



XXIX<sup>e</sup> Colloque de  
l'Association Internationale  
de Climatologie



## Climat et pollution de l'air



*Actes du Colloque organisé à Besançon  
du mercredi 6 au samedi 9 juillet 2016*

### **Editeurs scientifiques**

Jean-Michel FALLOT, Daniel JOLY, Nadine BERNARD

Colloque organisé par l'Institut de géographie et durabilité (IGD) de l'Université de Lausanne (UNIL, Suisse) et par les laboratoires Théma et Chrono-Environnement de l'Université Bourgogne Franche-Comté (UBFC) site de Besançon (France)

# **Climat et pollution de l'air**

© Photo couverture : J.-M. Fallot – 18 mai 2016  
Usine d'incinération SATOM à Monthey avec les Dents du Midi en arrière-plan  
(vallée du Rhône dans le Chablais en Suisse)



## XXIX<sup>e</sup> Colloque de l'Association Internationale de Climatologie

# Climat et pollution de l'air

*Actes du Colloque organisé à Besançon  
du mercredi 6 au samedi 9 juillet 2016*

### **Editeurs scientifiques**

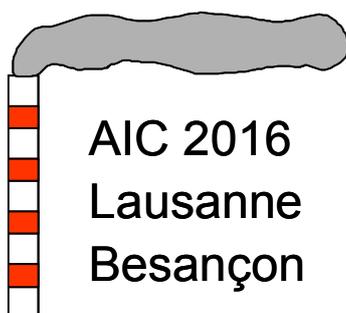
Jean-Michel FALLOT (IGD, UNIL)

Daniel JOLY (Théma, UBFC)

Nadine BERNARD (Chrono-Environnement, UBFC)

## Sommaire

Introduction au XXIX <sup>ème</sup> colloque de l'AIC	8
Thème 1 : Climat et pollution de l'air	11
Thème 2 : Climatologie appliquée	93
Thème 3 : Topclimatologie et agroclimatologie	179
Thème 4 : Variabilités et aléas climatiques	229
Thème 5 : Télédétection et climat, Modélisation climatique	393
Thème 6 : Climat et ressources en eau	425
Table des matières	487
Index des auteurs	492



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

Bâtiments de l'UFR SLHS  
Université Bourgogne Franche-Comté site de Besançon (France)

**Responsables du colloque**

Jean-Michel FALLOT (Institut de géographie et durabilité, Université de Lausanne)

Daniel JOLY (Théma, Université Bourgogne Franche-Comté)

Nadine BERNARD (Chrono-Environnement, Université Bourgogne Franche-Comté)

**Comité d'organisation de Besançon (logistique)**

Daniel JOLY (Théma, UBFC)

Florian LITOT (Théma, UBFC)

Anna BIEDAK (Théma, UBFC)

Sophie SCHIAVONE (Théma, UBFC)

Françoise GUALDI (Théma, UBFC)

Jérôme VALANCE (Théma, UBFC)

Nadine BERNARD (Chrono-Environnement, UBFC)

**Comité d'organisation de Lausanne (partie scientifique)**

Jean-Michel FALLOT (IGD, UNIL)

Graziele MUNIZ MIRANDA (IGD, UNIL)

Martin CALIANNI (IGD, UNIL)

Emmanuel REYNARD (IGD, UNIL)

Marianne MILANO (IGD, UNIL)

Stéphane UTZ (IGD, UNIL)

**Coordonnées des organisateurs responsables**

**Logistique**

Laboratoire Théma

UMR 6049 CNRS

Université Bourgogne Franche-Comté

32, Rue Mégevand

F-25030 Besançon Cedex

France

Courriel : [daniel.joly@univ-fcomte.fr](mailto:daniel.joly@univ-fcomte.fr)

Site web Théma : <http://thema.univ-fcomte.fr/>

Site web du colloque : <http://thema.univ-fcomte.fr/aic2016>

**Partie scientifique**

Institut de géographie et durabilité

Université de Lausanne

Bâtiment Géopolis

Quartier UNIL-Mouline

CH-1015 Lausanne

Suisse

Courriel : [Jean-Michel.Fallot@unil.ch](mailto:Jean-Michel.Fallot@unil.ch)

