre, de 18,1 à 30,4 % en janvier et de 16,3 à 30,4 % en février. A l'échelle spatiale, leur pourcentage, par rapport au total annuel, diminue régulièrement du nord au sud ; on note 24,6% à Echouyabe, 19,6% à Msila, 15,9 % à Taineste et 13,9 % seulement à Taza. Elles occupent ainsi, un nombre moyen annuel de jours de pluies respectif de 12,6 – 10,2 – 8,5 et 7,4.

Ces extrêmes quotidiens peuvent atteindre des records très significatifs sur le plan morphogénétique. Des exemples très démonstratifs peuvent être cités : 115mm à Echouyab le 22 décembre 1981 (28,4 % du module mensuel), 101mm le 30 janvier 1987 à Msila (33,3% du module mensuel), 100mm le 13 octobre 1979 à Taineste (43,4% du module mensuel) et 113 mm à Taza le 14 mars 2004 (61,7 % du module mensuel). (Tribak 2006).

L'analyse fréquentielle des hauteurs maximales journalière montre nettement une augmentation des fréquences concernant les averses situées entre 33 et 76 mm. Elles correspondent ainsi à des périodes de retour allant de 2 à 5 ans selon les stations. Les hauteurs situées entre 65 mm et 89 mm sont assez fréquentes avec une récurrence de l'ordre de 10 ans. Quant aux valeurs médianes qui dépassent le seuil de 70 mm par jour, elles sont beaucoup plus rares ; leur période de retour dépasse généralement 20 ans. Les valeurs séculaires médianes restent supérieures à 90 mm ; elles atteignent respectivement 92 mm à Taza, 117 mm à Taineste, et 129 mm à Msila. (Tribak 2000).

Outre, les averses quotidiennes maximales, considérées déterminantes sur la dynamique des surfaces, les observations de terrain nous ont montré que des pluies de hauteurs moins élevées, mais successives dans le temps peuvent également engendrer des processus érosifs de grande ampleur.

Une analyse de classes de hauteurs maximales en jours consécutifs sur la même période (1979 – 1996) montre que des valeurs élevées occupent une part importante du nombre total annuel des pluies pour tous les épisodes : pour 2 jours consécutifs, les quantités supérieures à 40 mm représentent pour les trois stations de Taza, Taineste, Msila un pourcentage respectif de 37,3% - 39,4% et 41%. De même pour 4 jours consécutifs, les hauteurs dépassant 80mm représentent 26,3 % à Taza, 34 % à Taineste et 51 % à Msila. Des records très significatifs peuvent être atteints en jours consécutifs. A Msila 156 mm ont été déversés en 2 jours seulement, du 21 au 22 décembre 1981 ; soit 50% du module mensuel qui était de 313 mm. La même station a reçu 175,8 mm en 3 jours au mois de janvier 1987 et 287mm en 13 jours consécutifs au mois de décembre 1996.

Les épisodes pluvieux supérieurs à 4 jours consécutifs restent rares par rapport aux autres séquences. A Msila, par exemple, ils ne représentent que 40 cas contre 127 pour 2 jours. Cependant, on note l'importance des quantités de pluies reçues pendant ces épisodes, dont 52,5% des cas dépassent 120mm. L'exemple le plus démonstratif est celui de Taineste qui a enregistré 419 mm en 19 jours consécutifs au mois de décembre 1996.

La connaissance des fréquences probables des événements pluviométriques maximaux en jours consécutifs permet de prendre en compte les fréquences des risques que peuvent engendrer des averses successives pendant quelques jours, surtout que les écarts entre les quantités des différentes séquences temporelles sont parfois importants. Des valeurs décennales pendant une séquence de 3 jours donnent respectivement pour les trois stations de Taineste, Taza et Msila, 156 - 124 mm et 152 mm. Ces valeurs dépassant le seuil de 150 mm sont certainement capitales par leurs conséquences morphogéniques ; elles aboutissent généralement à des phénomènes d'érosion de grande ampleur. La station de Msila nous offre des exemples illustratifs : au mois de décembre 1979 elle a reçu une quantité de 168 mm en 3 jours ; pour la même séquence elle a enregistré en janvier 1987 une quantité de 175 mm et 157 mm en janvier 1996. L'effet des pluies séculaires est plus perceptible ; l'exemple le plus spectaculaire est celui de novembre 1962, où une quantité de 202 mm a été déversée en 3 jours seulement (station Taza).

De fortes intensités horaires caractérisant certains de ces événements pluviométriques sont de nature à produire de grands coefficients de ruissellement et exacerber le cours de l'érosion. Elles sont, généralement, très élevées pour les courtes durées, mais s'affaiblissent une fois que les durées deviennent plus longues. Les intensité maximales en 5 mn atteignent des records très importants ; 56.5 mm/h en octobre 1979, 54.4 mm/h en février 1980, 82.2 mm/h le 29/01/1986 et 55.5 mm/h le 7/11/1987. Cependant, les intensités maximales en 60 mn dépassent rarement les 10 mm/h. Des intensités maximales exceptionnelles supérieures à 100 mm/h correspondent aux orages très violents du début d'automne ; elles causent des dégâts considérables comme c'était le cas le 29/09/97 où 102 mm/h a été enregistrée).(Tribak 2006).

Les indices d'érosivité, calculés selon l'équation d'Arnoldus, traduisent une agressivité importante des pluies mais restent très variables dans l'espace et dans le temps en fonction de la position des stations et des quantités de pluies annuelles reçues. Il est de l'ordre de 54.56 à Aknoul, 56, 66 à Tighzraïne, 54, 57 à El Kifane, 101,60 à Taineste, 83.5, à Msila 92.4 à Echouyab, 94.4 à Marticha, et 76.0 à Taza (Tribak 2000, Faleh 2004)

2. extrêmes pluvieux et production de l'érosion

Les mécanismes de déclenchement du ruissellement et des incisions linéaires ont été abondamment décrits et analysés par de nombreux auteurs (Kirkby et al 1980, Imeson 1983, Bryan 1987). De manière générale, le ruissellement en nappe apparaît en surface une fois l'infiltrabilité des sols devient inférieure à l'intensité des pluies. Ceci concerne les sols à faible perméabilité aussi bien que les sols dont la surface peut s'imperméabiliser sous l'effet du phénomène dit de battance. La concentration du ruissellement, en cas de persistance de la pluie, lui permet d'acquérir une force de détachement et de mobilisation des particules entraînant la formation d'incisions linéaires (Kirkby 1980). Les observations faites sur le terrain pendant des périodes exceptionnellement pluvieuses ont permis d'étudier certains cas dont la mise en place fait intervenir de manière déterminante la nature et les caractéristiques des pluies en interaction avec d'autres paramètres de pente, de sols et de leurs états de surfaces.

L'agressivité des pluies paraît donc un est un élément essentiel à considérer dans la naissance des formes élémentaires du ravinement ; elle est liée aux deux paramètres intensité/volume des pluies desquels dépend leur capacité de détachement des particules et de production du ruissellement lorsque la capacité de stockage superficiel des sols est dépassée (Auzet 1987). Horton.R.E (1945) a bien reconnu la relation étroite entre l'apparition des formes élémentaire du ravinement et les caractéristiques des fortes averses (Bryan. 1987). L'impact du rejaillissement, dont l'ampleur varie selon l'intensité des averses, est un important facteur qui affecte l'entraînement des particules, en cas d'écoulement en nappe, et leur transport à partir des interfluves des rigoles vers les chenaux (Bryan 1987). Savat et al (1982), ont pu conclure que les rigoles ne se forment que si les conditions hydrauliques, qui restent étroitement dépendantes de la nature des pluies, permettent un transport des particules grossières aussi facilement que celui des particules fines. Des études expérimentales de détail montrent la relation interactive entre la profondeur de l'écoulement et l'efficacité du rejaillissement et, par conséquent, l'effet du transport causé par l'écoulement pluvial sur la formation initiale des chenaux (Moss et al, 1979 in Bryan 1987).

Nos observations sur le terrain, nous ont permis d'identifier 3 types de pluies qui peuvent être à l'origine d'une formation de réseaux de ravinement sur des terrains de nature différente.

- Les averses orageuses qui surviennent en fin d'été et en début de l'automne ; exceptionnelles tant par leur quantité que par leur intensité. Tel était le cas du 4 septembre 1995 : une pluie de 35 mm est tombée en 15 mn ; ce qui donne une intensité moyenne de 140 mm/h. Cette averse est survenue après une longue sécheresse de 127 jours, interrompue seulement par une pluie de 17 mm le 18 juin (station Taza). Le 27 septembre 1997 également: une pluie de 68 mm est tombée en 40 mn, soit une intensité moyenne de 102 mm/h, avec par moments, de fortes intensités qui dépassent probablement 120 mm/h. Le caractère brusque et violent de ces pluies leur confère des potentialités d'érosion très élevées surtout lorsqu'elles se produisent en pleine période sèche. Elles l'emportent largement sur les autres paramètres et ont ainsi une incidence déterminante sur la capacité d'ablation et de transport favorisant l'apparition d'incisions sur la plupart des terrains qu'elle que soit leur nature et une perte excessive au sein de la couche arable des sols. (Tribak 2006)

- Des pluies en jours consécutifs, précédemment analysées, alimentent efficacement les différents processus érosifs. Elles sont surtout efficaces pendant la saison d'automne, et en début d'hiver en raison de la mise à nu des terrains et de leur état de surface très sensible à l'érosion. Les épisodes pluvieux survenus au mois de décembre 96 constituent un exemple très démonstratif. :

Tab. 1 : Répartition des pluies quotidiennes au mois de décembre 1996.

quantités stations	0-20 mm		20-40 mm		40-60 mm		60-80 mm		total	% pluies > 20 mm
	N	%	N	%	N	%	N	%		
Taza	18	81.8	2	9	1	4.5	1	4.5	22	18
Msila	12	57.1	8	38	1	4.8	0	0	21	42.8

Il s'agit de trois épisodes où le taux des pluies supérieures à 20 mm était très important (tab 1). Les fortes quantités, telles 66 mm, enregistrées à la fois dans les deux stations de Taza et Had Msila le jour du 24 décembre sont déterminantes sur le plan morphogénique. Des intensités calculées pour des pluies analogues reçues en novembre 87 donnent des valeurs situées entre 8.4 et 55.2 mm/h en 5 mn.

Le premier épisode pluvieux du 5 au 10 décembre qui a donné 133 mm à Taza et 137 mm à Msila, avec deux pluies quotidiennes dépassant 35 mm, a été certainement suffisant pour déclencher une série d'incisions linéaire. Le deuxième épisode du 14 au 25 totalisant 161 mm à Taza et 287 mm à Msila, a certainement été décisif dans la naissance d'autres entailles, mais surtout dans l'évolution spectaculaire de celles déjà mises en place. Les pertes en terre subies par ces terrains sont énormes. Elles sont d'autant plus importantes que certaines conditions de pentes, longues et concaves, facilitent l'action d'incision et de transport. Des essais de quantification localisés à partir des dimensions des rigoles au niveau de certaines parcelles, bien qu'elles soient très approximatives, montrent effectivement des pertes considérables. ; elles étaient estimées dans certaines portions de versants, intensément affectés, à environ 595 t/ha (*Tribak 2000 et 2002*).

Ces épisodes pluvieux assurent également une rapidité d'évolution des ravines d'érosion déjà existantes. Les observations faites en 1996 au sein d'une ravine taillée sur les marnes miocènes montrent que des séquences de remblaiement et déblaiement se succèdent pendant ces épisodes assurant un recul important des parois et une évolution rapide des incisions comme le montre le tableau suivant.

Tab. 2 : Evolution saisonnière d'une ravine taillée dans les marnes miocènes (période 1995 – 96)

Période	Sept-oct 95	Nov-déc 95	Jan-mars 96	Avr-mai96	Déc 96
Pluie /mm S :B.Mrouj	29	277	700	150	399
Processus dominant	Incision linéaire	Ravinement des parois , incision du lit	Glissements pelliculaires, suffosion	Erosion faible sur les parois	Ravinement des parois, glissements pelliculaires
Nature d'évolution	Nettoyage creusement du lit	Creusement, recul localisé des parois	Comblement, recul des parois	Evacuation partielle des dépôts	Nettoyage et creusement au sein du lit

- Des pluies orageuses de moyenne à forte intensité qui surviennent après des sécheresses intercalaires au cœur de la saison d'hiver et même au printemps, et peuvent déclencher quelques griffures sur certains terrains en pente là où les états de surface le permettent (*terrains nus et fortement fendillés, terrains récemment travaillés*). Le cas qui peut illustrer ce propos est celui du mois de février 1992. Après une sécheresse absolue de 63 jours (du 16.12.91 au 17.02.92), la station de Msila a enregistré une quantité de 70 mm en 3 jours

consécutifs, répartis comme suit : 20.4 mm le 18, 18.5 le 19, et 31 mm le 20 février. Ces pluies probablement très intenses ont été suffisantes pour engendrer certaines rigoles sur les terrains en pente, toujours nus à cette date.

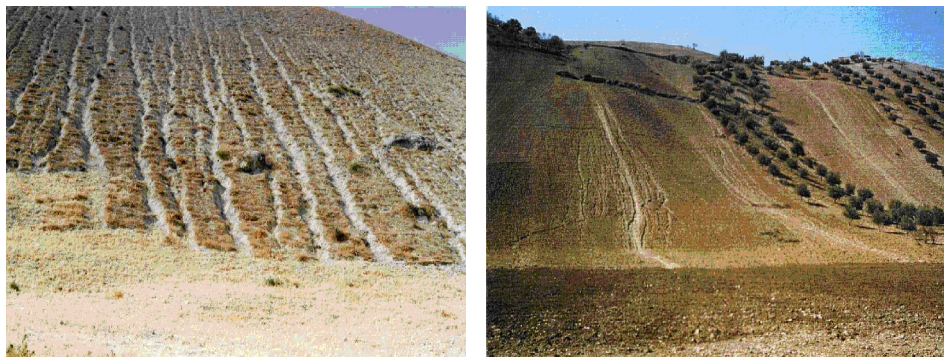


Photo 1-2 :
Naissance de séries d'incisions linéaires sur des versants marneux suites à des averses orageuses exceptionnelles

Conclusion :

L'analyse précédente montre une nette concentration d'évènement climatiques extrêmes dans le temps, bien que ces derniers soient peu fréquents, et reflète par conséquent une certaine agressivité du climat montagnard rifain. Cette agressivité climatique constitue un facteur déterminant qui explique pour une bonne part l'intensité des processus érosifs et l'énormité des pertes en terres dans ces milieux. L'évaluation quantitative de l'érosion hydrique dans cette région du Rif montre que les pertes moyennes en sols dépassent nettement les seuils de tolérances. Des essais de quantifications d'après la formule de WISCHMEIER dans le sous bassin de l'Oued Tleta donnent une perte moyenne de 61,42 t/ha (Tribak *et al* 2006). Dans le bassin versant de l'Oued Nakhla dans le Rif occidental pertes sont de l'ordre de 65 t/ha/an au niveau du champ (Naimi *et al* 2004). L'énormité des pertes en terre enregistrée annuellement reflète l'importance du rythme accéléré de l'érosion dans l'ensemble de la montagne rifaine que des projets d'aménagement envisageables doivent prendre en considération.

Bibliographie

- AUZET.A.V , LILIN. Ch et PAULET . B . 1987 : l'érosion des sols par l'eau dans les régions de grande culture : Aspects agronomiques . *CEREG* , Strasbourg 60 p.
- BRYAN.R.B 1987 : Processes and significance of rill development , *Catena sup* **8** pp : 1-5
- IMESON.A.C 1983 : studies of erosion thresholds in semi-arid areas.Field measurement of soil loss and infiltration in northern Morocco. *Catena Sup* . **4** pp: 79 - 88
- KIRKBY. M.J et al. 1980: Soil erosion. *John Wiley and sons*
- NAIMI M , TAYAA M et OUZIZI S : 2004 : Cartographie des formes d'érosion dans le bassin-versant de Nakhla (Rif occidental, Maroc) *Sécheresse* **1E**N° 2 2004
- SAVAT.J et DE PLOY. J. 1982 : Sheetwash an drill development by surface flow. In Bryan R and Yair A. badland geomorphology and piping. *Geobooks*, Norwich pp 113 – 126.
- 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** , pp : 227 – 245 Armand colin, paris 2002
- 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)
- TRIBAK, A 2006 : impacts des phénomènes pluviométriques exceptionnels sur les milieux montagnards marocains : cas du Prerif oriental , Actes du XIX colloque de l'association internationale de climatologie « les risques liés au temps et au climat » Epernay Septembre , 2006 pp : 526 - 531

DES PHENOMENES CLIMATIQUES DU RISQUE DE LA PERIODE FROIDE DE L'ANNEE DANS LES COLLINES DE L'OUEST DE LA ROUMANIE

TRIF OLGA VALENTINA

Université d'Oradea, valentina_t_ro@yahoo.com

Résumé : Les Collines d'Ouest ont un climat tempéré continental, modéré grâce aux influences climatiques océaniques. Bien que pendant la période froide de l'année la température baisse au-dessous du zéro, provoquant toute une série de phénomènes climatiques qui peuvent influencer l'organisme humain et ses activités, ceux-ci ne constituent pas de risques climatiques. De toute la superficie du pays les collines sont le plus protégées contre les phénomènes de risque climatique de la période froide.

Mots clés: risque climatique, froid, collines, confort thermiques

Abstract : Western hills have a moderate continental climate thanks to oceanic climates. Although, in the cold season of the year, temperature falls below zero provoking a series of climatic phenomena having an influence on the human body and his activities which doesn't constitute any climatic risk. Taking into consideration all the surface area of the country hills are the mostly protected against climatic risk phenomena of the cold season.

key words : climate risk, frost, hills, thermic ease.

Les Collines d'Ouest représentent une superficie de terre discontinue, développée aux confins ouest des Carpates Occidentaux. [1]. Les Collines d'Ouest, unité de passage de la zone de montagne à celle de plaine, se présentent comme une suite de cimes aux crêtes aplaties, séparées par des vallées généralement divergente et souvent très larges, déboisées. [2]. Les collines se maintiennent à des altitudes de 200–350 m.

Ayant une position frontale par rapport aux masses d'air d'ouest et sud-ouest, les collines analysées se caractérisent par un climat tempéré continental modéré. Le climat est spécifique aux régions de collines, en plus une diminution des amplitudes thermiques et un accroissement des valeurs pluviométriques à cause des influences climatiques d'ouest.

De point de vue thermique, les collines mentionnées sont traversées par les isothermes de 9°C - 8°C des températures moyennes annuelles. La température moyenne du mois le plus chaud (juillet) est de 20°C à 18°C. Au mois de janvier on enregistre entre -2°C et -4°C. On remarque une croissance des températures vers le sud, grâce aux influences climatiques subméditerranéennes et aux dispositions latitudinales. L'amplitude thermique est de 21°C. Dans les dépressions intramontagneuses, apparaît le phénomène d'inversion thermique.

Du point de vue précipitations, la circulation des masses d'air humides, venant d'ouest (océaniques) détermine des quantités relativement importantes des précipitations. La moyenne se situe entre 650–800 mm. Les maxima pluviométriques atteignent des valeurs de 900 mm/an. La neige tombe environ 25–30 jours/an et il y a environ 60 jours où la terre est couverte de neige.

Du point de vue éolien, les Collines d'Ouest sont comprises dans la circulation générale à l'ouest. Le phénomène de phoenisation apparaît.

Les données météorologiques utilisées dans l'analyse des phénomènes climatiques de risque ont été fournies par des observation météorologiques des stations Baia Mare, Zalău, Supuru de Jos, Borod et Dumbrăvița de Codru. La période d'observation comprend l'intervalle 1971 – 2002, exceptant les stations; Dumbrăvița de Codru qui fonctionnent depuis 1982, Ineu, depuis 1979, Șiria Cetate – qui a commencé son activité en 1984 et Holod, depuis 1972.

Nr. crt.	Station météorologique	Alt. m.
1.	Baia Mare	216 m.
2.	Zalău	295 m.
3.	Supuru de Jos	159 m.
4.	Borod	333 m.
5.	Holod	164 m.
6.	Dumbrăvița de Codru	586 m.
7.	Ineu	110 m.
8.	Șiria Cetate	477 m.

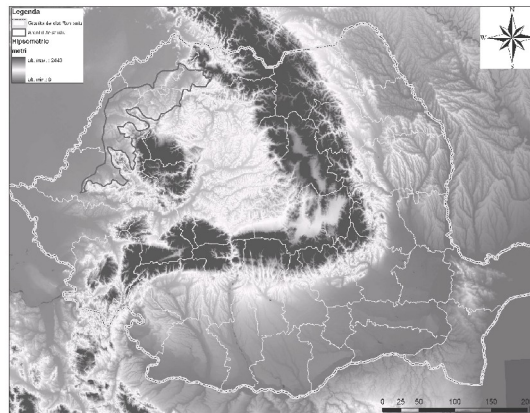


Figure 22 – Station météorologique et Les Collines d'Ouest

Le risque suppose l'existence de deux aspects: un phénomène physique qui agissent sur la société et la partie qui en souffre. A la base de tous les phénomènes climatiques de risque de la période froide de l'année se situe la température négative qui les détermine et les entretient. Ces températures ont pour conséquence l'apparition de certaines situations qui mettent en danger l'homme (l'être humain) du point de vue de l'organisme biologique mais aussi des activités qu'il déploie: les vagues de froid et les températures très négatives, les inversions de température, la gelée et le givre.

1. Les vagues de froid

Les vagues de froid sont mises en évidence par des extrêmes thermiques. Pour la zone à laquelle se rapporte cette étude, elles sont le résultat de l'anticyclone de Groenland et de celui de l'est européen. Quelque fois, mais les cas sont vraiment rares, elles sont dues à l'anticyclone sibérien.

Les refroidissements les plus intenses correspondent à des températures moyennes mensuelles égales ou inférieures à 10° C et des températures minimales de -30°C ou même moins.

Selon les données météorologiques l'hiver 1985 s'est caractérisé par la présence d'une vague de froid qui a affecté l'homme en tant qu'organisme mais aussi dans ses activités. Les valeurs enregistrées prouvent que le territoire occupé par les Collines d'Ouest, au nord du Mureș est moins exposé aux refroidissements et cela, grâce aux influences climatiques océaniques et aux caractéristiques de la surface active, qui atténue l'installation des vagues de froid. On observe aussi que les moins du janvier et février sont les plus exposés aux vagues de froid.

2. Le gel et le frimas

Le gel et le frimas sont des phénomènes climatiques d'hiver, fréquents dans la zone des Collines d'Ouest, à cause de la position latitudinale de notre pays. Le gel est défini comme l'intervalle de temps au cours d'une journée, où la température de l'air descend au moins une fois au-dessous du zéro°C. Lorsque la température de l'air reste négative toute la journée, on l'enregistre comme « un jour d'hiver » [3].

Le gel est un phénomène qui influence l'atmosphère, la surface terrestre et le sous-sol. Mais le plus rapidement le gel apparaît au niveau atmosphérique près du sol.

Le frimas est un phénomène météorologique qui se produit à la surface du sol, sous la forme des cristaux de glace de différentes formes. Il apparaît pendant la nuit et le matin avant

le lever du Soleil, dans des conditions de calme et temps frais. Entre les deux phénomènes, le gel et le frimas, il y a une étroite liaison, le frimas apparaît toujours après l'installation du gel, mais le gel n'implique pas obligatoirement l'apparition du frimas. Les conditions pour que le frimas se produise supposent l'existence des masses d'air caractérisées par des températures négatives de -2 à -3°C, un temps calme, un vent faible (< 2m/s), une humidité relative au-dessus de 80%, un ciel dégagé, une insolation puissante pendant la journée et une radiation effective grande la nuit. Grâce à ces conditions, le frimas apparaît surtout dans les vallées.

Les deux phénomènes météorologiques, cités deviennent des phénomènes de risque, surtout lorsqu'ils se produisent en dehors de leur saison, pendant les saisons de transition (printemps et automne). Trois catégories de causes se situent à la base de l'apparition du gel et du frimas: la circulation des masses d'air, les caractéristiques de la surface active et les particularités des éléments météorologiques.

Parmi les caractéristiques de la surface active, qui influencent l'apparition hâtive ou tardive du gel et du frimas il faut citer la fragmentation du relief, l'exposition des versants face à l'advection des masses d'air et face à la radiation solaire qui influence la répartition de gel: les pentes d'ouest situées devant les masses d'air sont beaucoup plus exposées que celles d'est. Les vallées des grandes rivières atténuent l'apparition et la persistance du phénomène. Un autre facteur qui atténue le gel est le tapis végétal naturel, représenté dans le cas des Collines d'Ouest par la forêt de feuillus même si elle s'étend sur des surfaces relativement réduites. La couleur et le degré d'humectation du sol influence le gel et le frimas, qui s'installent plus rapidement sur les sols noirs et secs. La couche de neige contribue à l'accroissement du refroidissement radiatif à sa surface, mais elle maintient une température constante, donc elle a un rôle protecteur pour les plantes à sa limite inférieure [4].

Le gel et le frimas sont influencés par des éléments météorologiques tels: la nébulosité causée par les nuages bas, stratiformes, qui empêchent l'installation du gel et du frimas. La pression élevée favorise l'apparition du gel, à cause de l'humidité plus petite à laquelle elle est associée. Le vent a une action plus complexe car d'une part il favorise le gel advectif, par l'accroissement de l'évaporation et la baisse de la température et d'autre part il empêche le gel de radiation car il uniformise l'air de point de vue thermique. L'humidité accentuée empêche le processus d'apparition du gel et du frimas.

La date moyenne du premier gel et du premier frimas diffère dans le temps et dans l'espace, suite aux influences climatiques extérieures. Le premier gel apparaît plus rapidement au nord de la région par rapport à la partie méridionale. Selon les données météorologiques la date moyenne du premier gel se situe entre le 25 septembre et le premier octobre.

La date moyenne du dernier gel est située entre le 21 avril et le premier mai dans la région étudiée des Collines d'Ouest. Le nombre moyen annuel des jours glaciaux s'étend entre 93 et 106. Les dates extrêmes se rapportant au gel d'automne montrent que le gel le plus hâtif a été enregistré au mois de septembre et le plus tardif au mois de mai. En ce qui concerne le nombre moyen mensuel et annuel de jours glaciaux, la plus grande fréquence appartient au mois de janvier, la moyenne étant de 23 à 25 jours.

Le gel et le frimas deviennent des phénomènes climatiques de risque pour l'homme dans le cas où:

- ils se produisent en dehors de la saison, 2 à 3 semaines à l'avance en automne ou plus tard au printemps par rapport aux dates moyennes;
- quand la région est exposée à l'advection directe de l'air froid, située devant le barrage orographique;
- lorsque l'air en déplacement est extrêmement froid, d'origine arctique;
- lorsque le gel a une origine mixte (advective - radiative);

- quand le gel est présent autant dans l'air que dans le sol;
- quand le gel est accompagné par d'autres phénomènes météorologiques d'hiver (le frimas la chute de neige);
- quand il occupe (couvre) de grandes superficies (étendues);

3. La couche de neige

La couche de neige se forme dans des conditions de températures négatives à la surface du sol et dans l'air, de chutes de neige et des conditions de calme atmosphérique. Grâce à ses propriétés physiques, la couche de neige influence effectivement le régime thermique de l'air. Parce qu'elle réfléchit une grande partie de la radiation solaire incidente, sa surface se refroidit intensément et ainsi amène – t – elle la baisse de la température de l'air. Dans la plupart des cas la couche de neige ne se forme pas à la première chute de neige à cause des températures assez élevées au niveau du sol, qui ne permettent pas l'accumulation de la neige. Sur le territoire des Collines d'Ouest du nord du Mureş, la couche de neige ne se dépose pas uniformément et souvent elle est discontinue.

Les causes génétiques qui déterminent l'apparition de la couche de neige sont: la circulation générale de l'atmosphère et les particularités de la surface active. La couche de neige, conséquence des chutes de neige, apparaît à la suite de l'interaction entre les masses d'air froid polaire et arctique, produit surtout par les anticyclones: groenlandais, scandinave et est-européen et l'air chaud, tropical produit par les cyclones européens ayant une évolution normale et rétrograde [4]. Grâce aux caractéristiques de la surface active, la couche de neige n'est pas uniforme. La fragmentation accentuée détermine l'accumulation de la couche de neige.

La date moyenne de la première couche de neige est située pendant la première décennie du mois de décembre et la date moyenne de la dernière couche de neige est enregistrée au mois de mars. Le nombre moyen des jours ayant le sol couvert dépasse un peu le nombre moyen des jours ayant des chutes de neige. Le nombre annuel des jours ayant une couche de neige varie entre 40 et 60 jours, le nombre plus grand appartenant à la station Baia Mare, au nord de l'aire analysée. Cette réalité est due aux influences climatiques du nord de l'Europe, qui amènent des précipitations solides qui favorisent la formation d'une couche de neige. Le mois de janvier compte le plus grand nombre de jours où le sol est couvert de neige – en moyenne 17–18 jours.

La couche de neige est un phénomène climatique de risque autant par sa présence que par son absence. Par sa présence elle peut influencer négativement l'agriculture, en déterminant des engelures aux cultures, au cas où elle apparaît en dehors de la saison. Lorsqu'elle est accompagnée par de violentes tempêtes de neige, elle peut provoquer des enneigements et des blocages qui arrêtent les activités humaines. Une couche de neiges plus épaisse, située sur les versants peut être la cause des avalanches, surtout si le tapis végétal manque, provoquant toute une série de processus de versant. Le manque de la couche de neige peut produire certains risques indirects: faciliter les gels puissants pendant l'hiver et la gelure des cultures ensemencées en automne.

L'intervalle de risque pour la couche de neige est donné par la période de l'année où son influence est négative et peut produire des dégâts, respectivement l'automne et le printemps. L'intervalle du risque d'automne s'étend entre la date de la plus hâtive couche de neige et la date moyenne de la première couche de neige du début de la saison froide, c'est à dire, la première moitié du mois de décembre. L'intervalle du risque de printemps est situé entre la date moyenne de la dernière couche de neige et la date de la plus tardive couche de neige de la fin de la saison froide, c'est à dire la première moitié du mois de mars.

Un autre aspect lié à ce phénomène climatique de risque inclut aussi l'épaisseur de la couche de neige. La couche de neige atteint une moyenne maximale jusqu'à 10 cm. Au mois de janvier, mois où l'on enregistre aussi le maximum absolu, de 45 cm à la station Borod. La couche de neige est présente au cours de l'année du mois de décembre jusqu'au mois d'avril.

4. La tempête de neige

La tempête de neige est un phénomène climatique de risque d'une grande complexité, à cause du fait qu'elle est le résultat de l'action du vent et de la quantité de neige au sol. Selon Țașteea, la tempête de neige est définie comme un transport de neige au-dessus de la surface de la terre, provoqué par un vent suffisamment puissant et turbulent, accompagné ou pas de la neige. La tempête de neige devient un phénomène de risque lorsque la vitesse du vent dépasse 11m/s et la couche de neige est de plus de 25-50 cm. [4].

La tempête de neige peut influencer les Collines d'Ouest pendant la saison d'hiver, mais aussi pendant les saisons de transition. Ainsi l'intervalle favorable à l'apparition de la tempête de neige est la dernière décade du mois de janvier et la première du mois de février. Du point de vue de sa durée dans les Collines d'Ouest, ce phénomène a la plus courte durée (des jours successifs) du pays: 2 jours et la plus courte durée de la tempête de neige, de quelques heures seulement.

5. Des dépôts de glace

Les dépôts de glace, quelle que soit leur forme, constituent des phénomènes climatiques de risque, qui influencent en grande mesure l'homme et ses activités. Ils sont le résultat des phénomènes météorologiques tels: le frimas, le givre, le verglas, le gachis, etc.

Les dépôts de glace agissent de deux manières: par les températures négatives dans les quelles ils se maintiennent et par l'action mécanique qu'ils exercent sur les composants de l'environnement (du milieu).

L'apparition de ce phénomène climatique de risque est due à des causes multiples. La principale est constituée par la circulation générale de l'atmosphère, le remplacement d'un champ atmosphérique à pression en diminution par un autre anticyclonique en extension ou le remplacement d'un champ de forte pression par un autre à pression faible, fait qui détermine le gel et la sublimation des vapeurs d'eau qui constituent la genèse de quelques types de dépôt [5]. Grâce à l'action complexe des différents phénomènes climatiques d'hiver sur des dépôts de glace se forment d'autres et ainsi ils acquièrent une structure mixte, combinée. Il y a deux types de dépôts de glace: simples (dus à un seul phénomène climatique) et complexes (le résultat de plusieurs phénomènes).

Les conditions de formation de dépôts de glace se réunissent pendant les mois d'hiver, du mois de novembre jusqu'au mois de février. La sublimation de vapeurs d'eau de l'air brumeux, de la bruine ou de la pluie détermine l'apparition du frimas et du givre cristallin. Par le gel des gouttes fines de bruine ou de pluie sur la surface surglacée avec laquelle elles viennent en contact se forment le verglas et la bruine granuleuse. On peut placer la date moyenne du premier dépôt au mois de novembre, début décembre, et la date moyenne du dernier dépôt pendant la deuxième moitié du mois de mars. Les dates extrêmes d'apparition du premier et du dernier dépôt de glace sont décalées d'un mois au maximum [4].

Le nombre interannuel de jours aux dépôts de glace dans les Collines d'Ouest se situe entre 20 et 30, valeur qui n'est pas dépassée par le nombre maximum des dépôts de glace. Le verglas provient des gouttelettes d'eau surrefroidies qui, tombant sous la forme de pluie ou de bruine sur la surface froide du sol et des différents objets, gèle, formant une couche de glace luisante, compacte, homogène et transparente. D'habitude le verglas se forme au passage des

fronts et celui de l'advection de l'air chaud et humide sur des surfaces très froides (aux températures négatives). Le nombre maximum de jours ayant du verglas est enregistré à Baia Mare, station la plus septentrionale du domaine analysé, station située au pied d'un massif montagneux. Les stations Ineu et Dumbrăvița de Codru ont les plus petites valeurs. Le phénomène de verglas apparaît pendant les mois d'hiver et surtout au mois de décembre et janvier. Le verglas de plus hâtif a été enregistré à Șiria, station la plus méridionale et ayant la plus faible altitude.

Conclusion

Les Collines d'Ouest grâce à leur position et à leurs conditions physico-géographiques présentent un climat tempéré continental modéré. Le dépassement des valeurs moyennes des paramètres des phénomènes climatiques conduit à l'apparition des phénomènes climatiques de risque, phénomènes qui influencent négativement l'homme en tant qu'organisme biologique et élément social.

L'analyse des données météorologiques de la période 1971-2002 prouve que les Collines d'Ouest ne souffrent pas fréquemment et brutalement des phénomènes climatiques de risque. Même si ceux-ci se produisent, ils ont un caractère isolé, de brève durée et dans ces conditions l'homme prend ses mesures de contrecarrer leurs effets.

Bibliographie sélective

- [1]. Măhăra, Gh., 1996 *Les Collines des régions de Banat et Crisana*, Analele Universității din Oradea, Seria Geografie, **Tom VI**;
- [2]. Gaceu, O., 2005, Le climat et les risques climatiques des Monts Bihor et Vlădeasa, *Editura Universității din Oradea*;
- [3]. Gaceu, O., 2002 *Eléments de climatologie pratique*, Editura Universității din Oradea;
- [4]. Bogdan, O., Niculescu E., 1999 Des risques climatiques de Roumanie, *Sega International, București*, 280
- [5]. Cheval S., Croitoru A., Dagne D., Dragotă, C., Gaceu O., Patriche C., Popa I., Teodoreanu E., Voiculescu M. 2003, Indices et méthodes quantitatives utilisées en climatologie, *Editura Universității din Oradea*;120
- [6] Cristea M., 2004 Les risques climatiques dans le bassin hydrographique des Cris, *Editura Abaddaba, Oradea*;
- [7]. Teodoreanu E., 1994, Les caractéristiques bioclimatiques de la période froide de l'année, *Studii și cercetări de geografie, Tomul XLI, București*;

RYTHME DES PRECIPITATIONS ET TOURISME SUR LA REGION COTIERE DU CAMEROUN

Maurice TSALEFAC ¹ et Béatrice LENGUE FOBISSIE ²

¹Département de Géographie, Université de Yaoundé I, Cameroun

Tél. (237)7752385 email : mtsalefac@hotmail.com

²Département de Géographie, Université de Dschang

Tél. : (237) 774 15 76 email : blenguef@yahoo.fr

Résumé : Le Cameroun, pays situé en Afrique centrale entre le 2^e et 13^e degré de latitude nord et le 9^e et 16^e degré de longitude Est, est généralement considérée par ceux qui l'ont visité comme une « Afrique en miniature » ou comme un « raccourci de tout le continent africain » du fait de la diversité et de la variété de ses paysages largement dépendant du climat et du relief. C'est dire que ce pays peut valablement miser sur le tourisme pour son développement. Mais jusqu'ici il n'a donné la priorité qu'à l'agriculture. Avec les aléas climatiques de ces dernières décennies qui ont éprouvé le monde rural, l'Etat camerounais a ressenti la nécessité de développer d'autres activités pouvant accroître le revenu national et réduire la précarité des paysans ; d'où la multiplicité des actions menées en faveur du tourisme. C'est pour apporter notre contribution à la promotion de cette activité que nous avons étudié le climat comme ressource touristique potentielle des régions côtières camerounaises.

En effet, cette région située entre le 2^e et 5^e degré de latitude Nord et entre le 8°30' et 10°30' de longitude Est, est déjà, du fait de sa situation au bord de la mer, considérée comme une région touristique par excellence. Elle est cependant insuffisamment exploitée malgré ses plages parfois sableuses parfois rocheuses, bordées d'un côté par un paysage de cocotiers et de palmiers à huile et de l'autre, par une mer d'un bleu limpide.

Mais les occasions de visiter cette plage sont réduites en raison d'un rythme climatique équatorial voire tropical humide qui laisse très peu de temps aux activités récréatives de plein air et le loisir. En partant de l'hypothèse que c'est finalement le climat qui détermine les activités touristiques sur les côtes camerounaises, une analyse statistique des données climatiques fines pour la période 1990-2005 permet de déterminer les rythmes pluviométriques journaliers dans cette région du Cameroun. Un calendrier de fréquentation de ces côtes est ensuite proposé en vue de la promotion d'un « tourisme durable ».

Mots-clés : Cameroun, rythme pluviométrique, potentiel touristique, calendrier de fréquentation.

Abstract: Cameroon is a country situated in central Africa between the 2nd and the 13th degree of Northern latitude and between the 9th and the 16th degree of Eastern longitude, and it is generally considered as "African in miniature" and or as "the foreshortening of the African continent" by those who have had the opportunity to visit as a result of the diversity and variety of its landscapes which largely depend on climate and relief. This implies that the country can validly stake on tourism for its development. But up to this juncture priority has been given only to agriculture. Considering the climatic vagaries of the last decades that stanchied the rural world, the Cameroon government felt the necessity of developing other activities capable of increasing national revenue while reducing the precariousness of peasants, thus the multiplication of actions in favour of tourism. It is to contribute our quarter to this activity that we have studied climate as a potential touristic resource of the coastal regions of Cameroon.

In effect, this region situated between the 2nd and 5th degree of the Northern latitude and between 8°30' and 10°30' of Eastern longitude is already as a result of its sea border situation considered as an excellent touristic region. It is nevertheless unexploited in spite of its sandy and rocky beaches bordered by coconut and palm nut trees on one side and on the other side by the blue sea.

But the chances for visiting these beaches are reduced as a result of an equatorial or humid tropical climatic rhythm that allows less time for open air recreational and leisure activities. From the hypothesis that, it is climate which determines touristic activities on the Cameroon Coast, a statistical analysis of climatic data for the period 1991-2003 permitted us to determine the daily pluviometric rhythm within this region of Cameroon. A calendar for visiting these coasts is then proposed for the promotion of "sustainable tourism."

Key words: Cameroon, pluviometric rhythm, touristic potential, calendar for frequenting.

I. Introduction

1.1. Présentation du milieu

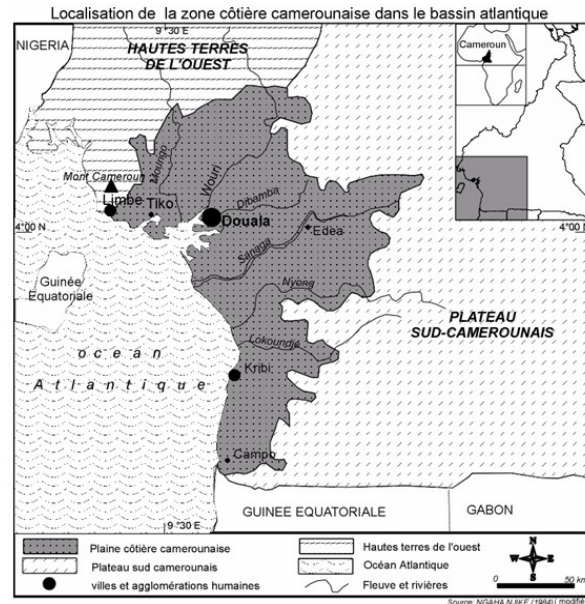
1.1.1. Situation

Le Cameroun est un pays de l'Afrique centrale, situé dans le golfe de Guinée, sur la façade occidentale. Il a schématiquement la forme d'un triangle dont la base longe le 2^{ème} parallèle nord, tandis que le sommet se trouve au lac Tchad un peu après le 13^{ème} parallèle. Il s'étire alors de la Baie de Biafra au lac Tchad entre le Nigéria, le Tchad, la République Centrafricaine, le Congo, le Gabon et la Guinée Equatoriale (figure 1).

1.1.2. originalité de la région côtière camerounaise

La région côtière du Cameroun est le domaine du climat équatorial, avec deux types : le type guinéen, dont la nuance kribienne (2000 mm/an) règne entre Kribi et Campo, et le type camerounien (4000 mm/an) ou climat équatorial de mousson qui règne dans la région de Douala, Tiko, Idenau.

Figure 1 : Localisation de la zone côtière du Cameroun.



1.2. Problématique

1.2.1. Des ressources touristiques sous exploitées

La région côtière du Cameroun est un milieu physique assez original. C'est une région touristique par excellence avec des destinations balnéaires comme les villes de Kribi et de Limbé, la ville de Douala qui constitue en elle-même une véritable attraction, le Mont Cameroun, volcan actif qui abrite la station la plus pluvieuse du monde (10 000 mm/an à Diboundja), d'intenses activités de pêche et d'exploitation pétrolière. De plus, des populations venues de l'intérieur du pays y migrent massivement à la recherche du mieux être social. Avec ces atouts, le Cameroun peut valablement compter sur le tourisme pour son développement, mais jusqu'ici, il n'a fait priorité qu'à l'agriculture.

1.2.2. La recherche de nouveaux axes

Les aléas climatiques de ces dernières décennies ont éprouvé le monde rural. L'Etat camerounais a ressenti la nécessité de développer d'autres activités pouvant accroître le revenu national et réduire la précarité des paysans ; d'où la multiplicité des actions menées en faveur du tourisme. Mais la région côtière du Cameroun à fort potentiel touristique est aussi la plus pluvieuse : les quantités énormes de précipitations (2000 à 10 000 mm/an) qui y tombent, perturbent très souvent les déplacements touristiques. D'où la nécessité de bien connaître ce climat afin de mieux planifier le tourisme et les activités de plein air dans la région. Cela nous amène à :

- Evaluer le poids du climat comme ressource touristique ;

- Déterminer les rythmes pluviométriques journaliers de la région côtière du Cameroun ;
- Proposer un calendrier de fréquentation de ces côtes en vue de la promotion d'un « tourisme durable », partant de l'hypothèse que c'est le soleil qui attire les touristes sur la région côtière du Cameroun.

En effet, depuis les années 1990, des stratégies diverses sont développées par l'Etat camerounais pour lutter contre la pauvreté. C'est pour cela que l'accent est mis entre autre sur l'essor du tourisme. L'objectif gouvernemental est d'atteindre le cap de 500 000 touristes au moins par an. Or cet objectif ne peut être atteint que si les 'trois S' (Sun, Sand, Sea) qui attirent les vacanciers dans les régions côtières sont assurés, ce qui n'est pas toujours le cas sur les côtes camerounaises essentiellement pluvieuses. D'où l'intérêt d'étudier les rythmes pluviométriques journaliers en vue d'élargir le calendrier de fréquentation de la région côtière.

2. Méthodologie

2.1. Sources et collecte des données

Les données secondaires utilisées sont de deux types : 1) des statistiques concernant le flux mensuel des touristes dans la zone d'étude pour la période allant de 2000 à 2004 et qui proviennent du Ministère du tourisme ; 2) les données conventionnelles provenant de la Direction Nationale de la Météorologie ; ce sont des données journalières de précipitations, pour la période 1990-2005 pour quatre stations situées sur la côte.

2.2. Traitement statistique des données

Il a été fait par le logiciel Excel suivant les étapes décrites ci-après :

- le regroupement des données en cinq jours (données pentadaires) pour chaque station côtière et pour les seize années de la période d'étude considérée (au total, six pentades par mois, hormis le mois de février qui n'en a que cinq, soit 71 pentades pour chaque année d'étude) ;
- la seconde étape de traitement consiste à regrouper dans un tableau à double entrée pour chacun des 12 mois de l'année la somme de ces cinq ou six pentades (sens horizontal) en fonction des années d'étude (sens vertical). Ceci nous permet d'observer l'évolution interannuelle des précipitations tous les cinq jours pendant les mêmes périodes de l'année.
- Le calcul de la somme des précipitations de chacun des 71 pentades sur 16 années nous permet de déceler pour chaque station côtière les mois les plus pluvieux et les moins pluvieux d'une part, les années sèches et humides d'autre part.
- La juxtaposition des courbes de moyennes pentadaires des seize années d'étude par station permet de voir l'évolution en continue des précipitations et le découpage des saisons sèches et de pluies, et de déceler des anomalies saisonnières.
- Etant donné la densité des données à traiter, nous avons créé une fonction macro Excel à partir des traitements des données de la première station, pour générer les résultats des autres stations.