Site web IGD : [www.unil.igd.ch](http://www.unil.igd.ch)

Ce colloque a bénéficié de l'aide financière et logistique des partenaires suivants :

Université de Lausanne (UNIL)



Institut de géographie et durabilité (IGD) de l'UNIL

Institut de géographie  
et durabilité

Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS)



Laboratoire ThéMA



Laboratoire Chrono-Environnement



Université Bourgogne Franche-Comté (UBFC)



Conseil Régional Bourgogne Franche-Comté

région **BOURGOGNE**  
**FRANCHE-COMTÉ**

## Comité scientifique du colloque

BEN BOUBAKER Habib	Université de La Manouba (Tunisie)
BIGOT Sylvain	Université de Grenoble-Alpes (France)
BONNARDOT Valérie	Université Rennes 2 (France)
CAMBERLIN Pierre	Université Bourgogne Franche Comté (France)
CANTAT Olivier	Université de Caen Basse-Normandie (France)
CARREGA Pierre	Université de Nice (France)
CHAMPEAUX Jean-Luc	Retraité Météo-France (France)
CLAPPIER Alain	Université de Strasbourg (France)
DAHECH Salem	Université de Sfax (Tunisie)
DROGUE Gilles	Université de Lorraine (France)
DUBREUIL Vincent	Université de Rennes 2 (France)
ENDLICHER Wilfried	Université de Berlin (Allemagne)
ERPICUM Michel	Université de Liège (Belgique)
FORTIN Guillaume	Université de Moncton (Canada)
FRATIANNI Simona	Université de Turin (Italie)
FURY René	Retraité Météo-France (France)
HENIA Latifa	Université de Tunis (Tunisie)
HOARAU Karl	Université de Cergy-Pontoise (France)
KASTENDEUCH Pierre	Université de Strasbourg (France)
KERMADI Saida	Université de Lyon 2 (France)
LAUFFENBURGER Mireille	Université de Nancy (France)
MADÉLIN Malika	Université Paris 7 (France)
MAHERAS Panagiotis	Université de Thessalonique (Grèce)
MARTIN Nicolas	Université de Nice (France)
MENDONCA Francisco	Université fédérale de Parana (Brésil)
MOREL Béatrice	Université de La Réunion (France)
PAUL Patrice	Retraité Université de Strasbourg (France)
PLANCHON Olivier	Université Rennes 2 (France)
POHL Benjamin	Université Bourgogne Franche-Comté (France)
PONCHE Jean-Luc	Université de Strasbourg (France)
QUENOL Hervé	Université Rennes 2 (France)
RICHARD Yves	Université Bourgogne Franche-Comté (France)
ROME Sandra	Université de Grenoble-Alpes (France)
SAGNA Pascal	Université de Cheikh Anta Diop (Sénégal)
SOUBEYROUX Jean-Michel	Météo-France Toulouse (France)
TRABOULSI Myriam	Université libanaise (Liban)
VANDIEPENBECK Marc	Institut Royal Météorologique Bruxelles (Belgique)
VERMOT-DESROCHES Bruno	Météo-France Besançon (France)
VISSIN Expédit	Université d'Abomey-Calvi (Bénin)
ZAHARIA Liliana	Université de Bucarest (Roumanie)

## Introduction au XXIX<sup>ème</sup> colloque de l'AIC

### CLIMAT ET POLLUTION DE L'AIR

Besançon, France  
6 au 9 juillet 2016

**Dr. Jean-Michel Fallot**

Institut de géographie et durabilité  
Université de Lausanne  
Suisse

**Dr. Daniel Joly**

Laboratoire ThéMA, UMR 6049 CNRS  
Université Bourgogne Franche-Comté  
Besançon, France

**Dr. Nadine Bernard**

Laboratoire Chrono-Environnement, UMR 6249 CNRS  
Université Bourgogne Franche-Comté  
Besançon, France

Ce volume rassemble les résumés étendus des communications orales et des posters dont la présentation est prévue durant le XXIX<sup>ème</sup> colloque de l'Association Internationale de Climatologie (AIC) qui se tiendra à Besançon du 6 au 9 juillet 2016. Ce colloque présente la particularité d'être organisé pour la première fois conjointement par des institutions de deux pays différents : l'Université de Lausanne (UNIL) en Suisse et l'Université Bourgogne Franche Comté (UBFC) site de Besançon en France. L'Institut de géographie et durabilité (IGD) de l'UNIL s'est occupé de la partie scientifique, alors que les laboratoires ThéMA et Chrono-Environnement de l'UBFC à Besançon ont assuré la logistique de ce colloque.