3. Résultats

3.1. La répartition des touristes inversement similaire à l'évolution des pluies

La figure 2 montre que les courbes de répartition moyenne pentadaire des pluies ont toutes de allures paraboliques : aplaties aux bords, élevées au milieu. Les sommets évoluent en dents de scies alors que les bords sont relativement plus réguliers.

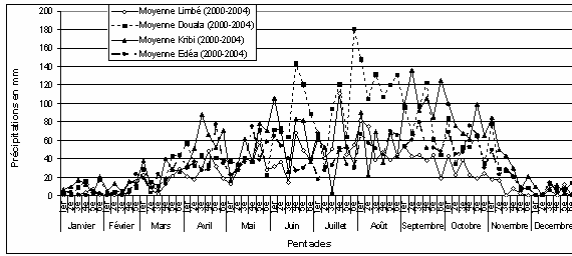


Figure 2 : Moyennes pentadaires des précipitations sur la région côtière du Cameroun (2000-2004).

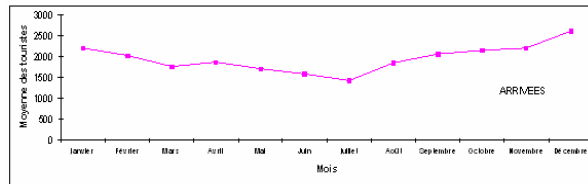


Figure 3 : Arrivées moyennes mensuelles des touristes sur la région côtière entre 2000-2004 ; cette figure laisse voir une parabole renversée avec des bords élevés et le milieu affaissé.

Il apparaît que les mois de décembre, novembre, janvier, février accueillent le plus grand nombre de touristes (figure 3), et dans une seconde mesure les mois de septembre et octobre. Ce qui justifie la forme de parabole renversée que nous avons observée plus haut.

3.2. L'évolution moyenne pentadaire des précipitations

Les courbes de répartition de Douala et de Limbe indiquent l'occurrence fréquente des pentades sèches en pleine saison de pluies (figure 4). Les courbes de répartition de Douala et de Limbe indiquent l'occurrence fréquente des pentades sèches en pleine saison des pluies (figure 5). De même, les saisons sèches peuvent connaître des épisodes de précipitations brèves (figure 6).

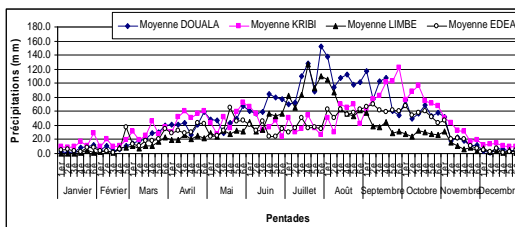


Figure 4 : Moyenne pentadaires des précipitations des quatre stations côtières du Cameroun (1990-2005).

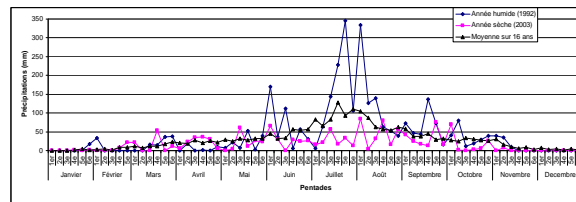


Figure 5 : Comparaison des années sèches, humides avec les moyennes pentadaires de la station de Limbé (1990-2005).

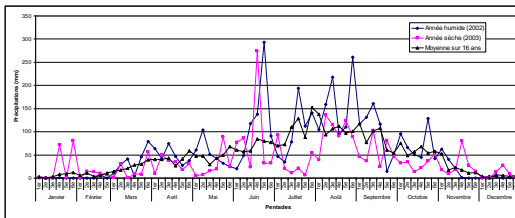


Figure 6 : Comparaison des années sèches, humides avec les moyennes pentadaires de la station de Douala (1990-2005).

On constate un comportement similaire de la pluviométrie dans les stations de Kribi et d'Edéa (figures 7 et 8), avec notamment des pentades sèches survenant en pleine saison des pluies, ou des séquences brèves des pluies tombant en pleine saison sèche.

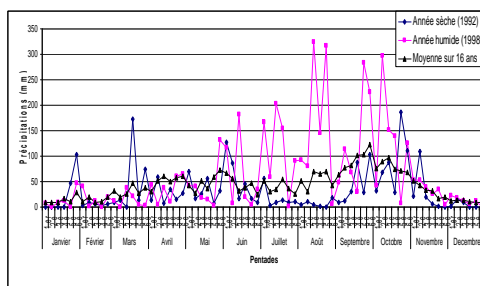


Figure 7 : Comparaison des années sèches, humides et des moyennes pentadaires de la station de Kribi (1990-2005).

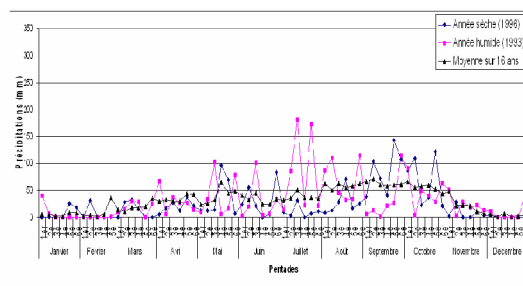


Figure 8 : Comparaison des années sèches, humides et des moyennes pentadaires de la station de Edéa (1990-2005).

Les figures 9, 10 et 11 permettent d'apprécier l'évolution pentadaire mensuelle et interannuelle des précipitations.

Figure 8 : Evolution pentadaire des précipitations de la station de Limbé (1990-2005).

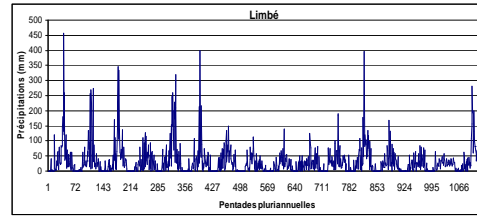


Figure 9 : Evolution pentadaire des précipitations de la station de Douala (1990-2005).

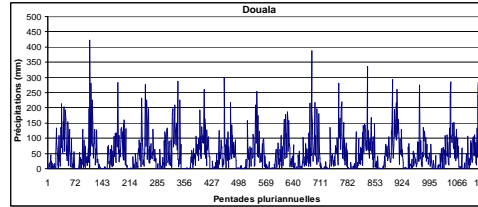
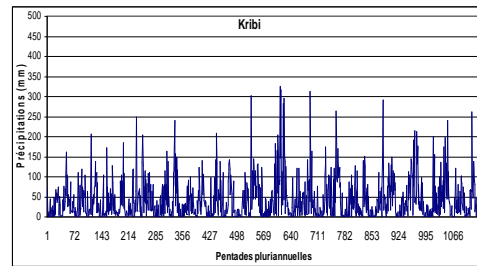


Fig. 10 : Evolution pentadaire sur 16 ans des précipitations de la station de Kribi (1990-2005).



4. Analyse

Le rythme de précipitation est un facteur déterminant pour le touriste. Les figures 2 et 3 ainsi que le tableau 1 montrent que les touristes préfèrent les périodes sans pluie, d'où la similitude inversée entre la courbe de l'arrivée mensuelle des touristes et de la moyenne pentadaire des précipitations.

	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre
Pentades sèches	1 ^{ère}	2 ^{ème}	4 ^{ème}	4 ^{ème}	5 ^{ème}	-	3 ^{ème}	5 ^{ème}
	5 ^{ème}	5 ^{ème}	5 ^{ème}	5 ^{ème}	-	-	4 ^{ème}	-

Tableau 1 : Présence de pentades sèches dans la région du Cameroun côtier.

Les bords aplatis des paraboles correspondent aux saisons sèches de janvier-février et de novembre-décembre, pendant lesquelles on enregistre le maximum de touristes. Les branches ascendantes et descendantes montrent respectivement les débuts et fins des saisons des pluies marquées par une baisse régulière du nombre de touristes, les maxima au sommet des paraboles correspondent aux pentades les plus pluvieuses. Les figures 9 et 10 révèlent que la saison sèche s'étale de novembre à février, comme le montrent les traits foncés horizontaux qui séparent deux années consécutives sur l'axe des abscisses. Kribi enregistre en plus de longue saison sèche de novembre-février, la petite saison sèche de juillet, ce qui justifie le dédoublement des sommets des paraboles (figure 11). L'observation des courbes des années sèches et des années pluvieuses par rapport à une courbe de tendance moyenne (figures 5 à 8) laisse voir (dans l'hypothèse d'un rythme pluviométrique extrême) l'irruption des pentades sèches en pleine saison de pluies (anomalies positives) et des épisodes pluvieux en pleine saison sèche (anomalies négatives sur le plan touristique). Cette tendance se confirme d'ailleurs le long des courbes d'évolution interannuelle (figures 9 à 11). Les saisons sèches sont connues comme périodes touristiques parce que propices aux agréments des touristes. La capitalisation et la gestion de ces anomalies peuvent offrir du beau temps supplémentaire aux touristes et les mettre à l'abri de surprises désagréables. L'analyse des anomalies positives

permet d'élargir le calendrier touristique en vue de générer et d'accroître un flux supplémentaire de touristes.

5. Discussion

L'agrément climatique, d'après Besancenot (1990), se confond avec le « beau temps » indispensable pour des activités de plein air. Le soleil, le ciel bleu et l'absence de précipitations gênantes sont tellement recherchés par les vacanciers. L'ensoleillement est apprécié à travers sa durée, et le touriste ressent surtout le besoin d'un ensoleillement régulier. Pour cet auteur, « *ce sont des dispositions quotidiennes qui régissent le moral, et servent de support à la genèse du « climat vécu », mettant ainsi en évidence l'intérêt de l'étude fréquentielle des journées caractérisées par une insolation particulièrement longue, voire continu ou lourdement déficitaire* ». L'agrément d'un climat équatorial et son potentiel récréatif ne se mesurent pas seulement à la quantité de pluies qui tombe ou non, mais aux séquences prolongées de mauvais temps qui sont cruellement ressenties ; quelques jours de précipitations réparties de manière régulière au cours du mois et de préférence la nuit, ne laissent pas le même désagrément qu'une séquence pluvio-orageuse. Parfois, des données météorologiques utilisées proviennent des stations aux conditions géographiques différentes de celles où se déroule la vie touristique, cela contribue à altérer les rythmes pluviométriques. Le souci de connaître les dispositions quotidiennes cadre bien avec nos objectifs. En outre, il est nécessaire d'affiner cette étude par la durée de l'insolation et la localisation journalière des séquences pluvieuses des saisons sèches.

Bibliographie

Besancenot J.P., 1990 : *Climat et tourisme*. Masson Collection Géographie, 216 p.

SECHERESSE PLUVIOMETRIQUE ET TARISSEMENT DANS LE BASSIN DE LA MEKROU (BENIN, AFRIQUE DE L'OUEST)

VISSIN EXPEDIT WILFRID^{1&2}, HOUNDENOU CONSTANT^{1&2} & PERARD
JOCELYNE²

(1) Laboratoire d'Etude des Climats, des Ressources en eau et de la Dynamique des Ecosystèmes.
Université d'Abomey-Calavi. BP 1338, Abomey-Calavi, République du Bénin. Courriel :
exlaure@yahoo.fr, constant500@yahoo.fr

(2) Centre de Recherche de Climatologie, Université de Bourgogne, 6, boulevard Gabriel, 21
000 Dijon. Courriel : perardj@u-bourgogne.fr

Résumé : *La fluctuation des hauteurs de pluie sur la période 1955-1992 a un impact remarquable sur les ressources en eau du bassin de la Mékrou .*

Les données climatiques (pluie et ETP) et hydrométriques (écoulement et recharge) sur la période 1955-1992 sont utilisées pour cette étude hydrologique du bassin.

Il ressort de l'analyse de la variabilité spatio-temporelle des précipitations une tendance générale à la baisse de la pluviométrie depuis les années 1970. Les tests de Pettitt et de Mann Kendall appliqués aux séries pluviométriques détectent une rupture de stationnarité en 1972. Les baisses pluviométriques se concentrent au cœur de la saison des pluies sur les mois de juin, juillet, août et septembre.

Le déficit pluviométrique entre les périodes 1955-1972 et 1973-1992 est largement amplifié dans les écoulements et les recharges du bassin. Ainsi, à un déficit pluviométrique de -12 % entre les périodes 1955-1972 et 1973-1992 correspondent un déficit d'écoulement de -72 % et -43 % et de recharge. L'étude du tarissement par la loi de tarissement exponentiel de Maillet met en évidence une sécheresse hydrologique sévère de la rivière Mékrou.

Mots-clés : *sécheresse pluviométrique, écoulement, recharge, tarissement*

Abstract : *The fluctuation height of rain over the period between 1955-1992 has a remarkable impact on the water resources of the Mékrou basin.*

The climatic data (rain and ETP) and hydrometric (flow and refill) over the period 1955-1992 are used for this hydrological study of the basin.

It arises from the analysis of the space-time variability of precipitations a general tendency to the fall of pluviometry since the years 1970. The tests of Pettitt and Mann Kendall steady to the pluviometric series detect a rupture of stationnarity in 1972. The pluviometric falls are concentrate in the heart of the rain season over July, June, August and September.

The pluviometric deficit between the periods 1955-1972 and 1973-1992 is largely amplified in the flows and the refills of the basin. Thus, to a pluviometric deficit of -12 % between the periods 1955-1972 and 1973-1992 correspond a flow deficit of -72 % and -43 % and refill. The study of drying up by the law of exponential drying up of Mallet highlights a severe hydrological dryness of the Mekrou river.

Key words : *pluviometric dryness, flow, refill, drying up*

Introduction

Les péjorations éventuelles dans le cycle hydrologique de la Mékrou apparaissent graduellement au bout d'une longue période et sous les conditions climatiques variées. Depuis trois décennies, de nombreuses études ont mis en évidence l'impact des déficits pluviométriques sur les ressources en eau de surface, surtout en Afrique de l'ouest (Mahé & Olivry, 1993 ; Vissin et al, 2003).

Une recrudescence notable de la sécheresse s'est manifesté en 1983 et 1984 et les déficits reste la règle jusqu'au début des année 1990 (Houndénu, 1999, Boko, 1987 et 1988). La « rupture » de stationnarité observée en 1972 aux tests de Pettitt et de Mann-Kendall dans les séries pluviométriques met en évidence un déficit remarquable entre les sous périodes 1955-1972 et 1973-1992.

L'évolution de l'écoulement du bassin de la Mékrou montre une basse importante depuis 1972 consécutives à la « rupture » pluviométrique observée cette même année (Vissin, 2001

et Vissin et *al*, 2001). La sécheresse hydrologique est de plus en plus prononcée dans les années 1970 avec des débits d'étiage sévères et des tarissement nul dans le bassin.

1. Données et méthodes

Les données pluviométriques journalières ont été recueillies à l'ASECNA de Cotonou et au CRC (Centre de Recherches de Climatologie) de l'Université de Bourgogne. Seules les stations ayant moins de 5 % de données manquantes ont été retenues.

Les données hydrologiques proviennent de la station de kompongou sur la Mékrou. Il s'agit des mesures de hauteurs d'eau et de jaugeage permettant de définir les courbes de tarage utilisées pour transformer les hauteurs d'eau en débits par le Service de l'Hydrologie.

La reconstitution des chroniques de pluies s'est fait par régionalisation des données ponctuelles collectées sur le réseau de faible densité. Pour ce faire, nous avons utilisé le krigeage pour déterminer des valeurs mensuelles (Le Barbé et *al*, 1993). La méthode de krigeage que nous avons adoptée dans le cadre de cette étude est celle appliquée à la cartographie des précipitations journalières. Ainsi, les moyennes pluviométriques sur le bassin a été calculée à partir de la carte des grilles et correspond aux moyennes des nœuds contenus à l'intérieur du bassin.

L'évaluation des déficits entre les sous périodes 1955-1972 et 1973-1992 a pour objectif de mettre en évidence la péjoration pluviométrique observée dans le bassin au cours des années 1970.

Il se formule comme suit :
$$\text{Déficit} = \frac{m_2 - m_1}{m_1} \times 100$$
 avec m_1 = la moyenne de la période 1955-1972

m_2 = la moyenne de la période 1973-1992.

Le choix des sous périodes est issu des résultats de l'application des tests de Pettitt et de Mann-Kendall sur les différentes séries.

L'étude scientifique des tarissements dans le bassin de la Mékrou est faite par la loi de la décroissance exponentielle de Maillet se formulant comme suit :

$$Q_i = Q_o e^{-\alpha(t_i - t_o)}$$

avec Q_i et Q_o , débits aux instants t_i et t_o , exprimés en jours, et α , coefficient de tarissement dépendant des caractéristiques physiques et géométriques de l'aquifère qui à la dimension de l'inverse d'un temps.

$$\alpha = \frac{1}{T}$$

L'application de cette loi, nécessite l'adoption d'une méthode : la méthode de la charnière.

La méthode de la charnière

L'estimation de α peut se faire en analysant le faisceau des hydrogrammes observés aux différentes stations durant la période des basses eaux, reporté sur un graphique.

La détermination de Q_o , revient à rechercher une caractéristique de débit que nous appellerons charnière et qui puisse servir de départ au tarissement.

2. Résultats et discussion

2.1 Péjoration pluviométrique dans le bassin

La Figure 1 présente les baisses pluviométriques marquées par une première phase aiguë dans les années 1973 et 1974 (Olivry, 1993). Ces baisses n'ont jamais vraiment cessé, même si elles ont varié en intensité et en étendue suivant les années. Une recrudescence sensible de la sécheresse s'est manifestée en 1983 et 1987 dans le bassin. Les anomalies positives sont plus fréquemment observées avant 1972, avec certaines années (1957, 1962, 1969) marquées par un net excédent pluviométrique.

L'application du test de Pettitt (Pettitt, 1979) (Figure 2) sur la série 1955-1992 du bassin souligne clairement la présence d'un changement progressif en 1972 dans le bassin de la Mékrou, d'ailleurs déjà signalé par Vissin, (2001) et Vissin et al, (2003).

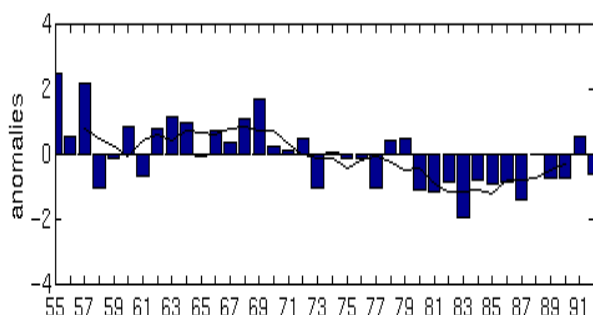


Figure 1 : Evolution de la pluviométrie dans bassin de la Mékrou (1955-1992)

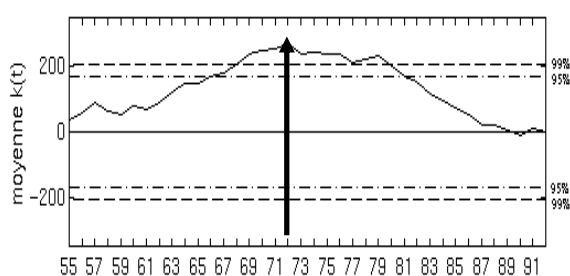


Figure 2 : Mise en évidence de rupture de stationnarité par le test de Pettitt dans la série pluviométrique du bassin
(le seuil de signification de 95 % est en point-tiret ; le seuil de signification de 99 % est matérialisé par des tirets)

Le test de Mann Kendall (Figure 3) permet de mettre en évidence une tendance décroissante significative au seuil de 5% dans le bassin. Un seul changement a pu être identifié par ce test. Il n'existe donc pas de rupture secondaire dans la série pluviométrique du bassin.

L'évolution du régime la pluviométrique des sous périodes (Figure 4) indique pour la sous période d'avant 1972, une saison pluvieuse très importante avec maximum en août supérieur à 250 mm.

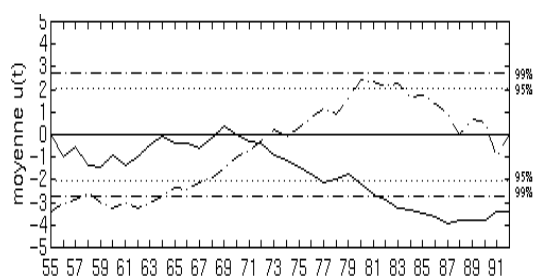


Figure 3 : Mise en évidence de rupture de stationnarité par le test de Mann-Kendall (la courbe directe est en trait plein ; la courbe rétrograde est représentée en point-tiret ; le seuil de signification de 95 % est en point ; le seuil de signification de 99 % est matérialisé par un point-tiret en gras)

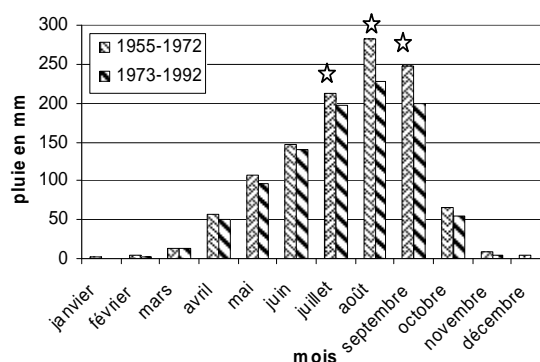


Figure 4 : Régime pluviométrique des périodes 1955-1972 et 1973-1992 dans le bassin de la Mékrou

☆ mois présentant une différence significative entre les deux sous périodes au test de Student à 95%

La sous période 1973-1992 est marquée par une baisse des lames d'eau précipitées des mois les plus humides (juin, juillet, août, septembre) et un étalement plus sensible des pluies pendant la saison. En effet, la diminution n'est significative à plus de 80 % dans le bassin de la Mékrou son poids dans la pluviométrie annuel du bassin est du -15 % (Tableau 1).

Tableau 1 : Déficit pluviométrique des mois plus humides entre les sous-périodes 1955-1972 et 1973-1992 le bassin de la Mékrou

Mois	Pluviométrie en mm				Déficit (%)
	1955-1992	1955-1972	1973-1992	Ecart	
Juin	143	147	140	-7	-5
Juillet	204	211	188	-23	-11
Août	254	283	227	-56	-20
Septembre	222	247	199	-48	-20
Total	823	888	754	-134	-15

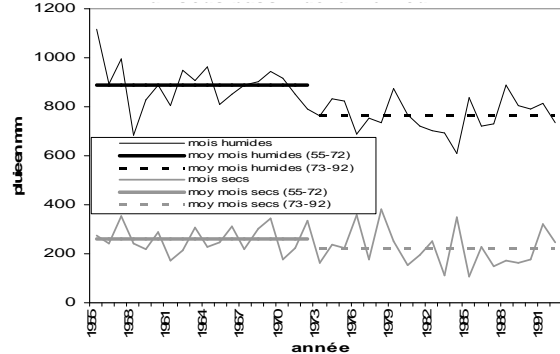


Figure 5 : Evolution interannuelle des précipitations des mois humides et des mois secs (1955-1992)

L'analyse de la Figure 5, met en relief l'évolution interannuelle différente des mois humides et des mois secs sur la période 1955-1992. Les mois humides connaissent une tendance non linéaire à la baisse avec une baisse importante vers 1972. Cette étude montre que les mois humides sont déterminants dans la péjoration pluviométrique de ces dernières décennies.

2.2. Tarissement hydrologique

La Figure 6 présente l'évolution interannuelle des débits moyens annuels (valeurs centrées). Des années de grands déficits d'écoulements, 1976, 1983, 1984, 1987, sont observées. Dans le bassin, les débits des dernières décennies sont en baisse. Cette tendance persistante à la baisse de l'écoulement mérite d'être soulignée car elle montre une dégradation durable du système hydrologique. Le test de Pettitt appliqué aux séries hydrométriques du bassin, détecte une rupture de stationnarité de l'écoulement au début de la décennie 1970, entre 1970 et 1975 indiquée par la valeur maximum de la variable $k(u)$. (Figure 7). Le test de Mann-Kendall dont nous ne présentons pas les graphiques, décèle un changement dans l'écoulement entre les périodes 1955-1972 et 1973-1992.

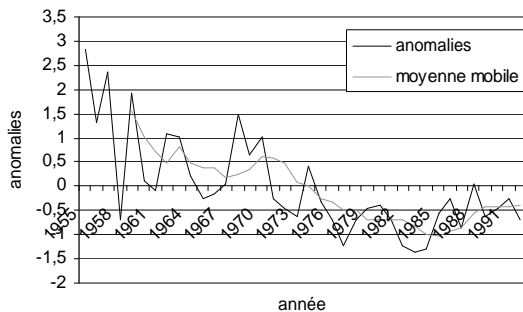


Figure 6: Evolution des écoulements dans les sous bassins (1955-1992)

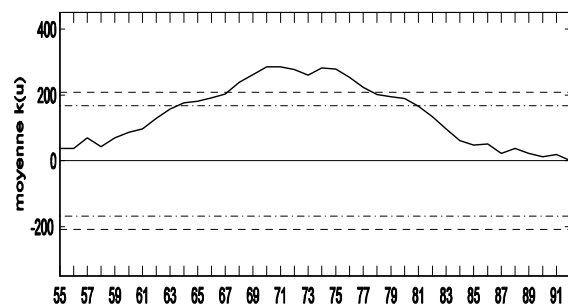


Figure 7 : Mise en évidence de rupture de stationnarité dans les séries hydrologiques par le test de Pettitt dans les sous bassins pour la période 1955-1992

La Figure 8 montre que les deux sous séries 1955-1972 et 1973-1992 peuvent s'identifier nettement. Le test de Student réalisé sur les moyennes des sous séries met en évidence leur différence significative au seuil de 95%. L'écart des débits des mois de juillet, août,

septembre et octobre entre ces deux périodes est très important (-52 %). Le mois d'octobre connaît le déficit entre les sous périodes 1955-1972 et 1973-1992 le plus élevé avec un décalage de 2 mois par rapport au mois pluvieux le plus déficitaire (août) (Figure 9).

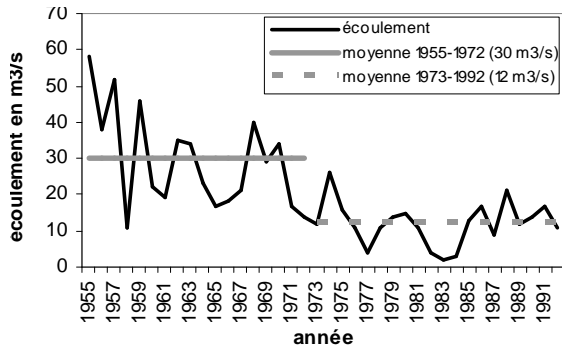


Figure 8 : Evolution interannuelle de l'écoulement (1955-1972 et 1973-1992)

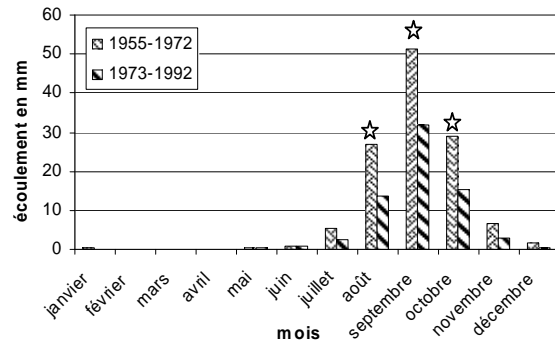


Figure 9 : Variation saisonnière de l'écoulement rapporté à la surface sur les sous périodes 1955-1972 et 1973-1992

De l'analyse de la Figure 10, il ressort une baisse remarquable des minima journaliers d'écoulement sur la période 1955-1992. Dans le bassin de la Mékrou, ces valeurs sont presque nul pour toutes les années, sauf pour quelques unes entre 1955 et 1960. Les écoulements maxima journaliers connaissent également une baisse sensible sur la période 1955-1992 dans l'ensemble du bassin (Figure 11).

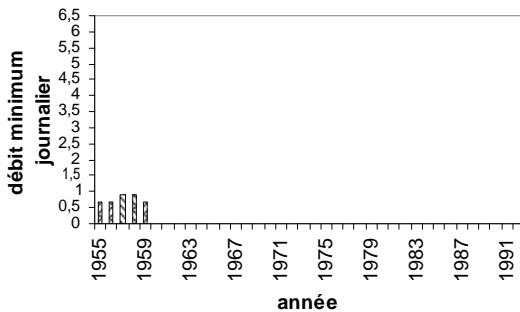


Figure 10 : Evolution des débits minima journaliers (1955-1992)

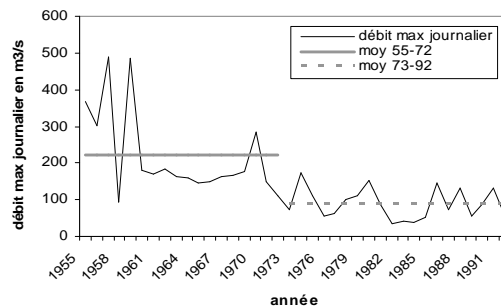


Figure 11 : Evolution des débits maxima journaliers (1955-1992)

L'étude de la variation des coefficients de tarissement sur la période 1955-1992 (Figure 12), montre jusqu'aux années 1971/1972 une relative régularité des valeurs avec un coefficient moyen de 0,033j-1 dans la Mékrou (Tableau 2). A partir des années 1970, on observe une montée brutale dans l'évolution des coefficients de tarissement. il faudrait discuter de ce que représente ce coef : vidange de la nappe ; il faudrait aussi préciser s'il y a anthropisation et si les effets du déficit pluviométrique prolongé et de prélèvements plus importants se conjuguent

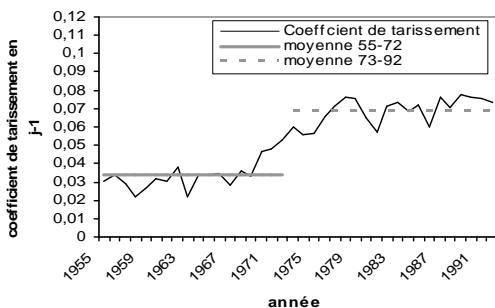


Figure 12 : Variation des coefficients de

Tableau 2 : Coefficients et durées de tarissement dans le bassin de la Mékrou pour la période 1955-1992

1955	1973	Ecart	Coefficient	Tarissement
1972	1992	1955-1972	de	en jours
		1973-1992	tarissement	
			j-1	
0,033	0,068	-0,035	0,0328	15,94

tarissement dans le bassin de la Mékrou

2.2. Impact de la sécheresse pluviométrique sur les ressources en eau

Le déficit pluvieux de -12 % enregistré dans le bassin s'accompagne de déficit d'écoulement entre les deux périodes de -72 %, soit six fois le déficit pluviométrique observé dans ce même bassin. La baisse de la pluviométrie entre les deux sous périodes a également des répercussions sur la recharge du bassin (-43 %) (Tableau 3).

Il ressort de cette analyse que le déficit pluviométrique observé au cours des décennies 70 et 80, s'amplifient considérablement dans l'écoulement et la recharge du bassin.

Tableau 3 : Déficients entre 1955-1972 et 1973-1992 de la pluie, de l'écoulement et de la recharge (infiltration)

Pluie			Ecoulement			Recharge (infiltration)		
1955-1972 (mm)	1973-1992 (mm)	Déficit (%)	1955-1972 (mm)	1973-1992 (mm)	Déficit (%)	1955-1972 (mm)	1973-1992 (mm)	Déficit (%)
1117***	983***	-12	141***	68***	-72	160***	91***	-43

*** moyennes significativement différentes au test de Student à 95 %

Conclusion

Il ressort de cette étude, que le déficit pluviométrique des décennies 70 et 80 est largement amplifié dans l'écoulement et la recharge de la Mékrou. Les déficits enregistrés sur les écoulements sont beaucoup plus forts que ceux des pluies, ce qui laisse croire à une diminution des aquifères et une baisse importante de leurs niveaux piézométriques.

Bibliographie

- Boko M., 1987 : *Etude sur la variabilité pluviométrique au Bénin. Climat et Climatologie*. Volume d'Hommage offert au Professeur Pierre PAGNEY. Centre de Recherches de Climatologie, URA 909 du CNRS, Dijon., 41-50.
- Boko M., 1988 : *Climats et communautés rurales du Bénin : Rythmes climatiques et rythmes de développement. Thèse d'Etat, Paris IV, 2 volumes, 608 pp.*
- Houndénou C., 1999 : *Variabilité climatique et maïsiculture en milieu tropical humide : l'exemple du Bénin, diagnostic et modélisation. Thèse de Doctorat de l'Université de Bourgogne Dijon. 390 pages.*
- Le Barbé L., Ale G., Millet B., Texier H., Borel Y., 1993 : *Monographie des ressources en eaux superficielles de la République du Bénin*. Paris, ORSTOM, 540 pp.
- Olivry J. C., 1993 : *Evolution récente des régimes hydrologiques en Afrique intertropicale*. In « l'eau, la terre et les hommes, hommage à René Frécaut ». Madeleine Griselin Ed. Presses Universitaires de Nancy, pp 181-190.
- Pezttitt A. N. , 1979 : *A non-parametric approach to the change-point problem*. Appl. Statist., 28,2 : 126-135.
- 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, CRC/université de Bourgogne, Dijon, France, 53 pp.
- Vissin E. W., Boko M., Pérard J., Houndénou C., 2003 : *Recherche de ruptures dans les séries pluviométriques et hydrologiques du bassin béninois du fleuve Niger (Bénin, Afrique de l'Ouest)*. (Publications de l'Association Internationale de Climatologie), Vol 15, Besançon., 368-376.

IMAGES SATELLITAIRES DE L'ILOT DE CHALEUR URBAIN

A CRACOVIE

JAKUB WOJKOWSKI, BARBARA OLECHNOWICZ-BOBROWSKA

*Laboratoire de Météorologie et Climatologie Agricoles, Université Agricole de Cracovie,
al. Mickiewicza 24/28, 30-059 Cracovie, Pologne, e-mail: rmwojkow@cyf-kr.edu.pl*

Résumé : Cette communication présente la possibilité d'utilisation des images thermiques satellitaires dans l'étude du topoclimat urbain. Les recherches concernant la différenciation spatiale des conditions thermiques ont été effectuées dans l'agglomération urbaine et industrielle de Cracovie. Les analyses spectrales sont fondées sur les images obtenues par le satellite Terra Aster. A partir de ces données on a établi des cartes présentant la répartition géographique des températures de rayonnement de la surface terrestre sur la région étudiée, avec une précision de 90 m par pixel. Les images satellitaires ont permis aussi d'établir la carte de l'indice de végétation NDVI. En se basant sur cet indice, les auteurs ont essayé d'établir un rapport entre la couverture végétale et l'utilisation du sol d'un côté et la température de rayonnement de l'autre. On a constaté que le type d'aménagement détermine d'une manière fondamentale la température de rayonnement à la surface terrestre et par suite la répartition des climats locaux (topoclimats) dans les régions urbaines et industrialisées.

Abstract : This study shows how to use satellite thermal images in the climatological investigations. The research of spatial differentiation of thermal conditions was carried out in the urban area of Cracow situated in the southern part of Poland. Spectral and spatial analysis was carried out on the basis of multispectral satellite images Terra ASTER. On the basis of those images the maps of brightness surface temperature were prepared with the spatial resolution 90 meters per pixel. The satellite images were also used to create maps of normalized difference vegetation index NDVI which was used in the study of the relation between brightness surface temperature and land use. The analysis of satellite thermal images showed a significant role played by land use in the geographical distribution of brightness surface temperature.

Mots-clés : *îlot de chaleur urbain, température du rayonnement, Satellite Terra ASTER, Cracovie – Pologne.*

Key-words : *urban heat island, brightness surface temperature, Satellite Terra ASTER, Cracow – Poland.*

Introduction

Jusqu'à présent, les recherches sur la formation et la répartition géographique des îlots urbains de chaleur en Pologne ont été faites généralement à partir des relevés obtenus par les stations météorologiques de surface. Très peu de travaux ont été publiés jusqu'ici sur l'utilisation des méthodes satellitaires. Dans cette étude, nous présentons les possibilités d'utilisation des images thermiques, obtenues par les satellites, dans les recherches du climat local des zones urbanisées.

Le but de ces recherches est de démontrer la différenciation spatiale de la température à la surface terrestre de même que l'influence du type d'aménagement et d'utilisation du sol sur la formation des conditions thermiques des terrains urbains. Nos recherches ont été faites dans l'agglomération urbano-industrielle de Cracovie. Dans ce travail, une attention particulière a été accordée aux problèmes de l'intégration de la télédétection satellitaire avec le système informatique géographique (GIS). Ce système fournit des données actuelles et des informations très précises de même que la possibilité d'effectuer des analyses spatiales grâce à la nouvelle technologie surtout dans le domaine de la télédétection et de la programmation.

1. Méthodologie

Dans cette étude nous nous sommes servi des images multi-spectrales prises par le radiomètre à 14 canaux ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) porté par le satellite d'environnement TERRA. Ce satellite est un des éléments du système international d'observation de la Terre (National Aeronautics and Space Administration Earth Observing System – NASA EOS). En survolant le globe terrestre à l'altitude d'environ 750 km, le satellite TERRA passe au même endroit tous les 16 jours. Le radiomètre ASTER examine d'une manière continue la surface terrestre dans les domaines spectraux de rayonnement visible et infrarouge, en 14 canaux correspondant à différentes longueurs d'onde. Les mesures d'IR concernent trois domaines spectraux: proche infrarouge,

infrarouge de courte longueur d'onde, infrarouge thermique. La précision des images enregistrées par le radiomètre ASTER est incomparablement supérieure aux images obtenues par les satellites météorologiques et varie de 15 m par pixel dans le rayonnement visible, en passant par 30 m par pixel dans le proche infrarouge, jusqu'à 90 m par pixel dans le domaine de rayonnement thermique.

Nous avons utilisé deux images satellitaires prises vers 10 h UTC et concernant deux saisons différentes de l'année. La première image date du 6 juillet 2001. Ce jour là le ciel était clair. Le sud de la Pologne se trouvait sous des hautes pressions, dans une masse d'air chaud, d'origine continentale polaire (PPk), dont l'advection a entraîné un temps sec et ensoleillé. La deuxième image, du 6 mars 2004, représente une journée d'hiver au ciel clair. Le sud de la Pologne se trouvait alors dans le centre de l'anticyclone, sous une masse d'air très froide d'origine continentale polaire.

Les images satellitaires utilisées dans ce travail ont nous été fournies par la NASA Earth Observing System.

1.1. La température de rayonnement de la surface terrestre

Pour déterminer la température de rayonnement de la surface, on a utilisé les données fournies par les canaux TIR mesurant le rayonnement émis par la surface terrestre dans l'infrarouge thermique (8,1 - 11,6 μm) avec une précision de 90 m par pixel. Dans ce but on a converti les valeurs brutes obtenues pour chaque pixel (DN), en valeurs de rayonnement infrarouge R_{TIR} selon la formule (Abrams, Hook 2001):

$$R_{TIR} = (DN - 1) \cdot UCC$$

où:

R_{TIR} - rayonnement TIR ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \mu\text{m}^{-1}$)

DN - valeur numérique de 16 bit enregistrée par satellite

UCC - coefficient d'étalonnage pour le canal spectral donné.

A l'aide de la loi de Planck, on a calculé ensuite pour chaque pixel la température de rayonnement T , à partir des valeurs R_{TIR} , selon la formule (Alley, Jentoft-Nilsen 1999):

$$T = K_2 / \ln(K_1 / R_{TIR} + 1)$$

où:

T - température de rayonnement de la surface ($^{\circ}\text{C}$)

R_{TIR} - rayonnement TIR enregistré par le satellite ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \mu\text{m}^{-1}$)

K_1 - coefficient $K_1 = 2 \cdot \pi \cdot c^2 \cdot h / \lambda^5$ ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \mu\text{m}^{-1}$)

K_2 - coefficient $K_2 = h \cdot c / k \cdot \lambda$ (K)

k - constante de Stefan-Boltzmann $1,380 \cdot 10^{-23}$ ($\text{J} \cdot \text{K}^{-1}$)

h - constante de Planck $6,626 \cdot 10^{-34}$ (J·s)

c - vitesse de la lumière $2,998 \cdot 10^8$ ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

λ - longueur d'onde (m)

Le résultat final de nos calculs est présenté sur les cartes de la répartition géographique des températures de rayonnement sur l'aire étudiée de Cracovie (figure 1). Chaque pixel de la carte correspond à une superficie de $90 \times 90 \text{ m} = 8100 \text{ m}^2$. Sur la carte 1, une partie de la zone urbaine de Cracovie se trouve hors du champ de vision du satellite.

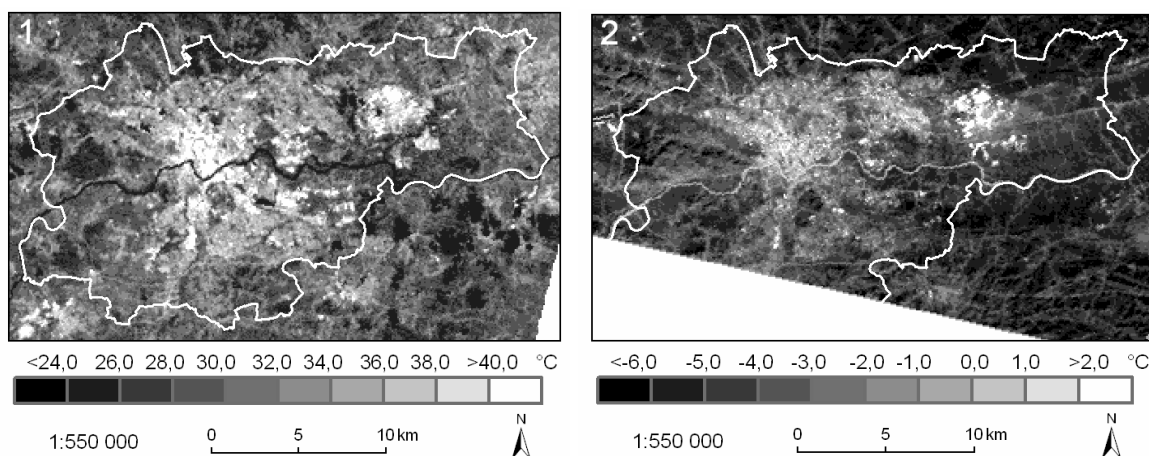


Figure 1. Température de rayonnement de l'agglomération de Cracovie (°C)
(1) en été, le 6 juillet 2001, (2) en hiver, le 6 mars 2004

1.2. Aménagement du territoire et couverture végétale

Pour déterminer l'influence de l'utilisation du sol et de la couverture végétale sur le régime thermique de la ville de Cracovie, nous avons réalisé une carte présentant la répartition de ces deux facteurs dans la zone étudiée. Nous avons utilisé les données fournies par le système Coordination des Informations sur l'Environnement - Coordination of Information on the Environment – Land Cover 2000 (CORINE LC 2000). A partir de ces données nous avons établi la carte d'utilisation et d'occupation du sol (fig. 2).

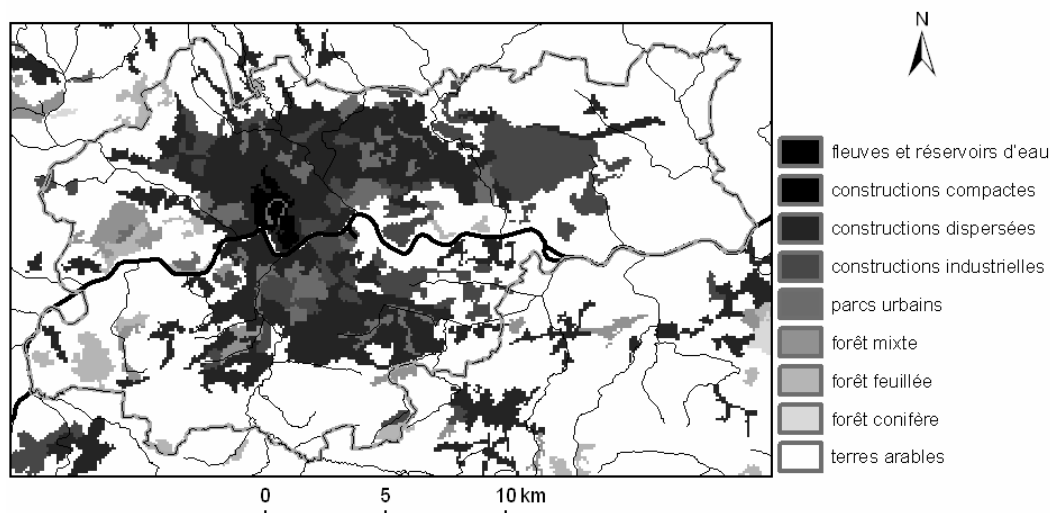


Figure 2. Utilisation et occupation du sol à Cracovie

1.3. Indice de végétation normalisé NDVI

Pour l'analyse de la répartition géographique de la température de rayonnement, la connaissance de l'indice de végétation NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) est d'une importance primordiale. Cet indice décrit l'état de végétation et le degré de couverture de la surface du sol par les plantes. Il est aussi lié à l'évapotranspiration et à l'humidité du sol. Ses valeurs sont contenues dans l'intervalle entre -1,0 (sol nu sans végétation) et +1,0 (sol complètement couvert par la végétation photosynthétiquement active).