Cette collaboration a non seulement permis à des groupes de recherche ou des laboratoires de tailles modestes d'organiser un colloque international de climatologie regroupant 17 nationalités différentes et avec 112 participants, mais également de renforcer les liens entre des institutions de pays différents. Une telle co-organisation pourrait être renouvelée dans le futur par d'autres groupes de recherche ou laboratoires ne disposant pas d'une masse critique suffisante pour organiser à eux seuls un colloque de l'AIC.

Le laboratoire ThéMA (plus spécifiquement Daniel Joly) avait déjà organisé le XV<sup>ème</sup> colloque de l'AIC à Besançon en septembre 2002, autour de 2 thèmes principaux : la climatologie des échelles fines et les applications de la climatologie. Le XXIX<sup>ème</sup> colloque de l'AIC se tiendra du mercredi 6 juillet au vendredi 8 juillet 2016 au centre-ville de Besançon dans les locaux de la composante SHS de l'Université UBFC. Le dîner de gala aura lieu le jeudi soir 7 juillet dans un restaurant au centre-ville. Une excursion à caractère scientifique se déroulera le samedi 9 juillet 2016 dans le Jura franco-suisse. Elle traitera notamment des accumulations d'air froid dans les vallons exposés du Jura, avec l'exemple de la vallée de La Brévine surnommée « la Petite Sibérie » de la Suisse. Elle vous fera découvrir également la tourbière de Frasne, sur laquelle est installé un site de recherche piloté par le laboratoire Chrono-Environnement. Les études concernent notamment les questions de changement climatique, de stockage du carbone et de l'impact de dépôts de polluants atmosphériques issus d'un transport à longues distances. Ce site est classé en tant que réserve naturelle régionale où de nombreux partenariats avec le gestionnaire ont lieu. Il est intégré au Service National d'Observation Tourbières et fait l'objet du programme de restauration LIFE Tourbières du Jura.

Le thème principal choisi pour le XXIX<sup>ème</sup> colloque de l'AIC est **Climat et pollution de l'air**. Ce thème avait déjà été retenu pour le IV<sup>ème</sup> colloque de l'AIC en septembre 1992 à Fribourg en Suisse, car il préoccupait à cette époque la communauté scientifique, les autorités et la

population, avec notamment la problématique du dépérissement forestier sous l'action de dépôts acides. Ce thème est apparu moins prioritaire face aux préoccupations grandissantes provoquées par le changement climatique. Cependant la pollution atmosphérique reste une thématique majeure au regard de ses impacts sanitaires et environnementaux étudiés et reconnus dans de nombreuses régions du monde. Ainsi, nous avons jugé utile de faire à nouveau un point sur ce sujet sensible, d'autant que des liens étroits existent entre polluants atmosphériques et climat. En outre, la pollution de l'air et ses impacts sur la santé et l'environnement, constitue un des thèmes de recherche des laboratoires Chrono-Environnement et ThéMA (UBFC). Enfin, le choix de ce thème principal devait aussi permettre de rapprocher la communauté des climatologues avec celle travaillant dans le domaine de la pollution de l'air.

Six sous-thèmes ont également été choisis pour permettre aux membres de l'AIC et à d'autres climatologues de présenter leurs recherches lors de cette manifestation à savoir : climatologie appliquée, topoclimatologie et agroclimatologie, variabilité et aléas climatiques, modélisation climatique, télédétection et climat, climat et ressources en eau.