La chlorophylle contenue dans les plantes absorbe fortement le rayonnement dans le domaine spectral spécifique à la photosynthèse, donc dans l'infrarouge proche mesuré par le canal 3N du radiomètre ASTER (0,78 - 0,86 μm). Par contre, il absorbe beaucoup plus

faiblement le rayonnement solaire dans le domaine visible, enregistré par le canal 2 (0,63 - 0,69 μm). En tenant compte de ces différences on a calculé l'indice NDVI selon la formule suivante (Chrysoulakis 2002):

$$NDVI_{ASTER} = (3N - 2) / (3N + 2)$$

où:

$NDVI_{ASTER}$ - l'indice de végétation,

2 – rayonnement enregistré par canal 2 (0,63 - 0,69 μm)

3N – rayonnement enregistré par canal 3N (0,78 - 0,86 μm)

La conversion des valeurs DN enregistrées par le radiomètre dans la bande de l'infrarouge proche R_{VNIR} a été réalisée de la même façon que dans le cas des canaux thermiques TIR, selon la formule (Abrams, Hook 2001):

$$R_{VNIR} = (DN - 1) \cdot UCC$$

où:

R_{VNIR} - rayonnement VNIR enregistré par satellite ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \mu\text{m}^{-1}$)

DN - valeur de 8 bit enregistrée sur l'image

UCC – coefficient d'étalonnage pour le canal donné.

Le résultat des calculs est présenté sur les cartes de répartition géographique de l'indice NDVI (figure 3). Sur ces cartes chaque pixel représente la valeur moyenne de NDVI pour une superficie de 15 x 15 m (225 m^2).

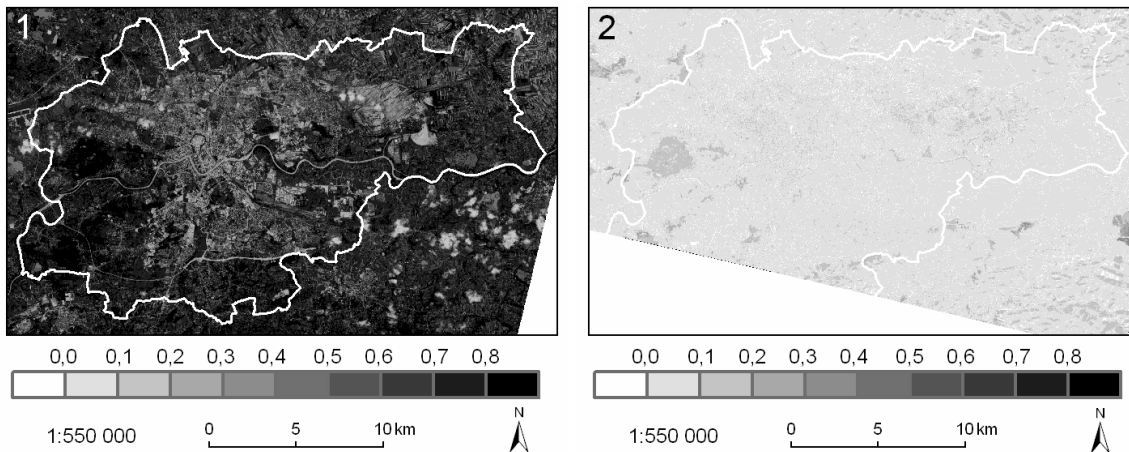


Figure 3. Indice normalisé de végétation NDVI (1) en été, le 6 juillet 2001, (2) en hiver, le 6 mars 2004

2. Résultats

Les deux cartes des températures de rayonnement dans la région étudiée de Cracovie (fig. 1), témoignent d'une grande différenciation spatiale et confirment les résultats des recherches précédentes basées sur des relevés obtenus directement sur le terrain (Lewińska 1995).

En été, le 6 juillet 2001, la différence maximale de température entre l'endroit le plus chaud et le plus froid atteint $44,8 \text{ }^\circ\text{C}$, avec une valeur moyenne pour la surface entière prise en considération de $31,2 \text{ }^\circ\text{C}$. En hiver, le 6 mars 2004, cette différence a été moins accentuée ($41,5 \text{ }^\circ\text{C}$) et la moyenne pour la région était de $-3,9 \text{ }^\circ\text{C}$. On remarque l'existence à Cracovie de deux centres de températures élevées formant deux îlots de chaleur urbains. Le premier, séparé du reste de la ville par une ceinture de verdure, est lié aux grandes usines sidérurgiques et métallurgiques de Nowa Huta. Là-bas on a noté la température de rayonnement la plus élevée de toute la région urbaine de Cracovie, aussi bien en été ($63,5 \text{ }^\circ\text{C}$) qu'en hiver ($37,2 \text{ }^\circ\text{C}$), lors de ces deux jours pris en considération. La deuxième zone de hautes températures,

comprend les terrains occupés par des constructions compactes au centre de la ville. Dans les quartiers résidentiels aux constructions dispersées, on a observé des températures plus basses. Il découle des cartes (figure 1) que la température T au centre de Cracovie a été supérieure à celle des terrains suburbains l'environnant, en moyenne de 11,5 °C en été et de 6,2 °C en hiver.

Les grands contrastes thermiques sur une surface relativement restreinte, de dimension 31,7 x 18,9 km, résultent surtout de différents types d'utilisation du sol et de la couverture végétale variée (fig. 2). Dans le but de déterminer quantitativement le rôle de ces deux facteurs qui interviennent directement sur le régime thermique à Cracovie, on a distingué plusieurs classes d'occupation du sol (CORINE LC 2000). Pour chaque catégorie on a déterminé les températures de rayonnement la plus et la moins élevée, ainsi que leur valeur moyenne (tab. 1).

Tableau 1. Les températures de rayonnement moyennes et extrêmes pour différentes classes d'occupation du sol (en °C)

Type d'aménagement	Température de rayonnement (°C)					
	Eté: le 6 juillet 2001			Hiver: le 6 mars 2004		
	min	max	moyenne	min	max	moyenne
Constructions compactes	23,1	49,7	41,1	-3,4	11,4	0,7
Constructions dispersées	21,2	47,3	33,5	-6,7	5,4	-2,3
Zones industrielles	21,8	63,5	35,7	-7,1	37,2	-1,6
Parcs urbains	23,4	37,0	31,6	-6,3	1,2	-3,1
Terres arables	23,7	36,2	29,6	-8,8	-3,6	-5,5
Forêt feuillée	22,2	29,3	27,2	-7,7	0,9	-3,6
Forêt conifère	21,1	31,7	26,7	-7,1	-2,2	-3,5
Forêt mixte	21,0	30,7	27,1	-7,5	0,0	-3,7
Fleuve et réservoirs d'eau	18,7	26,7	20,7	-1,9	8,4	-0,9

Les chiffres contenus dans ce tableau (tabl.1) indiquent que, pendant l'été, les températures les plus hautes sont liées aux zones bâties de construction denses et aux zones industrielles. La zone la plus froide pendant une journée d'été a été la surface d'eau ainsi que les grands massifs forestiers.

Pendant l'hiver, les différences des températures entre les catégories distinguées ne sont pas aussi marquées qu'en été. Les zones urbaines et les zones industrielles se distinguent des zones les environnant par des valeurs de T relativement élevées, aussi bien en été qu'en hiver. Les surfaces en eau ont été plus chaudes en hiver que les terrains environnants. Les zones les plus froides pendant l'hiver sont les terres arables, les forêts, de même que les parcs urbains.

En comparant les cartes de températures de rayonnement (fig. 1) avec les cartes d'indice NDVI (fig. 3) on remarque une certaine corrélation. Aussi bien en été comme en hiver, les zones bâties se caractérisent par les valeurs basses d'indice NDVI et, à la fois, par des températures relativement élevées. Dans les catégories terres arables et forêts, les hautes valeurs de NDVI correspondent en été aux valeurs relativement basses de T. Par contre, en hiver, les forêts se caractérisent par des valeurs élevées de NDVI ainsi que par des températures supérieures par rapport aux terres arables avoisinantes.

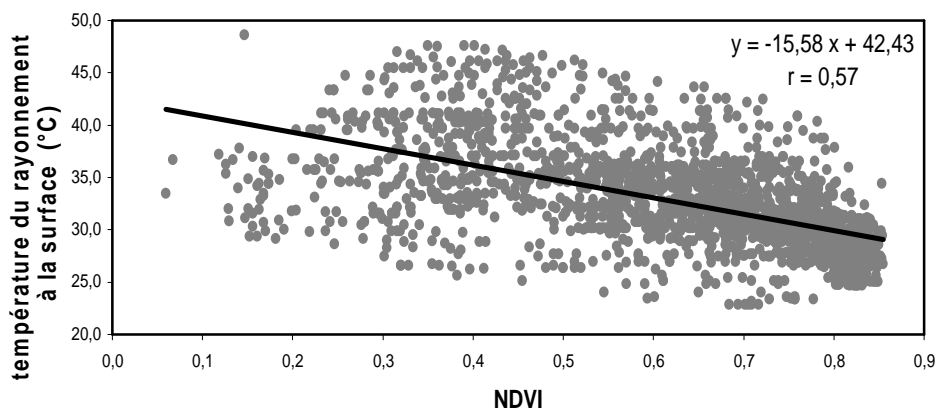


Figure 4. Corrélation entre le coefficient NDVI et la température de rayonnement pour la journée d'été, le 6 juillet 2001

Dans le but de déterminer le rapport entre le coefficient NDVI et la température de rayonnement, on a entrepris l'analyse de régression linéaire. Pour la journée d'été, la corrélation négative au seuil de $\alpha = 0,05$ est statistiquement significative, le coefficient de corrélation s'élevant à $r = 0,57$ (fig. 4). Dans le cas de la journée d'hiver, la corrélation entre le coefficient NDVI et la température de rayonnement n'est pas significative.

Conclusion

Dans ce travail on a montré que dans les recherches climatologiques la télédétection satellitaire peut être une source importante d'informations concernant le milieu urbain. La qualité excellente des images satellitaires par rapport aux relevés de surface rend possible une représentation de la distribution géographique des températures, d'une façon continue. Les images thermiques satellitaires sont d'une importance particulière surtout dans le cas de recherches où les données directes sur le milieu sont insuffisantes ou même inexistantes. Cela se rapporte surtout aux endroits à l'accessibilité restreinte ou complètement inaccessibles ou aux régions dépourvues de données à cause de l'absence d'un réseau de stations météorologiques permanentes.

A partir de l'analyse et de l'interprétation des images satellitaires on peut constater qu'à Cracovie, la répartition spatiale des températures de rayonnement est bien différenciée, ce qui est dû à une variation importante de l'utilisation du sol et de la couverture végétale. Nos recherches ont démontré l'existence à Cracovie de deux secteurs de hautes températures : le centre ville, occupé par des constructions denses et compactes, et la zone industrielle de Nowa Huta. On a constaté aussi une corrélation significative entre le type d'utilisation du sol ou la couverture végétale et la température de rayonnement à la surface limite terre-atmosphère.

Bibliographie

- Abrams M., Hook S., 2001 : *ASTER User Handbook*. The Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology, Los Angeles, USA.
- Alley R.E., Jentoft-Nilsen M., 1999 : *Algorithm Theoretical Basis Document for Brightness Temperature*. The Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology, Los Angeles, USA.
- Chrysoulakis N., 2002 : Energy in the Urban Environment: Use of Terra/ASTER imagery as a tool in Urban Planning. *Journal of the Indian Society of Remote Sensing*, 30, 245–254.
- CORINE Land Cover 2000 in Poland. *Final report*. Institute of Geodesy and Cartography in Poland, 2004.
- Lewińska J., 1995 : Genesis, expansion and of reduction possibilities of the urban heat island in Cracow. *Folia Geographica, Series Geographica-Physica*. Vol. XXVI-XXVII, 75-87.

SAISONS PLUVIOMETRIQUES ET FREQUENTATION DU SITE TOURISTIQUE DE GANVIE AU BENIN (AFRIQUE DE L'OUEST)

Ibouraïma YABI et Michel BOKO

*Laboratoire d'Etude des Climats, des Ressources en Eau et de la Dynamique des Ecosystèmes (LECREDE), Département de Géographie de l'Université d'Abomey-Calavi (Bénin)
BP: 526 Abomey-Calavi, yafid2@yahoo.fr*

Résumé : *Déclaré patrimoine mondial par l'UNESCO, la cité lacustre de Ganvié constitue un des principaux sites d'attrait touristique au Bénin. La présente recherche qui utilise le nombre d'événements pluvieux et l'effectif des touristes sur la période 1999-2004, vise à analyser l'influence du climat sur les activités touristiques de ce site. Elle s'appuie sur les outils statistiques (fréquence, test de corrélation) et les investigations en milieu réel pour examiner l'impact des saisons pluvieuses sur la fréquentation des touristes. L'étude montre que les mois les plus pluvieux enregistrent les plus faibles effectifs de touristes. Ainsi, existe-t-il une corrélation significative à l'échelle mensuelle (au seuil de 5%) entre l'effectif des touristes et le nombre d'événements pluvieux. L'inconfort induit par la pluie et les difficultés de transport en temps de pluie ont été évoqués comme raisons explicatives.*

Mots clés : *Bénin ; Ganvié ; saisons pluviométriques ; fréquentation touristique*

Abstract : *Declared inheritance world by UNESCO, the city of Ganvié is one of the principal sites of tourist attraction in Benin. The present research analyzes the influence of the climate on the tourist activities of this site. It is examined the impact of the rainy seasons on the frequentation of the tourists in the site. The study shows that the rainiest months record weakest manpower of tourists. It exists a significant correlation on a monthly scale between the manpower of the tourists and the number of rainy events. The discomfort generated by the rain and the difficulties of transport in times of rain were evoked like explanatory reasons.*

Key words: *Benin ; Ganvié rain seasons ; tourist frequentation*

1. Introduction et justification

Situé au sud du Bénin, (figure 1), la cité lacustre de Ganvié, un des grands sites touristiques du Bénin, constitue un pôle stratégique du développement touristique au Bénin (Mignanwandé, 2005). En effet, Ganvié constitue la cité la plus lacustre en Afrique et est souvent présentée comme une Venise tropicale. Cette cité, élevée au rang de patrimoine culturel et touristique mondial par Organisation des Nations Unies pour la Science et la Culture (UNESCO) renferme d'énormes curiosités qui font objet d'attrait touristique notamment de la part des occidentaux et asiatiques (MCAT, 1997). Les maisons sur pilotis avec une architecture originale et impressionnante, les techniques de pêches originales, hors de commun avec des pêcheries "acadja", le marché flottant où se font périodiquement des échanges commerciaux, le transport par barque ou pirogue qui constitue le mode d'accès, sont les facteurs qui attirent les curieux.

Du point de vue climatique, Ganvié se situe dans le domaine subéquatorial avec deux saisons pluvieuses et deux saisons sèches. Les précipitations étant l'élément fondamental qui a toujours régit la vie des différents systèmes aux latitudes tropicales (Boko, 1988), il est utile d'analyser l'influence du climat (des saisons pluviométriques) sur les activités touristiques de ce site touristique.

2. Données et méthodes

Les données utilisées concernent le nombre d'évènements pluvieux (où la hauteur pluviométrique atteint 10 mm) de la période 1999-2004 à l'échelle mensuelle. Ces données sont extraites du fichier l'Agence pour la Sécurité de la Navigation en Afrique et Madagascar (ASECNA). En plus, les statistiques relatives à l'effectif des touristes ayant visité la cité lacustre de Ganvié au cours de la période 1999-2004 ont été collectées à l'échelle mensuelle à la Direction du Développement Touristique (DDT).

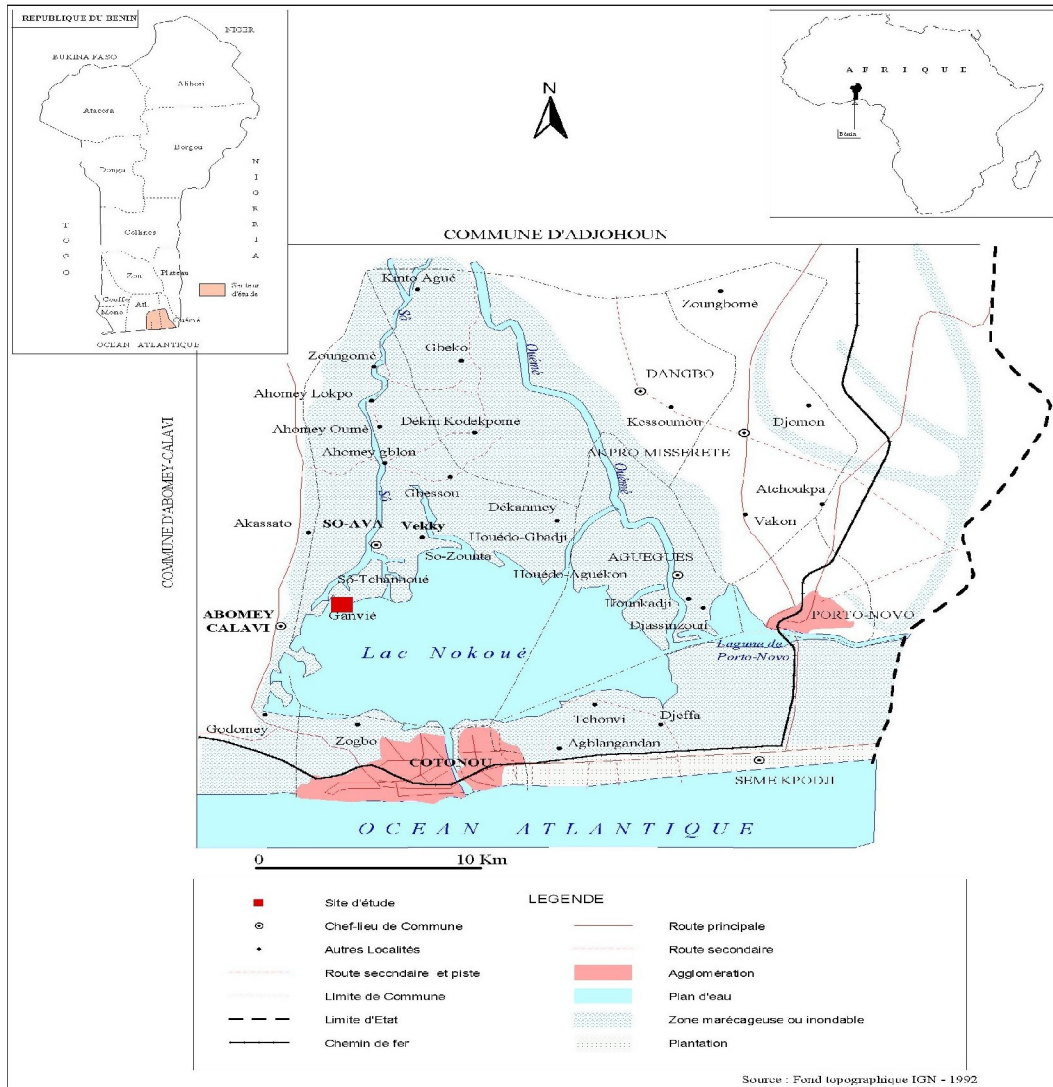


Figure 1 : Situation géographique de la cité lacustre de Ganvié

Le coefficient de corrélation linéaire (r) de Bravais-Pearson a permis d’apprécier l’intensité des relations entre les deux variables que sont le nombre d’évènements pluvieux et l’effectif des touristes. Sa formule mathématique est :

$$r = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sigma_x \cdot \sigma_y}$$

x_i et y_i désignent respectivement l’effectif des touristes et le nombre d’évènement pluvieux au cours du mois i ; σ_x et σ_y représentent dans l’ordre les écartypes des séries desdites variables.

Le test de corrélation de Spearman (test non paramétrique) est aussi utilisé pour vérifier les résultats des coefficients de variation. Dans ce test, deux hypothèses sont considérées. L’hypothèse H0 (corrélation non significative) et H1, hypothèse alternative (corrélation significative). Lorsque la P-value associée est supérieure à $\alpha/2$, H0 est validée ; le cas échéant, elle est rejetée (H1 validée).

De même, les informations collectées auprès des différents acteurs (agents de la DDT, touristes et conducteurs de barques) ont aidé à mieux interpréter les résultats obtenus à partir des tests statistiques.

3. Résultats

3.1. Evolution saisonnière de la fréquentation du site touristique de Ganvié

La figure 2 l'évolution mensuelle du nombre de touristes ayant fréquenté le site de Ganvié entre 1999 et 2004.

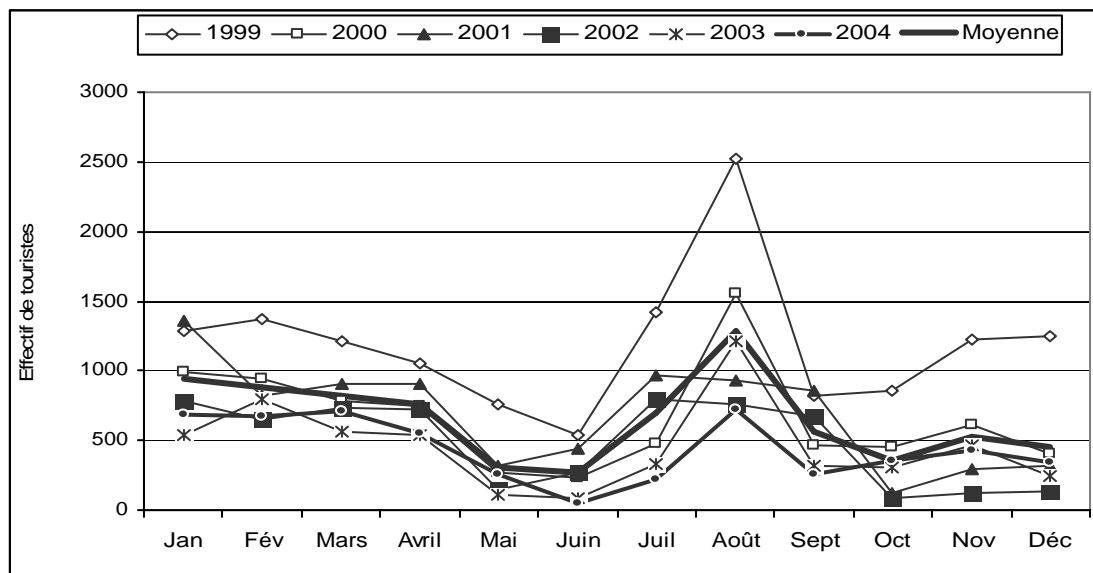


Figure 2 : Evolution mensuelle des effectifs des touristes ayant fréquenté la cité de Ganvié

Le mois d'août qui correspond à la petite saison sèche, constitue le moment de la plus forte affluence touristique (environ 60 % du total annuel) suivi des mois de janvier et de février qui se situent presque au cœur de la grande saison sèche. Les mois de juin et d'octobre sont les périodes de faible fréquentation des touristes (entre 3 et 4 %). Ces mois de juin et d'octobre correspondent respectivement à la période du maximum pluviométrique de la première et seconde saison pluvieuse.

En somme, les mois les plus pluvieux enregistrent les faibles fréquentations de touristes tandis que la plus grande affluence est observée pendant la petite saison sèche.

L'examen de la corrélation permet de mieux appréhender l'influence de la pluie sur la fréquentation de la cité lacustre de Ganvié par les touristes.

3.2. Corrélation entre les saisons pluviométriques et l'effectif des touristes

L'étude de la relation qui lie les hauteurs pluie et le nombre de touriste ne montre pas de corrélation significative entre les deux variables ($r = -0,17$; $r^2 = 0,031$). En revanche, les tests révèlent une forte corrélation entre le nombre d'événements pluvieux et la fréquentation des touristes ($r = -0,63$; $r^2 = 0,4$). Au seuil de signification de 5 % le test paramétrique de Pearson confirme une corrélation significative (P-value = 0,00002) entre les deux variables.