Soixante-quinze résumés étendus ont été retenus par le comité scientifique pour une présentation au colloque de Besançon. Ils sont publiés dans ce volume, en étant classés par sous-thèmes, puis par ordre alphabétique. Environ 75% de ces résumés étendus seront présentés sous la forme d'une communication orale, le reste sous la forme d'un poster. Le thème sur la variabilité et aléas climatiques a recueilli le plus de présentations (28), signe que le changement et les risques climatiques préoccupent toujours beaucoup les chercheurs. Les thèmes sur la climatologie appliquée (13 présentations), le climat et la pollution de l'air (11), le climat et les ressources en eau (10), la topoclimatologie et l'agroclimatologie (8) ont également retenus l'attention des chercheurs. Les recherches du groupe Eau et géopatrimoine de l'IGD à Lausanne portent notamment sur la gestion des ressources en eau, en relation avec le changement climatique, et plusieurs membres de ce groupe participeront pour la première fois à un colloque de l'AIC. Enfin, les sous-thèmes relatifs à la modélisation du climat (3 présentations) et à la télédétection et climat (2) ont eu moins de succès cette année. Il convient de préciser que le classement des présentations par thématique est quelquefois difficile, car un certain nombre d'entre elles recouvre deux ou plusieurs thèmes.

Quatre conférences invitées sur le thème principal du colloque seront présentées en 2 séances plénières. La première conférence de Pierre Cellier (INRA à Thiverval-Grignon) s'intéressera aux interactions entre le changement climatique, la pollution de l'air et l'agriculture. La seconde conférence de Nadine Bernard (Laboratoire Chrono-Environnement, UBFC) abordera les échelles d'observation (spatiales et temporelles) pour l'analyse de données environnementales et sanitaires en lien avec la pollution atmosphérique. La troisième conférence donnée conjointement par Francis Schweitzer (Atmo Franche-Comté) et Denis Jeanrenaud (Service d'Énergie et d'Environnement du canton de Neuchâtel, Suisse) traitera de la qualité de l'air au travers de l'Arc-Jurassien avec une connotation plus appliquée. Enfin, la quatrième conférence de Béatrice Josse (Météo-France à Toulouse) présentera les impacts du changement climatique sur la qualité de l'air, sur la base de plusieurs projets de recherche et modèles numériques.

De nombreux organismes et personnes ont pris part au soutien et à l'organisation de ce colloque. Nous tenons à les remercier vivement et à les associer étroitement à la réussite de cette réunion scientifique.

Le groupe de recherche Eau et géopatrimoine de l'IGD de l'UNIL s'est notamment occupé de la préparation des actes et du programme scientifique du colloque, sous la direction de Jean-Michel FALLOT. Nous remercions l'ensemble des membres de ce groupe de recherche, à savoir le Prof. Emmanuel REYNARD, Marianne MILANO, Martin CALIANNI, Grazielle

MUNIZ MIRANDA, Stéphane UTZ, ainsi que les étudiantes du Master de Géographie Lucie DARBELLAY et Maeva POLLA pour leur temps passé à la relecture des résumés étendus et à la mise en page des actes du colloque.

La préparation de ces actes dans un temps relativement court n'aurait pas été possible sans le recours à un comité scientifique composé de 40 collègues de spécialités bien différentes qui ont relu de manière attentive et efficace les 96 résumés étendus (soit près de 600 pages) qui leur ont été soumis. Leur rigueur scientifique a permis de sélectionner et d'améliorer la qualité des textes publiés dans les actes. Nous remercions chaleureusement l'ensemble de ces collègues pour leur travail de relecture minutieux.

Les laboratoires ThéMA et Chrono-Environnement de l'UBFC ont assuré la logistique et certains aspects scientifiques de ce colloque, sous la direction de Daniel JOLY et Nadine BERNARD. Ces tâches organisationnelles souvent lourdes et complexes n'auraient pas pu être accomplies sans l'aide précieuse de Françoise GUALDI pour la comptabilité, d'Anna BIEDAK, de Florian LITOT, de Jérôme VALANCE et de Sophie SCHIAVONE pour les autres aspects administratifs et d'organisation de ce colloque. Nous les remercions chaleureusement pour leur dévouement et leur temps consacrés à ces tâches indispensables pour la réussite d'une telle réunion scientifique.