Ces résultats montrent que c'est le nombre d'événements pluvieux qui détermine de façon significative la visite du site de Ganvié par les touristes et non la hauteur de pluie. Les 94 % des acteurs interrogés ont confirmé la faible fréquence du site pendant les jours pluvieux.

3.3. Tentative d'explication

L'influence des événements pluvieux sur la fréquentation du site touristique de Ganvié s'explique par sa position géographique. En effet, la cité lacustre de Ganvié est située sur le lac Nokoué et l'accès se fait par pirogues (barques) traditionnelles ou motorisées suivant l'itinéraire indiqué dans la figure 3. Les touristes prennent le départ à l'embarcadère

d'Abomey-Calavi abords des barques et la durée du trajet varie entre 10 et 20 minutes pour un parcours simple et direct. Cette peut atteindre 30 à 60 minutes lorsque le trajet est ponctué d'arrêts consacrés à l'observation du paysage par les touristes.

En cas de manifestations pluvieuses les touristes n'arrivent pas à se rendre sur le site parce que les conducteurs de barques refusent de s'engager de peur que la barque ne chavire et fasse naufrage. Selon eux en effet, le risque de naufrage est élevé pendant quand il pleut notamment lorsque la pluie est orageuse. En plus des problèmes de transport, il y a le fait que toutes les barques ne sont pas équipées de bâche de protection des passagers contre les intempéries (pluie). Même avec les barques bâchées (photo 1) les passagers ne sont pas totalement épargnés. Ils arrivent à destination parfois partiellement ou totalement mouillés. Pour éviter ces désagréments les touristes préfèrent ne pas voyager les jours où les conditions météorologiques sont menaçantes.

En somme, les difficultés de transport en temps de pluie et l'inconfort engendré par la pluie expliquent l'influence des saisons pluviométriques sur la fréquentation du site touristique de Ganvié.

Cependant, la forte affluence des touristes pendant le mois d'août n'est pas seulement liée à l'absence de pluie. Selon les acteurs interrogés, il y a aussi le fait que ce mois correspond à la période de vacances notamment pour les touristes occidentaux. Ces derniers profitent pour se rendre massivement à la "Venise tropicale", ce qui accroît l'effectif des touristes pendant cette période.

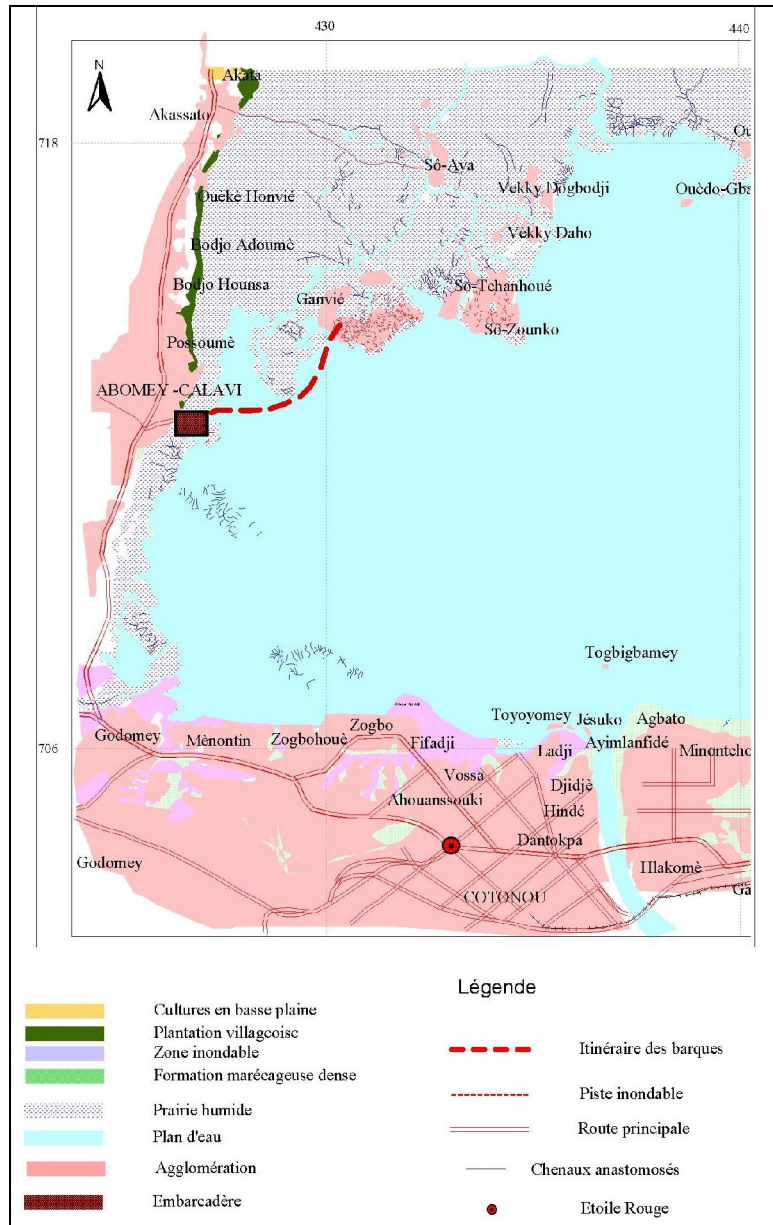


Figure 3 : Itinéraire suivi par les barques depuis l'embarcadère d'Abomey-Calavi jusqu'à la cité de Ganvie



Photo 1 : Barques bâchée (à gauche) et non bâchée (à droite) utilisées pour le transport des touristes

Conclusion

Au terme de cette étude, il ressort que les saisons pluviométriques influencent la fréquentation du site touristique de Ganvié. En effet, la forte affluence des touristes s'observe pendant les saisons sèches tandis que les touristes sont moins fréquents pendant les saisons pluvieuses. L'inconfort engendré par la pluie et les difficultés de transport explique la faible fréquence des touristes pendant les saisons pluvieuses.

Références bibliographiques

- Le Borgne J. (1990) : *Climat et tourisme*. Masson, Paris, 228 p.
- Mignawandé Y. (2005) : *Contribution à la valorisation et à la gestion de l'embarcadère d'Abomey-Calavi*. Mémoire de maîtrise de géographie, DGAT/ FLASH/UAC, 90p.
- MCAT (1997) : *Le diagnostic environnemental des aménagements, équipements et activités touristiques*, MCAT, Cotonou, Bénin, 65 p.
- Houssou C. S. (2005) : Climat, saisons et tourisme dans le nord-ouest du Bénin (Atacora Donga. *JSI-UNB2*, tome 2, Abomey-Calavi, pp 31-41.
- Besancenot J. P. (1996) : *Climat et tourisme*, Paris, Masson 223p.
- Boko M. 1988 : *Climats et communautés rurales du Bénin : rythmes climatiques et rythmes de développement*. Thèse d'état ès lettres. Université de Bourgogne 2 tomes. 607p.
- Cales G. (1992) : *Tourisme et Tiers monde*, Paris, Harmattan, 308p.
- ATA (2004) : *Le tourisme en tant que moteur du développement économique et social durable*, Dovala, 8-16 p.
- Fabre P. (1979) : *Méthodologie de la planification : Tourisme international et projets touristiques dans les pays en développement*. Paris, Ministère de la coopération, 216 p.
- Houkonou C.J.B. (1991) : *Evolution du tourisme au Bénin : approche géographique*. Maîtrise de géographie, Abomey-Calavi, 129 p.
- MCAT (1996) : *Elaboration de la politique nationale du tourisme*. Rapport de synthèse, Cotonou, 22 p.
- MCAT (1997) : *Le diagnostic environnemental des aménagements, équipements et activités touristiques*, MCAT, Cotonou, Bénin, 65 p.
- Mèhou L.V. (1976) : *Le tourisme dans les pays en voie de développement. Mythes, réalités et perspectives*, Paris ACCT, 173p.
- RAMSAR, (2001) : *Les zones humides : valeurs et fonctions*. Bureau de la Convention de Ramsar, Gland, Suisse, 22 p.

ANALYSE SPATIALE ET TEMPORELLE DES INTENSITES DE PLUIES EN TUNISIE. ESSAI DE CARTOGRAPHIE SYNTHETIQUE

Yadh ZAHAR* et Nabil KARRAY**

* *Faculté des Lettres des Arts et des Humanités
Campus universitaire de la Manouba – 2010 Manouba – Tunisie
Yadh.Zahar@flm.rnu.tn ; Tél. : 98348139*

** *Direction de l'Hydraulique Urbaine au
Ministère de l'Équipement, de l'Habitat et de l'Aménagement du Territoire
Avenue Habib Chrita 1002 Tunis – Tunisie
n_karray@yahoo.fr ; Tél. : 97218134*

Résumé : *Le paramètre d'échelle décennal b_{10} de la formule de Montana qui caractérise la durée des pluies est cartographié à l'aide de la méthode du krigeage en tenant compte des coordonnées et des valeurs de b_{10} pour 59 stations pluviographiques en Tunisie. Cette carte est tout à fait utile pour le calcul des apports liquides fréquentiels surtout par l'application de la méthode du Gradex. Elle reflète les effets du littoral, des Gradex des pluies journalières et des pluies décennales journalières sur les intensités et les durées des pluies.*

Abstract : *The decennial parameter of scale b_{10} of the formula of Montana which characterizes the duration of rains is charted using the kriging method by taking into account the co-ordinates and the values of b_{10} for 59 pluviographic stations in Tunisia. This chart is completely useful for the calculation of the frequent liquid contributions especially by the application of the Gradex method. It reflects the littoral effects of the, Gradex of the daily rains and the decennial daily rains over the intensities and the durations of the rains.*

Mots clés : *Intensités - Gradex - Valeurs extrêmes – Cartographie synthétique.*

Key words : *Intensities - Gradex - extreme Values – synthetic Cartography*

1. Introduction :

Le mécanisme général du climat en Tunisie est fondé sur les rapports entre la méditerranée, et la masse continentale à forts écarts thermiques dont la Tunisie est le rebord septentrional. La répartition de la pluie est très inégale. Elle traduit l'influence prépondérante de la latitude renforcée par les effets de la topographie. La Tunisie est caractérisée par des averses irrégulières qui varient selon l'intensité de la pluie, sa durée et sa quantité.

De son côté, le paramètre d'échelle « b » de la formule de Montana décrit la variation des averses en terme de durée. Les valeurs de b sont faibles pour les averses brèves, et fortes lorsque les pluies sont plus durables. Sa variabilité spatiale est donc intéressante à étudier afin de caractériser les types d'averses selon le lieu géographique. Quelques analyses spatiales de ce paramètre ont été déjà menées. Dans le présent travail, on a essayé de cartographier ce paramètre pour la Tunisie pour une fréquence décennale.

2. Données et méthode :

Le réseau pluviographique de la Tunisie comprend plusieurs postes gérés principalement par la Direction Générale des Ressources en Eaux (DGRE), l'Institut National de la Météorologie (INM) et la Direction générale de l'Aménagement et de la conservation des terres Agricoles (DGACTA). Ces stations sont très inégalement réparties. Leur densité spatiale diminue en allant du Nord au Sud du pays.

Pour la cartographie du paramètre d'échelle décennal « b_{10} » de la formule de Montana on a eu recours :

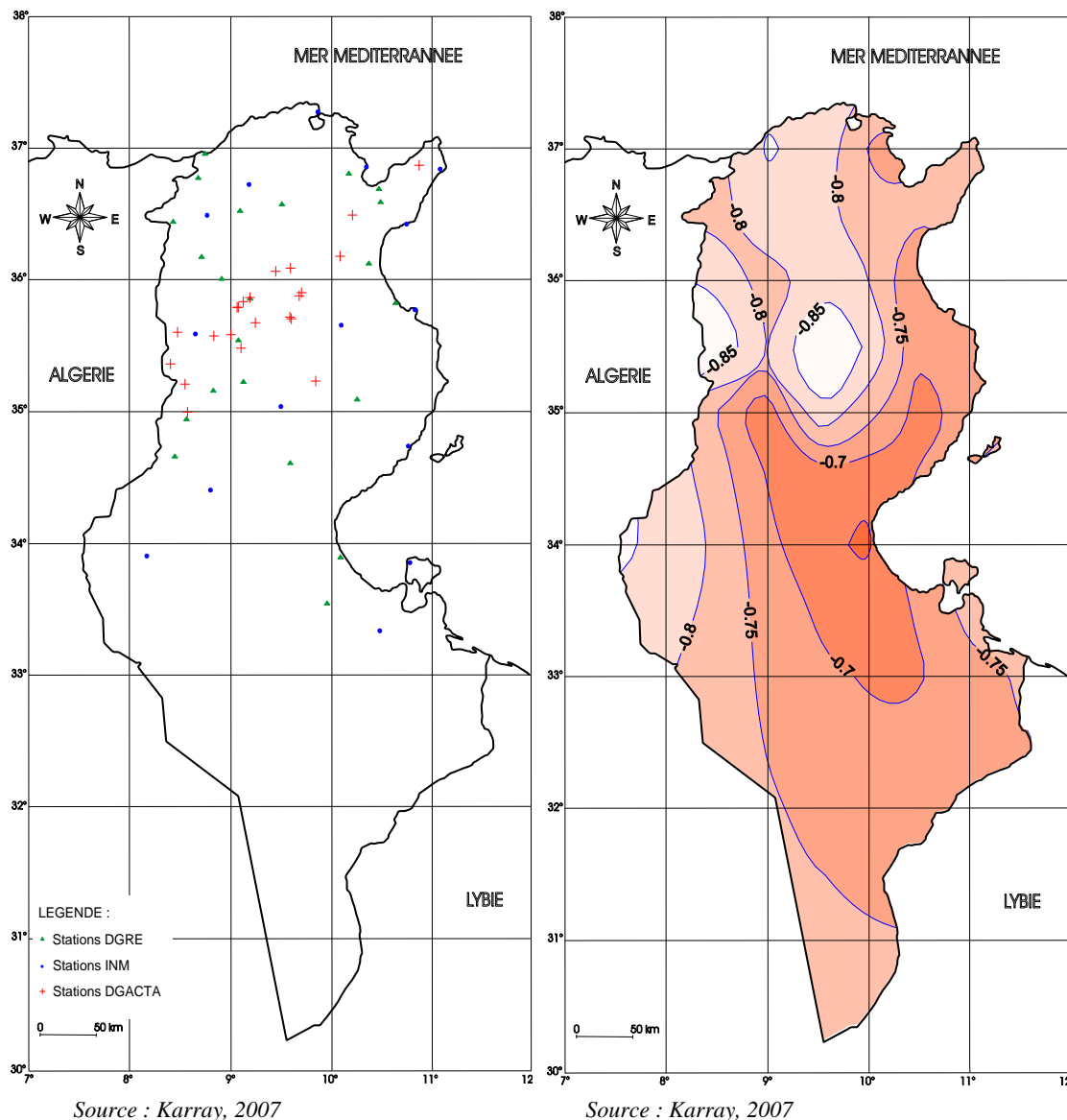


Figure n°1 : Carte de localisation des stations

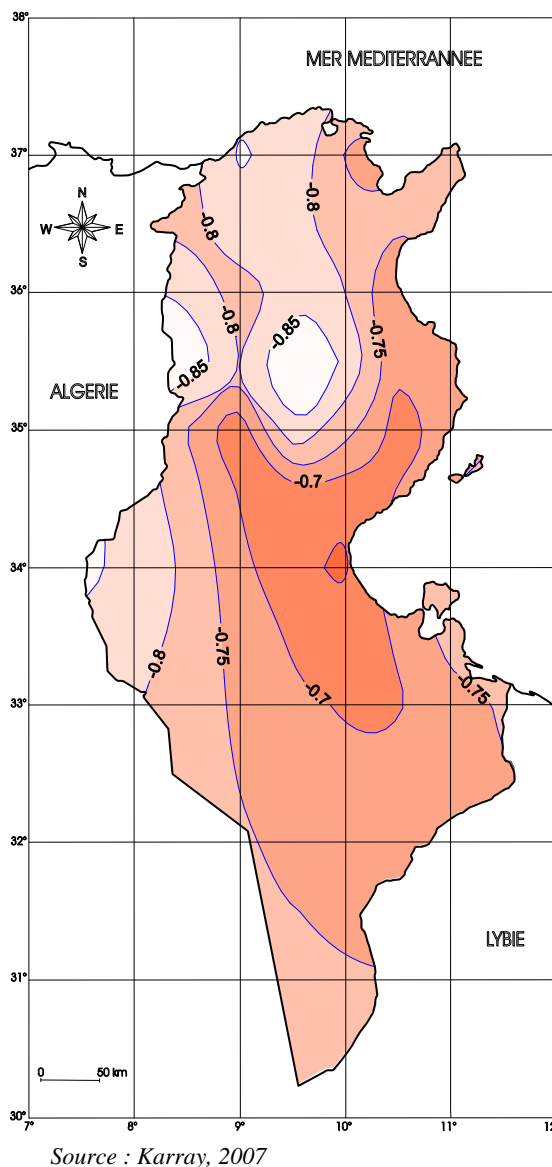


Figure n°2 : Carte du paramètre d'échelle décennal de la formule de Montono

- ✓ aux courbes IDF du guide CES (FAO 1987) : l'analyse de 22 courbes IDF des stations pluviographiques suivies par la DGRE a permis de déterminer b_{10} de chaque station.
- ✓ aux données pluviographiques des lacs collinaires relevant de la DGACTA et suivis par l'Institut de Recherche et de Développement (IRD) : l'analyse des observations de 22 stations a permis dans un premier temps d'établir les courbes IDF de ces stations et de déterminer en second lieu les coefficients b_{10} relatifs à ces courbes.
- ✓ aux données fournies par l'INM : l'analyse de 15 courbes IDF de stations synoptiques principales a permis de déterminer b_{10} de chaque station.

La cartographie de b_{10} a été effectuée à l'aide du logiciel Surfer 8 en utilisant la méthode du krigeage par l'introduction des coordonnées et les valeurs de b_{10} des différentes stations pluviographiques déjà mentionnées.

3. Résultats :

La carte obtenue est donnée par la figure n° 2. Dans le présent travail les valeurs de b_{10} varient de -0.96 pour la station de Fidh Ali à -0.61 pour la station de Sbeitla. La carte obtenue montre que la zone côtière Est et surtout les golfes de Gabès puis de Tunis possèdent les valeurs de b_{10} les plus élevées donc les durées de pluies les plus longues. En effet ces régions sont souvent arrosées par des pluies, engendrées par les vents d'Est, de durée plus ou moins longue.

De même cette carte montre que les régions du centre et du Nord Ouest possèdent les valeurs les plus faibles de b_{10} . En effet ces régions sont caractérisées par des pluies brèves du fait de l'influence du relief.

4. Discussion :

Parmi les travaux antérieurs à notre travail on peut citer notamment Y.CROMARY et A.BEN HAJLA (1964) qui ont cartographié sur la Tunisie la pluie de durée une heure et de période de retour 2 ans, à partir de l'analyse statistique de 46 stations pluviométriques, et qui proposent un coefficient b égal à -0.72 constant pour l'ensemble du pays. Quelques années plus tard, C.THIRRIOT, M.TRIKI et K.MAALEL (1981), constatent après l'étude de 6 séries pluviographiques de la Tunisie que ce paramètre varie peu pour les stations côtières d'une part et les stations à l'intérieur du pays d'autre part. En particulier ce paramètre est compris entre -0.83 et -0.92 pour les pluies décennales des postes de l'intérieur. Ils adoptent finalement un coefficient b_{10} stationnaire. Pour l'intérieur du pays il est égal à -0.85 et pour la région côtière il est égal à -0.62 (cf. figure n°3). Ces derniers auteurs différencient ainsi les averses brèves de l'intérieur des averses plus durables sur la façade maritime.

En comparant la carte obtenue avec celle des gradex des pluies journalières élaborée par Y.ZAHAR & J.P.LABORDE en 2000, on voit bien que les valeurs de b les plus importants dans la région du golfe de Gabès et la région du Sahel coïncident bien avec les gradex les plus importants pour la Tunisie. Ceci montre bien que le gradex des pluies journalières dans ces zones est plus élevé vu que les pluies durent dans le temps.

De même les valeurs faibles de b dans la région du centre et du Nord Ouest coïncident bien avec les gradex les plus faibles. Ceci indique que le gradex des pluies journalières dans ces zones est faible vu que la durée des averses journalières est faible.

De plus en comparant la carte obtenue avec celle des précipitations journalières décennales élaborée par Y.ZAHAR & J.P.LABORDE en 2000, il apparaît que les régions du Cap Bon et du Sahel sont caractérisés par des grandes précipitations journalières décennales et des grands valeurs de b . Donc les averses dans ces zones durent dans le temps tout en fournissant la plus grande quantité de pluie décennale journalière.

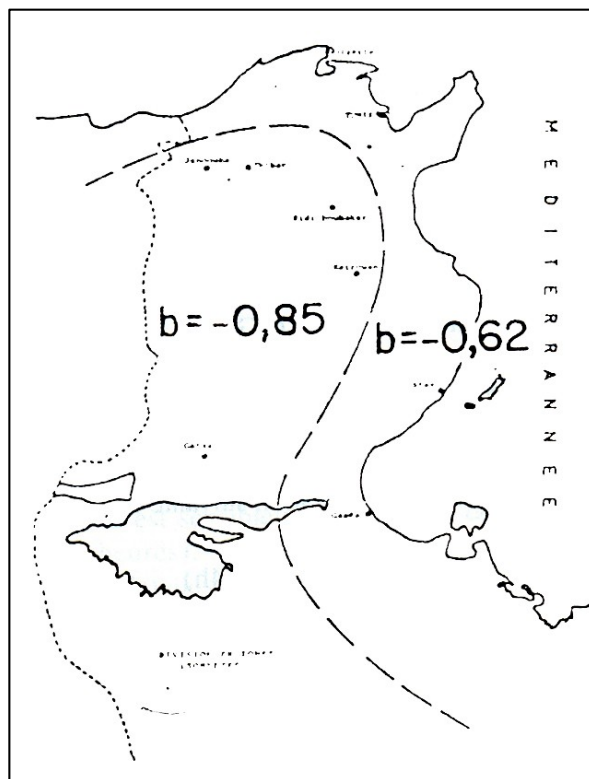


Figure n°3 : Coefficients régionaux b de Montana d'après C. THIRRIOT & al.

Par contre dans la région de l'extrême Nord Ouest le coefficient b est faible et les quantités de pluie journalière décennale est grande. Donc cette zone possède une grande intensité de pluie décennale vu qu'elle possède un grand apport pour une faible durée.

Il s'agit donc d'une première approche de la cartographie de b_{10} pour la Tunisie. La carte obtenue corrobore les premiers résultats de C. THIRRIOT & al. (1981) mais elle reste non exploitable à l'état actuel. Elle permet un avancement sur le plan méthodologique pour la discrétisation spatiale des intensités des pluies.

Actuellement, un dépouillement des données d'une cinquantaine stations pluviographiques relevant de la DGRE est en cours. Ce complément d'observations conduira à l'élaboration d'une carte synthétique des paramètres descriptifs des intensités des pluies en Tunisie sur un échantillon de données nettement plus robuste permettant ainsi l'affinement de ce travail dans le sens de l'exploitation pratique de détermination des intensités de pluies.

6. Conclusion

Jusque là, et dans le meilleur des cas, l'aménageur devrait considérer pour son projet, la pluie de projet à partir du poste pluviographique le plus proche. Or de nombreuses régions en Tunisie ne disposent pas de tel poste. L'aménageur aura alors recours aux méthodes empiriques où le facteur « pluie » n'intervient pas pour le calcul du débit de crue. On peut admettre que ce travail malgré qu'il soit perfectible, présente l'avantage d'être basé sur des données observées. Ainsi la carte obtenue peut être utilisé pour le calcul des débits de crue par la méthode du gradex d'autant plus que la carte des pluies journalières décennales et la carte des gradex des pluies journalières pour la Tunisie ont été établies. Il est alors intéressant d'approfondir ce travail tout en utilisant le maximum de postes pluviographiques pour les mêmes durées d'observations.

Bibliographie

- CHERIF B. & al, 1992, *Guide de conservation des eaux et du sol*, Imprimerie Officielle de la République Tunisienne, Tunis.
- CROMARY & BEN HAJLA A., 1964, Les pluies en Tunisie, loi intensité durée, Note T.M 152 DRES
- KASSAB F., 1979, *Les très fortes pluies en Tunisie*, Université de Tunis, Tunis.
- KARRAY N., 2007, *Gestion des risques d'inondations, essai de caractérisation des risques et vulnérabilités, application au cas du Grand Sfax*, ENIS, Sfax.
- LABORDE J.P., 2000, *Eléments d'hydrologie de surface*, Université de Nice Sophia Antipolis-CNRSS, Nice.
- THIRRIT C. & MAALEL K. & TRIKI M., 1981 : Fonction de répartition des averse en Tunisie, *La houille blanche*, **7/8**, 541-545.
- ZAHAR Y., 1997, *Eléments d'hydrologie pour l'aménagement : modélisation spatiale et temporelle des précipitations extrêmes et érosives en Tunisie centrale*, Faculté des Lettres de la Manouba.
- ZAHAR Y., & LABORDE J. P., 2000, : Les précipitations journalières extrêmes de Tunisie : cartographie des gradex et valeurs exceptionnelles, *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, **13**, 181-190,.

CHANGEMENTS CLIMATIQUES ET IMPACTS SUR LE REGIME HYDROLOGIQUES DES RIVIERES EN ROUMANIE

LILIANA ZAHARIA ⁽¹⁾, ANDREEA GALIE ⁽²⁾

⁽¹⁾ *Faculté de Géographie, Université de Bucarest, Bd. Nicolae Balcescu N°1, Secteur 1, 70111, Bucarest, Roumanie, Tél. : + 40-21-315 30 74/155, zaharia@geo.unibuc.ro.*

⁽²⁾ *Université Technique de Génie Civil de Bucarest, Faculté de Hydrotechnique, Boulevard Lacul Tei N°124, secteur 2, 020396, Bucarest, Roumanie, tel. 00-40-(0)21-242 12-08/232, andreea@utcb.ro*

Résumé : *Ce travail présente les changements potentiels dans le régime hydrologique des rivières en Roumanie issus d'une étude de cas (le bassin versant de Tarnava) où, en utilisant le modèle hydrologique pluie-débit MEDL, nous avons simulé les débits mensuels (moyens, maximum, minimum) pour 2 scénarios : 1*CO₂ (correspondant à la situation actuelle) et 2*CO₂ (considérant le doublement de la concentration de CO₂). Comme données d'entrée dans le modèle hydrologique on a utilisé les précipitations et les températures moyens simulés par le modèle de circulation générale CCCM, le mieux adapté aux conditions morpho-climatiques de Roumanie. Les résultats obtenus indiquent comme changements significatifs dans le régime annuel des débits liquides de la rivière Tarnava : le déplacement des hautes eaux du printemps vers l'hiver et une baisse importante en septembre, avec des débits minimum et maximum beaucoup plus élevés en hiver et abaissés en printemps par rapport à la situation actuelle.*

Mots – clé : *changement climatique, régime hydrologique, Roumanie.*

Abstract : *The paper shows the potential changes in the hydrological regime of rivers in Romania relying on a case study (the catchment area of the Tarnava River). The monthly discharges (mean, maximum, minimum) for 2 scenarios: 1*CO₂ (corresponding to the current situation) and 2*CO₂ (considering the doubling of the CO₂ concentration) have been simulated using the hydrological model rainfall-runoff named MEDL. The mean precipitations and temperatures simulated by CCCM - the Canadian model of general circulation which is the best option for modeling taking into account the morpho-climatic conditions in Romania have been used as input data in the MEDL hydrological model. The outputs of MEDL indicate significant changes in the annual regime of discharges on the Tarnava River e.g. the movement of the spring floods towards winter, an important decline of maximum discharge in September, the minimum and maximum discharges are much greater in winter and lower in spring than the values recorded in the current situation.*

Key words: *climate change, hydrological regime, Romania.*

Introduction

Les dernières décennies, en Roumanie, comme dans de nombreuses régions du Monde, il y a eu des événements et des tendances climatiques renforçant l'hypothèse déjà acceptée officiellement par le Groupe Intergouvernemental d'experts sur l'Evolution du Climat (GIEC) et la Convention Climat (Rio, 1992) d'un changement climatique (Juvanon du Vachat, 2006). Les impacts d'un tel changement sur l'environnement et sur la société humaine sont multiples et complexes, d'où la nécessité d'identifier et évaluer ces impacts, afin de mettre en place des stratégies adéquates d'adaptations et de lutte contre les effets néfastes du changement climatique. Une activité de recherche importante est menée aussi à l'échelle globale que régionale, sur la prévision des incidences des modifications climatiques sur le cycle hydrologique et notamment sur la variabilité spatiale et temporelle de la ressource en eau dont le rôle est essentiel pour l'existence humaine.

Cet article présente des impacts prévus sur le régime hydrologique des rivières en Roumanie à partir d'une étude de cas sur le bassin versant de Tarnava où nous avons appliqué des modèles climatiques et hydrologiques, en considérant 2 scénario: la situation actuelle (1*CO₂) et la situation où la concentration du CO₂ doublera (2*CO₂).

1. Quelques signales du changement climatique en Roumanie

Des études réalisées par l'Administration Nationale de Météorologie (A.N.M.) indiquent pour la période 1901 – 2000 (et notamment après 1961) comme principales modifications observées des paramètres climatiques en Roumanie: augmentation de 0,3°C de la température moyenne annuelle pour l'ensemble du pays, plus importante (0,8°C) dans les régions de l'est et de sud-est; réchauffement en hiver et en été; fréquence plus élevée des températures

supérieures à 40°C; refroidissement en automne; augmentation des températures minimales en été; diminution des précipitations notamment dans la partie méridionale et augmentation dans les régions de nord-ouest et de nord-est; fréquence plus élevée des fortes précipitations au caractère local; diminution de l'épaisseur de la couche de neige, plus significative au NE du pays et dans la partie ouest (Busuioc *et al.*, 2002). Les cinq dernières années des événements météo-hydrologiques extrêmes, de fréquence rare ont touché la Roumanie en provoquant des dégâts matériels et humaines importants (tornades, fortes pluies, orages, inondations, ...). Les températures élevées de l'hiver 2006-2007, bien supérieures à la normale, confirment les prévisions générales de réchauffement pour cette saison aux latitudes moyennes de l'Hémisphère Nord.

2. Méthodologie

La méthodologie utilisée est basée principalement sur la modélisation climatique et hydrologique. La modélisation climatique nous a fourni les données d'entrée pour la modélisation hydrologique. Il s'agit des précipitations et des températures mensuelles de l'air issues de la simulation par le modèle CCCM (*Canadian Climate Center Model*) considéré parmi d'autres modèles testés par l'Administration Nationale de Météorologie (A.N.M.), comme le mieux adapté aux conditions climatiques et orographiques de la Roumanie (Stanescu *et al.*, 1999). Le modèle considère 2 scénarios: la situation actuelle (1*CO₂) et la situation où la concentration du CO₂ doublera (2*CO₂).

Pour la modélisation hydrologique nous avons utilisé, le modèle pluie –débit MEDL, un modèle conceptuel de type réservoir qui est basé sur équation de bilan suivante (Kaczmarek, Z., 1994, Galie - Serban A., 2006):

$$USM \frac{dz}{dt} = PE(t) - SS(z, PE, t) - SB(z, t) - E(z, PE, t) \quad (1)$$

où :

USM = capacité maximum du réservoir exprimant la quantité maximale d'eau qui peut être retenue par le bassin versant et qui participe au cycle hydrologique quand le sol est saturé en eau;

z = humidité relative du sol ;

$PE(t)$ = quantité effective d'eau reçue par le bassin versant dans l'intervalle de temps t ;

$SS(z, PE, t)$ = écoulement superficiel englobant l'écoulement rapide et l'écoulement hypodermique ;

$SB(z, t)$ = écoulement de base ;

$E(z, PE, t)$ = évapotranspiration réelle.

L'humidité relative du sol z au moment t est donnée par la relation :

$$z = \frac{US(t)}{USM} \quad (2)$$

où $US(t)$ représente l'humidité du sol au temps t .

L'écoulement superficiel pour l'intervalle de temps t est obtenu avec la formule :

$$SS(z, PE, t) = \frac{\varepsilon}{1 + \varepsilon - z} PE(t) \quad (3)$$

où ε est un paramètre du modèle représentant l'indice du coefficient d'écoulement moyen mensuel.

L'écoulement de base pour l'intervalle de temps t se calcule avec la relation :

$$SB(z, t) = CB * US(t) \quad (4)$$

où CB est un paramètre du modèle signifiant le coefficient de l'écoulement de base.

Les données d'entrée dans le modèle MEDL sont la quantité effective d'eau reçue par le bassin versant et l'évapotranspiration réelle.

La quantité effective d'eau reçue par le bassin versant $PE(t)$ dans l'intervalle de temps t est :

$$PE(t) = \alpha(t)[A(t-1)+PM(t)] \quad (5)$$

avec:

$$\alpha(t) = \begin{cases} 0 & \text{pour } T_t \leq T_s \\ 1 & \text{pour } T_t \geq T_1 \\ \frac{T_t - T_s}{T_1 - T_s} & \text{pour } T_s \leq T_t \leq T_1 \end{cases}$$

et

$$A(t) = [1 - \alpha(t)][A(t-1)+PM(t)]$$

où :

- $\alpha(t)$ = indice d'accumulation de la couche de neige durant la période t ;
- $A(t)$ = équivalent en eau de la couche de neige accumulée durant la période t ;
- PM = précipitation moyenne au niveau du bassin versant durant la période t ;
- T_t = température moyenne de l'air pour l'intervalle de temps t ;
- $T_1 \approx 3^\circ\text{C}$ = seuil de température au-dessus duquel les précipitations sont liquides ;
- $T_s \approx -3^\circ\text{C}$ seuil de température en dessous duquel il n'y a plus de fonte.

L'évapotranspiration réelle au niveau du bassin versant pour l'intervalle de temps t , $E(t)$, est en fonction de l'évaporation potentielle (EP), déterminée avec la formule de Penman et l'humidité du sol (z). Elle peut être estimée avec la relation :

$$E(t) = SC * EP * z^{0,5}$$

où SC est facteur de correction exprimant la transpiration végétale. Il prend les valeurs suivantes : 0,6 en janvier, février et décembre ; 0,7 en novembre ; 0,8 en mars ; 0,9 en avril et en octobre ; 1 en mai et en septembre ; 1,2 en juin – août (Galie –Serban, 2006).

Les paramètres du modèle MEDL sont USM, CB et ε dont les significations ont été présentées antérieurement.

3. Application de la méthodologie

Nous avons appliqué la méthodologie décrite ci dessus dans le cas du bassin versant de la Tarnava (6253 km²), situé dans la dépression de la Transylvanie, à l'intérieur de l'Arc Carpatique, au plein centre de la Roumanie (Figure 1). Etalé de l'est à ouest sur un relief essentiellement collinaire dont les altitudes moyennes sont des 600 – 650 m, il atteint le maximum altimétrique (1800 m environ) dans son extrémité orientale (correspondant au versant d'ouest des Carpates orientales). Le climat tempéré –continental modéré spécifique de ce bassin versant est caractérisé par des températures moyennes annuelles qui varient de 5-6°C dans le secteur montagneux, à 9-10°C dans la partie centrale et occidentale du bassin versant. La région montagneuse est la plus arrosée (environ 1000 – 1200 mm/an), tandis que la plupart du bassin versant reçoit moins de 700 mm/an (*Geografia fizica a Romaniei*, 1983). Dans ces conditions morpho-climatiques, le débit module de Tarnava à son exutoire (la station Mihalt) est de 26,7 m³/s, équivalent à un débit spécifique de 7,27 l/s.km².

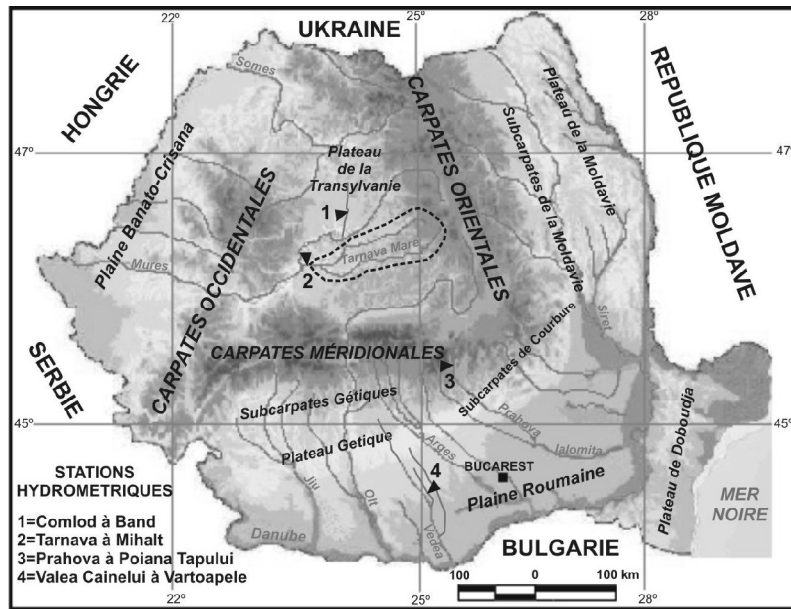


Figure 1. Localisation du bassin versant de Tarnava et des stations hydrométriques citées dans le texte

Le réseau de mesures hydro-météorologique du bassin versant de Tarnava, comprend 12 stations hydrométriques et 5 stations météorologiques. Les paramètres du modèle MEDL ont été déterminés sur la base des séries de précipitations et de débits sur 40 ans (1961 – 2000).

Les précipitations annuelles moyennes tombées au niveau du bassin versant (PM) ont été estimées en utilisant la méthode Thiessen :

$$PM = \sum_{i=1}^N W(i) \cdot P(i)$$

où :

$P(i)$ = précipitations annuelles mesurées à la station météorologique i ;

$W(i)$ = coefficient de pondération pour la station météorologique i ($\sum_{i=1}^N W(i) = 1$) ;

N = nombre des stations météorologiques.

Les précipitations mensuelles moyennes au niveau d'un bassin versant (PML_i) ont été calculées avec la formule :

$$PML_i = \frac{PM}{PMD} PLD_i$$

où :

PM = précipitation annuelle moyenne au niveau d'un bassin versant ;

PMD = précipitation annuelle mesurée à la station météorologique de référence ;

PLD_i = précipitation mensuelle mesurée à la station de référence le mois i .

Le modèle MEDL a été appliqué pour 5 stations hydrométriques, mais seulement les résultats pour la station Mihalt, reflétant le régime hydrologique de tout le bassin versant de la Tarnava sont présentés ici (superficie du bassin versant = 6253 km²). Les paramètres déterminés pour cette station sont : $USM = 300$ mm ; $CB = 0,06$ et $\varepsilon = 2,08$. La pluie moyenne annuelle au niveau du bassin versant est de 648 mm. Les hydrogrammes des débits moyens mensuels mesurés et simulés pour la période 1961 – 2000 indiquent une concordance assez bonne entre les débits mesurés et ceux simulés, ce qui démontre la validité du modèle.

4. Résultats

Les résultats obtenus montrent que dans l'hypothèse du doublement de la concentration de CO_2 (2^*CO_2), le régime annuel des débits moyens, maximums et minimums de la rivière de Tarnava connaîtra des modifications assez importantes par rapport à la situation actuelle (1^*CO_2). Ainsi, les débits moyens mensuelles augmenteront d'une manière significative (de 42,5% jusqu'au 71,7%) en hiver et diminueront en printemps (avril-mai) et en septembre, de 23,8% à 30,2% (figures 2 A et B). Les résultats de la modélisation font aussi apparaître une augmentation des débits en juillet ce qui pourrait être la conséquence de l'intensification des pluies torrentielles durant ce mois.

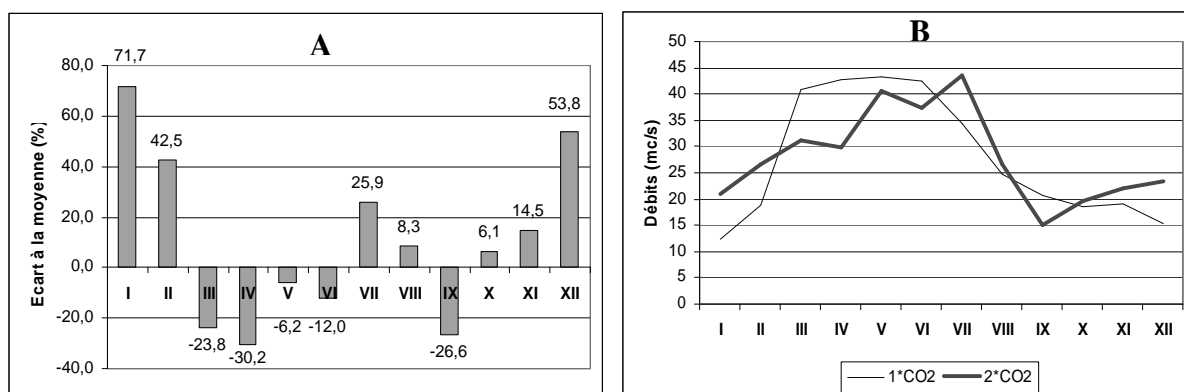


Figure 2. **A** : Ecarts à la moyenne des débits mensuels moyens dans l'hypothèse 2^*CO_2 par rapport à l'hypothèse 1^*CO_2 . **B** : Evolution des débits mensuels moyens dans l'hypothèse 2^*CO_2 par rapport à l'hypothèse 1^*CO_2 .

L'écoulement maximum aura une évolution similaire à celui moyen. Ainsi, les débits maximums d'hiver seront supérieurs à ceux actuels de 39,6% en décembre et de 21,4% en janvier. En juillet et en août, il y aura aussi une augmentation (respectivement 29,2% et 14,9%), qui pourrait être due aux pluies torrentielles plus fréquentes. Les débits maximum baisseront fortement (de 30% jusqu'au 40%) en mars, avril et septembre (figure 3 A).

Quant à l'écoulement minimum, il enregistrera une augmentation très importante en hiver (jusqu'au 157 % en février), tandis que dans le reste de l'année (à part le mois de septembre ou on estime une faible augmentation), les débits minimum diminueront jusqu'à 19% (figure 3 B).

Les résultats simulés par le modèle MEDL indiquent donc un changement dans le régime annuel des débits liquides de la rivière Tarnava avec un déplacement des hautes eaux du printemps vers l'hiver et une baisse importante en septembre. Ces changements n'affectent que très peu les valeurs multi annuelles des débits : dans l'hypothèse du doublement de la concentration de CO_2 , les débits moyens multiannuels augmenteront de 0,9%, tandis que ceux maximums diminueront de 3,6% et ceux minimums de 1,5%.

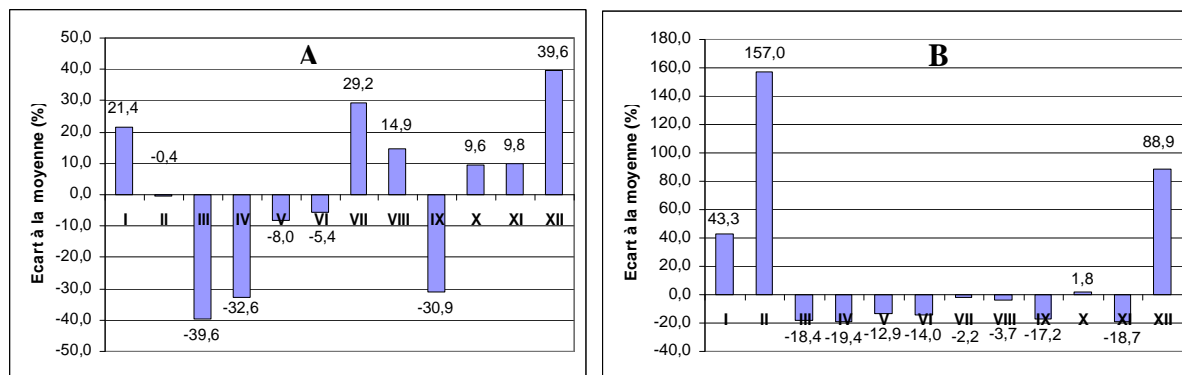


Figure 3. A : Ecarts à la moyenne des débits mensuels maximum dans l'hypothèse 2*CO₂ par rapport à l'hypothèse 1*CO₂. **B :** Ecarts à la moyenne des débits mensuels minimum dans l'hypothèse 2*CO₂ par rapport à l'hypothèse 1*CO₂.

Les changements du régime hydrologique de la rivière Tarnava simulés ici sont assez similaires à ceux obtenus par d'autres équipes de chercheurs roumains. Ainsi, conformément à Stanescu *et al.* (1999), les simulations réalisées à l'aide du modèle déterministe pluie-débit HIDROZ pour les mêmes 2 scénarios, dans le cas du bassin versant de l'Arges à Pitesti Strand (simulations basées sur l'*up-calling* issu du même modèle appliqué d'abord pour 3 petits bassins versant situés dans des régions morphologiques différentes - Prahova à Poiana Tapului dans la région montagneuse ; Comlod à Band dans la région collinaire et Valea Cainelui à Vartoapele dans la région de plaine) ont indiqué pour le régime des débits moyens mensuels une augmentation importante en hiver (jusqu'à 86% en janvier) et une diminution dans le reste de l'année, supérieures de 40% en avril-juin et en septembre.

Conclusion

Le doublement de la concentration de CO₂, principal gaz à effet de serre, aura comme impact prévu par modélisation climatique et hydrologique des changements dans le régime hydrologique des rivières de la Roumanie manifestés principalement par le déplacement des hautes eaux du printemps vers l'hiver et une forte diminution des débits en septembre. Cela impose des mesures adéquates de gestion des eaux afin de gérer l'excédent d'eau d'hiver (qui pourrait engendrer des inondations dues aux crues pluvio-nivales) et le déficit d'eau en automne (pouvant poser des problèmes pour l'alimentation en eau potable et industrielle des régions fortement peuplées).