Nos remerciements vont également aux organisateurs et aux intervenants chargés d'animer l'excursion scientifique du samedi 9 juillet dans le Jura franco-suisse, en particulier à Geoffroy KLEIN pour la sortie à La Brévine (Suisse), à Geneviève MAGNON et à Daniel GILBERT pour la découverte de la Tourbière de Frasne (France), de ses problématiques de gestion et de recherche

L'organisation de ce colloque et la publication de ces actes n'auraient pas été possibles sans le soutien matériel et financier de la part de plusieurs organismes et institutions qui ont ainsi montré leur intérêt pour les questions relatives au climat et à la pollution de l'air. Nous remercions les institutions suivantes (par ordre alphabétique) :

- l'Association Internationale de Climatologie et son conseil d'administration,
- le Conseil Régional de Bourgogne Franche-Comté,
- l'Institut de géographie et durabilité de l'Université de Lausanne,

Enfin, nous remercions également chaleureusement les 112 congressistes inscrits provenant de 17 pays (Algérie, Allemagne, Belgique, Bénin, Brésil, Burkina Fasso, Canada, Congo, France, Grèce, Italie, Liban, Maroc, Roumanie, Sénégal, Suisse, Tunisie). La plupart des congressistes participeront activement à ce colloque en présentant leurs travaux durant ces 3 jours. La qualité et la diversité de leurs présentations contribuent au succès des colloques de l'AIC et au rayonnement de l'unique association internationale de climatologie ayant le français comme langue de communication.

Besançon-Lausanne, le 14 juin 2016

## **Climat et pollution de l'air**

---



## INTERACTIONS CHANGEMENT CLIMATIQUE, POLLUTION DE L'AIR ET AGRICULTURE

CELLIER P.<sup>1</sup>, GENERMONT S.<sup>1</sup>, HUBER L.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>INRA-AgroParisTech, UMR Ecosys, Thiverval-Grignon, France, pierre.cellier@grignon.inra.fr, sophie.genermont@grignon.inra.fr, laurent.huber@grignon.inra.fr

**Résumé** – Les agroécosystèmes sont des sources et des puits de polluants atmosphériques et de gaz à effet de serre et, par là-même, ils interviennent dans les relations entre climat et pollution de l'air. Cette contribution, positive ou négative, résulte de processus complexes, à la fois directs et indirects, et prend des formes très diverses : augmentation ou diminution des émissions et dépôts, augmentation attendue de la fréquence des feux, modification de la protection phytosanitaire etc. Comme pour la plupart des processus biologiques, les incertitudes sont importantes et les verrous de connaissances restent nombreux, alors qu'une connaissance des différents facteurs d'influence, naturels et anthropiques est nécessaire pour limiter la contribution des agroécosystèmes à la fois au changement climatique et à la pollution de l'air, tout en préservant les performances économiques de l'activité agricole.

**Mots-clés** : Ammoniac, particules, composés organiques volatils, interactions, modélisation intégrée

**Abstract** – *Interactions between climate change and air pollution in the context of agriculture.* Agroecosystems are sources and sinks of atmospheric pollutants and greenhouse gases. They are therefore involved in climate change and air pollution and their cross-relations. This contribution can be positive or negative. It results from complex processes, both direct and indirect, which is related to a range of topics: increase or decrease of emission and deposition, increase in fire frequency, change in plant protection etc. As for most of biological processes, there are large uncertainties and knowledge is lacking over a range of fields. However it is necessary to have a global overview of the involved processes and drivers when trying to limit the contribution of agroecosystem both to climate change and air pollution, with attention to the economic sustainability of agriculture under global change.

**Keywords**: Ammonia, particles, volatile organic compounds, interactions, integrated modelling

### Introduction

Le changement climatique et la pollution de l'air sont par bien des aspects très liés.