Bibliographie

- Busuioc A., Boroneant C., Bojariu R., Geicu A., Baciu M., 2002, *Schimbari climatice in Romania evidentiate in secolul XX si scenarii pentru secolul XXI*, Résumé de la communication présentée à la Session scientifique annuelle de l'INHGA, 2p.
- Galie –Serban A., 2006, *Impactul schimbarilor climatice asupra resurselor de apa si a sistemelor de gospodarie a apelor*, Ed. Tipored, Bucarest, 103 p.
- Juvanon du Vachat R., 2006, L'adaptation au Changement Climatique en France. Evaluation des vulnérabilités et stratégies, *Actes du XIX^e Colloque International de Climatologie*, Epernay, 21-26.
- IPCC, 2003, *Changements climatiques 2001. Rapport de synthèse. Résumé à l'intention des décideurs*, Publication de l'IPCC, 37 p.
- Kaczmarek, Z., 1994, Water Balance Model for Climate Impact Assesment, *ACTA Geophysica Polonica* **41**(4), 423-437.
- Stanescu V.A., Corbus C., Simota M., 1999, *Modelarea impactului schimbarilor climatice asupra resurselor de apa*, Ed. H.G.A., Bucarest, 277p.
- * *,1983, *Geografia fizica a Romaniei*, Ed. Academiei, 662 p.

Table des matières

Introduction <i>Habib Ben Boubaker</i>	3
Conférences invitées	
Carthage et l'eau dans l'Antiquité <i>Habib Bakloutil</i>	9
Modes de variabilité interannuels de l'anomalie de la température de surface de la mer (ssta) et pluviométrie en tunisie <i>Mohamed Ben Sakka</i>	17
Changement climatique, tourisme et santé Le cas du bassin méditerranéen <i>Jean-Pierre Besancenot</i>	23
Le potentiel climato-touristique de la Tunisie <i>Latifa Henia et Tahar Alouane</i>	27
Développement d'un scénario des pluies durant la période humide en Tunisie <i>P. Maheras, K. Tolika, M. Vafiadis et Chr. Anagnostopoulou</i>	34
Résumés des communications	
Végétation, milieux et climats locaux des montagnes méditerranéennes semi-arides. Le cas de jebel Rihane (sud-est du Haut tell tunisien) <i>Abaza Khaled</i>	43
Optimisation des apports d'eau pour une culture de melon sous serre tunnel en polyéthylène <i>B. Abderrahmani, M. Abbou, M. Houari, A. Mokhbi, A. Dobbj, F.Z.Meghoufel et N. Hassin</i>	49
Les pluies torrentielles en Tunisie : fréquences et tendances <i>A. Abderrahmen, Z. Helaoui</i>	55
Analyse du régime pluviométrique dans IE bassin versant de l'Oued Sly (ALGERIE) par l'Analyse en Composantes Principales (ACP). <i>Achite Mohammed</i>	61
Etude de l'impact des aerosols atmosphérique sur le climat <i>Aissani Ouafa, mokhneche Ammar</i>	66
Variations Climatiques et les changements des paysages géographiques en Transylvanie (1901-2000) <i>Alexe Mircea, Ioan-Aurel Irlmus, Iulian-Horia Holobàcà, Dan Petrea</i>	71
Le répit thermique nocturne de la saison chaude en Tunisie <i>Alouane Tahar</i>	75
Variabilité pluviométrique et flux de turbidité dans le complexe Chenal Aho-Lac Aheme au Benin (Afrique de l'ouest) <i>Amoussou Ernest, Lucien M. Oyede & Michel Boko</i>	81
Variabilité spatio-temporelle du debut de la saison des pluies au Mato Grosso (Bresil) <i>D. Arvor, V. DubreuilL, M. Sim?es P. Meirelles</i>	87
Impact de la brise de mer sur la température à Sfax (Tunisie) durant la saison chaude <i>Beltrando G. et Dahech S.</i>	93
Apports solaires dans le batiment en Tunisie. Approche bioclimatique. <i>Ben Slama Romdhane</i>	99
Constantine en quête de sa qualité environnementale Le discours (Réduction de la pollution atmosphérique–Tramway) <i>Bensakhria Karima, Hamimed Sabah</i>	105
Variations climatiques et circulation atmosphérique européenne dans le massif du Vercors (1921-2006) <i>S. Bigot, S. Rome, O. Planchon et T. Lebel</i>	111
L'analyse du temps comme méthode d'évaluation bioclimatique pour la récréation <i>Blazejczyk Krzysztof</i>	117
	597

Impact de la géométrie des canyons urbains sur le confort thermique extérieur dans un climat semi aride – cas du coudiat de Constantine - <i>F. Boucheriba, PR F. Bourbia</i>	122
La contribution de la boue résiduaire à la fertilité du sol et la production d'une plante fourragère (Hordeum Vulgare Variété Jaidor. L) <i>Boudjabi S, Kribaa M., Tamrabet L.</i>	128
Indice de végétation normal (NDVI) et impact du réchauffement global du climat sur la biomasse végétale en Tunisie. <i>Boughrara A., Trabelsi Y., M. Ben Sakka</i>	134
Homme et climat : Le rôle des bassins d'enneigement artificiel dans la région XX Jeux Olympiques d'hiver (Vallées de Susa et Chisone –Italie Nordoccidentale) <i>A.Bove, S. Fratianni, L. Masciocco</i>	139
Le climat-facteur favorable dans le développement des activités touristiques dans le complexe lagunaire Razim -Sinoie <i>P. Bretcan, M. Ovidiu Murarescu, Gica Pehoiu, Eduardt Samoila</i>	145
L'évolution del l'indice de Huglin : un indicateur du réchauffement climatique en Champagne BRICHE Elodie, BELTRANDO Gérard, MADELIN Malika, QUENOL Hervé.....	151
Activité de croisière et qualité de l'air d'une ville portuaire méditerranéenne <i>S. Bridier, O. Dubuquoy, R. Guillon, B. Pauc</i>	156
Les séquences pluvieuses caractéristiques dans l'organisation de la saison des pluies à l'extrême-Nord du Cameroun <i>Bring Christophe</i>	162
Risque météorologique d'incendie de forêt et méthodes de spatialisation pour une cartographie à fine échelle. <i>Pierre Carrega, Nuno Jeronimo</i>	168
Analyse de la Mousson d'été au sud d'Oman et de ses téléconnexions globales <i>Charabi Yécine</i>	174
Variation spatiale et tendance de la température dans la ville de Tunis et ses environs :l'apport des données conventionnelles. <i>Charfi Sami et Henia Latifa</i>	181
La relation climat-hydrographie des activités touristiques en Dobroudja (Roumanie) <i>Comanescu L., Florina Grecu, Mihai Ielenicz, Gheorgue Vişan, Mircea Vişan</i>	187
Les brises nocturnes à sfax durant la saison estivale: répartition spatio temporelle et impact sur la pollution de l'air <i>Dahech S., Beltrando G</i>	193
Détection de signaux d'ENSO et de ONA dans les SERIES de température des six principales villes de roumanie <i>David B. S., Haidu I. et Paul P.</i>	199
Réchauffement climatique et évolution de l'environnement des stations en région méditerranéenne française (1951-2000) <i>A. Douguédroit et S. Bridier</i>	204
Potentialités des données TRMM pour la spatialisation des précipitations au Mato Grosso, Brésil <i>V. Dubreuil, J. Ronchail, D. Arvor</i>	210
<i>Projet d'étude sur les relations entre îlot de chaleur urbain et végétation dans le cadre de l'écologie urbaine : le cas du Grand Lyon</i> <i>Dugand.J., Comby.J., Kermadis. S.</i>	216
Les conditions climatiques favorables à la culture de tournesol en Tunisie. <i>J. Elhajri</i>	222
Vagues de chaleur et mortalité estivale en 1994 et en 2003 à Berlin (Allemagne) <i>Wilfried Endlicher, Katharina Gabriel</i>	228
Erosion Pluviale et dégradation du réseau viaire dans le quartier Boy-Rabe à Bangui (Centrafrique) <i>Cyr Gervais Etene, Expédit W. Vissin et Michel Boko</i>	234
Détermination des vents extrêmes dans une topographie accidentée en Suisse <i>Jean-Michel Fallot, Jacques-André Hertig, Alexandre Audouard, Pauline Bart</i>	240

Climatologie des brouillards épais dans la plaine du PO (Italie septentrionale). 1 ^{ers} résultats. <i>Fazzini Massimiliano, A. Giuffrida, F. Giallatini et C. Bisci</i>	246
L'extension urbaine et ses conséquences sur le fonctionnement hydrogéomorphologique du bassin versant des oueds El Ghrich et El-Greb <i>Fehri Noômène, Mathlouthi Samir et Zahar Yadh</i>	252
Variations spatiales du stress hydrique estival de la végétation dans le Nord-Ouest de la Tunisie en 1999 <i>M. Feki, A. Douguédroit et V. Dubreuil</i>	259
Neige et tourisme dans la vallée de Susa (NW, Italie) <i>Simona Fratianni, Joao Afonso Zavattini</i>	265
Le potentiel climato-touristique de la ville d'Oradea (Roumanie) <i>O. Gaceu, A. Dumiter, C. Chiorean</i>	271
Risques météo-hydrologiques dans la vallée du Danube Roumain. Le cas des inondations d'Avril-Mai 2006. <i>Grécu Florina, Zaharia Liliana, Toroimac Gabriela, Dobre Robert</i>	277
Pédagogie et Tourisme dans les tourbières, les aspects climatiques <i>F. Grégoire, J. Canivé</i>	283
Evaluation probabilistique du risque de gel à l'aide de S.I.G (Haidu I., Magyari-Saska Z) <i>Ionel Haidu, Zsolt Magyari-Saska</i>	289
Variabilité du climat et viabilité des systèmes de production agropastoraux dans un contexte aride : cas de la Jeffara tunisienne <i>Ali Hanafi</i>	295
Pluie et pollution atmosphérique à Tunis (Tunisie) <i>Zouhaier Helaoui et Mouna Slama</i>	301
L'étude des périodes déficitaires pluviométriques de courte et moyenne durée au centre de La Roumanie <i>I. H. Holobaca</i>	307
Climat et potentialités touristiques dans le nord du Bénin <i>Houssou Christophe Sègbé, Vissin Expédit Wilfrid, et Boko Michel</i>	312
Le rapport climat - activités touristiques sur le territoire de la Roumanie <i>Mihai Ielenicz, Laura Comanescu, Visan Mircea Cristian, Visan Gheorghe</i>	318
Typologie des situations météorologiques associées à des forts épisodes pluvieux dans le bassin versant de la Prahova (Roumanie) <i>G. Ioana -Toroimac, G. Beltrando, O. Planchon, L. Zaharia</i>	324
Pluviométrie et ruissellement dans le bassin versant de la haute Mjerdah <i>R. Jouini, Z. Benzarti</i>	330
Impact du Changement Climatique sur l'hydrologie. <i>Juvanon du Vachat Régis</i>	336
Impact de la vitesse et de la direction du vent sur l'estimation des principales sources de pollution en SO ₂ de la vallée de la Seine juste en aval de Paris <i>A. Khlaifi, A. Ionescu</i>	342
Synthèse cartographique des pluies extrêmes en Algérie du Nord sur des durées de 1h à 24h <i>Laborde J.P. Jean-Pierre, Belhouli Larbi, Lecocq Jean, et Merzough Dalila</i>	348
Intéraction océan-côte- continent et perturbation dues à la pluie affectant la transmission hertzienne. <i>N. Lehtihet, et F. Youcef Ettoumi</i>	354
Dérivation de paramètres topographiques et influence sur la spatialisation statistique de la température <i>Rémi Lhotellier et Cristian-Valeriu Patriche</i>	357
Etude de la pollution par l'ozone à échelle fine : premières mesures itinérantes dans les Alpes-Maritimes. <i>Martin Nicolas, Carrega Pierre</i>	363
La Méthode des ondelettes comme outil de test d'homogénéité – Le cas des précipitations à Cluj roumaine. <i>M. Mateescu et I. Haidu</i>	369
Utilisation de grilles d'information climatologique dans la cartographie du déficit hydrique de l'Est algérien. Généralisation à l'Algérie du Nord. <i>Azzedine Mebarki</i>	375
Les Situations pluviométriques extrêmes dans le Nord- Ouest de l'Algérie. <i>Medejerab Abderrahmane</i>	381

Climat et allergies respiratoires à Tunis <i>Wahida MEJRI</i>	387
Contribution de la télédétection satellitaire (Noaa/ Avhrr) à l'estimation du rayonnement solaire en Tunisie <i>Mjejra Mustapha, Henia Latifa</i>	393
Potentiel hydroclimatique et importance touristique des lacs salés de l'Ouest de la dépression transylvaine RANSYLVAINIE (ROUMANIE) <i>Moldovan Florin, Pandi Gavril, Croitoru Adina-Eliza</i>	400
Estimation et variabilité de la température moyenne et effets sur la modélisation de la demande en eau <i>Robert Morel</i>	405
Utilisation des indices de confort bioclimatique pour la détermination des saisons touristiques à Leptis et Sabrata (Libye) <i>Saad Agil Moubarak Al Darraji, Ahlem Abdel Jabbar Kadhem</i>	410
L'influence des conditions climatiques sur la formation des ressources d'eau des subcarpates de Ialomita – Roumanie <i>O.Murarescu, G.Pehoiu, T.Simion, P.Bretcan, G. Muratoreanu, Eduard Samoilà</i>	415
L'influence climatique de la Mer Noire sur le régime de la température de l'air dans les stations balnéoclimatiques du littoral roumain <i>Gheorghe Neamu</i>	420
Impact de la péjoration climatiquesur la rivière Pipi à Ouadda, Haut bassin gréseux de la Kotto en République Centrafricaine <i>Cyriaque-Rufin Nguimalet, Sylvain Ndjendole et Didier Orange</i>	423
Relations entre les grands indices atmosphériques de l'hémisphère Nord et les précipitations du Bassin Méditerranéen (1950-2000) <i>C. Norrant</i>	430
Advections polaires et dynamique des vents de sable en Afrique saharienne et subsaharienne <i>Zeineddine Nouaceur</i>	436
Indicateurs pluviométriques des changements climatiques dans le Benin Méridional et central <i>E. Ogouwale, M. Boko et F. Adjahossou</i>	442
Le rôle des facteurs bioclimatiques sur la distribution de <i>Quercus Ithaburensis</i> SSP. <i>Macrolepis</i> (Kotschy) Hedge & Yalt en Grèce <i>A. Pantera, A.M. Papadopoulos, et V. Papanastasis</i>	448
Analyse du signal climatique de cernes du pin d'Alep d'une forEt périurbaine d'Athènes (Grèce) <i>A.M. PAPAPOULOS, A. PANTERA et P. MAHERAS</i>	454
Comparaison des temperatures de la station d'OMU avec les tendances de l'hemisphere nord <i>Paul Patrice, David Bogdan, Haidu Ionel</i>	460
L'influence des facteurs climatiques sur la pratique des sports d'hiver en Roumanie Etude de cas : la station de Sinaia (Vallée de Prahova) <i>Gica Pehoiu, Constantin Pehoiu, Ovidiu Murărescu, George Murătoeanu, Teodor Simion, Petre Bretcan..</i>	465
Influence des lachers d'eau du barrage de Nangbeto dans la dynamique morphologique de la basse vallée du fleuve mono (Afrique de l'ouest) <i>Jocelyne Perard, Pierre Camberlin & Ernest Amoussou</i>	471
Apport de la dendrochronologie pour l'étude des sécheresses dans le Nord-Ouest de la France (XIX-XXe s.) <i>O. Planchon, V. Dubreuil, V. Bernard, S. Blain</i>	478
Evolution des dates des vendanges en liaison avec les changements climatiques. <i>J. Rochard, J.-R. Clément, A. Srhiyeri</i>	484
Evolution des températures observées en Suisse durant les dernières décennie <i>Rothschild Elsa & Beltrando Gérard</i>	489
Impact des activités anthropiques sur la qualité des eaux souterraines d'un aquifère en zone semi aride. <i>Rouabhia Abdelkader, Baali Fethi, Hani Azedine, Djabri Larbi</i>	495
Pluviométrie en Méditerranée occidentale et Oscillation Nord Atlantique (NAO) <i>M. Saadaoui, M. Ben Sakka</i>	501
Etude du microclimat oasien : mesure et modélisation <i>Mohamed Habib Sellami</i>	507

Perceptions paysannes des changements climatiques et stratégies d'adaptation au Sénégal. <i>S. Isidor Marcel, D. Mbaye et S. Tidiane</i>	514
Une nouvelle approche sur la circulation atmosphérique dans le Nord-Est de la Roumanie <i>Lucian Sfica</i>	520
Impact de la végétation sur le microclimat urbain de Annaba (Algérie) <i>H. Tebbani Ebbani, DR.Y. Bouchahm, D.Medjelakh</i>	526
Quelques caractéristiques bioclimatiques du littoral roumain de la Mer Noire <i>Elena Teodoreanu</i>	532
Variabilité hydroclimatique dans le bassin de la rivière Zou au Bénin (Afrique de l'ouest) <i>Henri V. S. Totin, Expédit W. Vissin et Michel Boko</i>	538
La pluviométrie moyenne annuelle au Liban. Interpolation et cartographie automatique <i>Myriam Traboulsi</i>	544
Facteurs climatiques de l'érosion hydrique dans quelques bassins du Rif marocain: Cas de la province de Taza. <i>Tribak Abdellatif</i>	550
Des phénomènes climatiques du risque de la période froide de l'année dans les Collines de l'ouest de la Roumanie <i>Trif Olga Valentina</i>	556
Rythme des précipitations et tourisme sur la région côtière du Cameroun <i>M. Tsalefac et B. Lengue Fobissie</i>	562
Sécheresse pluviométrique et tarissement dans le bassin de la Mékrou (Bénin, Afrique de l'ouest) <i>Vissin Expédit Wilfrid, Houndenou Constant & Perard Jocelyne</i>	568
Images satellitaires de l'îlot de chaleur urbain à Crocovie <i>Jakub Wojkowski, Barbara Olechnowicz-Bobrowska</i>	574
Saisons pluviométriques et fréquentation du site touristique de Ganvie au Bénin (Afrique de l'ouest) <i>Ibouraïma Yabi et Michel Boko</i>	580
Analyse spatiale et temporelle des intensités de pluies en Tunisie. Essai de cartographie synthétique <i>Yadh Zahar</i>	586
Changements climatiques et impacts sur le régime hydrologiques des rivières en Roumanie. <i>L. Zaharia, A. Galie</i>	591
Table des matières	597
Table des auteurs	602

Table des Auteurs

Abaza	43	Chiorean	271
Abbou	49	Clément	484
Abdel Jabbar Kadhém	410	Comanescu	187, 318
Abderrahmani	46	Comby	216
Abderrahmen	55	Croitoru	400
Achite	61	Dahech	93, 193
Adjahossou	442	Dan Petrea	71
Aissani	66	David	199, 460
Alexe	71	Didier	423
Alouane	29, 75	Djabri	495
Amoussou	81, 471	Dobbi	49
Anagnostopoulou	36	Dobre	277
Arvor	87, 210	Douguédroit	204, 259
Audouard	240	Dubreuil	87, 210, 259, 478
Baali Fethi	495	Dubuquoy	156
Baklouti	11	Dugand	216
Bart	240	Dumiter	271
Belhouli	348	Elhajri	222
Beltrando	93, 151, 193, 324, 489	Endlicher	228
Ben Boubaker	5	Etene	234
Ben Sakka	19, 134, 501	Ettoumi	354
Ben Slama	99	Fallot	240
Bensakhria	111	Fazzini	246
Benzarti	330	Fehri	252
Bernard	478	Feki	259
Besancenot	25	Fратиanni	139, 265
Bigot	109	Gabriel	228
Bisci	248	Gaceu	271
Blain	478	Galie	592
Blazejczyk	117	Giallatini	246
Boko	234, 312, 442, 539, 581	Giuffrida	246
Bouchahm	527	Grécu	187, 277
Boucheriba	122	Grégoire	283
Boudjabi	128	Guillon	156
Boughrara	134	Haidu	199, 289, 369, 460
Bourbia	122	Hamimed	111
Bove	139	Hanafi	295
Bretcan	145, 415, 465	Hani	495
Briche	151	Hassin	49
Bridier	156, 204	Helaoui	55, 301
Bring	162	Henia	29, 181, 393
Camberlin	471	Hertig	240
Canivé	283	Holobàcà	71, 307
Carrega	168, 363	Houari	49
Charabi	174	Houdenou	569
Charfi	181	Houssou	312

Ielenicz	187, 318	Patriche	357
Ioana –Toroimac	324	Pauc	156
Ioan-Aurel	71	Paul	199, 460
Ionescu	342	Pehoiu C.	465
Jouini	330	Pehoiu G.	145, 415, 465
Juvanon du Vachat	336	Perard	471 , 569
Kermadi	216	Planchon	109, 324, 478
Khlaifi	342	Robert Morel	405
Kribaa	128	Rochard	484
Laborde	348	Rome	109
Lebel	109	Ronchail	210
Lecocq	348	Rothschild	489
Lehtihet	354	Rouabhia	495
Lengue Fobissie	563	Saadaoui	501
Lhotellier	357	Samoila	145, 415
Madelin	151	Sègbé	312
Maheras	36	Sellami	508
Masciocco	139	Sene	515
Mateescu	369	Sfica	521
Mathlouthi	252	Simion	415, 465
Mbaye	515	Slama	301
Mebarki	375	Srhiyeri	484
Medejerab	381	Tamrabet	128
Medjelakh	527	Tebbani	527
Meghoufel	49	Teodoreanu	533
Meirelles	87	Tidiane	515
Mejri	387	Tolika	36
Merzough	348	Toroimac	277
Michel	81	Totin	539
Mjejra	393	Trabelsi	134
Mokhbi	49	Traboulsi	545
Mokhneche	66	Tribak	551
Moldovan	400	Trif	557
Moubarak Al Darraji	410	Tsalefac	563
Murărescu	145, 415 , 465	Vafiadis	36
Muratoreanu	415, 465	Vişan G.	187, 318
Ndjendole	423	Vişan M.	187, 318
Neamu G	420	Vissin	234, 312, 539, 569
Nguimalet	423	Wojkowski	575
Nicolas	363	Yabi	581
Norrant	430	Zahar 252	552, 587
Nouaceur	436	Zaharia 277	277, 324, 592
Nuno Jeronimo	168	Zavattini 265	265
Ogouwale	442	Zsolt 289	289
Olechnowicz- Bobrowska	575		
Oyede	81		
Pandi Gavril	400		
Pantera	448		
Papadopoulos	448		
Papanastasis	448		

ISBN
978 – 9973 61 – 907 – 5
Imprimerie Dar El Kalem - Tunis

This document was created with Win2PDF available at <http://www.daneprairie.com>.
The unregistered version of Win2PDF is for evaluation or non-commercial use only.