- Certains composés atmosphériques sont à la fois des composés à effet de serre et des polluants, par exemple l'ozone, le méthane et les particules. La chimie atmosphérique peut transformer des polluants en composés à effet de serre : NH<sub>3</sub> et formation de particules, formation d'ozone à partir de NO<sub>x</sub> et de COV. Certains mécanismes biologiques produisent simultanément des polluants et des composés à effet de serre, par exemple les transformations de l'azote par la microflore du sol qui produit du N<sub>2</sub>O et des NO<sub>x</sub> par nitrification et dénitrification.
- Le changement climatique a un impact potentiellement important sur le niveau de pollution de l'air (Jacob et Winner, 2009 ; Monks *et al.*, 2009) en modifiant à la fois les sources primaires de polluants (sensibilité à la température et à la pluviométrie) et les mécanismes chimiques conduisant à la formation de polluants secondaires.

Nous chercherons à montrer en quoi les agroécosystèmes, qui sont des sources et puits de polluants atmosphériques et de gaz à effet de serre, interviennent dans les relations entre climat et pollution de l'air et quelles sont les principales incertitudes et les verrous de connaissances. Cette interrogation générale couvre différentes questions : en quoi les émissions et dépôts de polluants atmosphériques dans les agroécosystèmes produisent-elles des composés à effet de serre (*e.g.* Fowler *et al.*, 2009 ; Sutton *et al.*, 2013) ? Dans quelle mesure le changement climatique modifierait-il les émissions de polluants dans les agroécosystèmes ? Quelles sont les interactions et rétroactions entre émissions et impacts,

entre polluants et composés à effet de serre au sein des agroécosystèmes (Arneth *et al.*, 2012) ? Ces relations peuvent être directes (*e.g.* un accroissement de la température produit une augmentation des émissions) ou indirectes (*e.g.* le changement climatique produit une modification de la composition des écosystèmes qui produit une modification des émissions ou dépôts de polluants).

## 1. Des polluants émis dans les agroécosystèmes contribuent à la formation de composés à effet de serre

### 1.1 Action directe

Les agroécosystèmes sont des sources primaires de composés à effet de serre tels que les particules issues de l'érosion éolienne ou du travail du sol, des opérations de récolte ou des activités d'élevage (manutention, déplacement des animaux) (Faburé *et al.*, 2011). Cette contribution est très significative au niveau français (Citepa, 2014 ; voir tableau 1). Ce sont également des sources de précurseurs : l'agriculture est de loin la principale source d'ammoniac qui conduit à la formation de particules secondaires (nitrate d'ammonium, sulfate d'ammonium, ...), les agroécosystèmes, mais surtout les forêts sont des sources importantes de composés organiques volatils, conduisant également à la formation de particules secondaires et d'ozone (Fowler *et al.*, 2009). Les émissions d'oxydes d'azote par les sols, si elles ne sont pas très importantes au niveau français, contribuent également à la formation d'ozone, avec une efficacité d'autant plus importante qu'elles sont souvent la principale source dans les zones où la formation d'ozone est limitée par les NO<sub>x</sub> (Rolland, 2008). Enfin l'élevage des ruminants, principalement l'élevage bovin, est une source importante de CH<sub>4</sub>, à la fois gaz à effet de serre et composés réactif intervenant dans le cycle de l'ozone (Fiore *et al.*, 2002 ; Fowler *et al.*, 2009).

**Tableau 1.** Distribution sectorielle des émissions de polluants atmosphériques et de gaz à effet de serre pour l'année 2014 en France. La contribution de l'agriculture et des forêts est en vert. Les chiffres (en %) indiquent la contribution de l'agriculture et de la forêt aux émissions nationales. L'absence de chiffre indique une contribution faible. Source Citepa (2014).

PM1/2,5/10 = particules dont le diamètre est inférieur à 1/2,5/10 µm ; TSP = poussières totales en suspension ; COVNM = composés organiques volatils non méthaniques ; PRG = pouvoir de réchauffement global

		Energie	Industrie	Résidentiel	Agriculture / Forêt	Transport
<b>Particules</b>	PM1	--	11	62	<b>6</b>	17
	PM2,5	--	22	48	<b>9</b>	17
	PM10	--	29	33	<b>20</b>	14
	TSP	--	29	11	<b>53</b>	5
<b>Polluants gazeux</b>	COVNM	--	36	41		10
	NH <sub>3</sub>	--			<b>97</b>	
	NO <sub>x</sub>	8	13	10	<b>10</b>	54
	SO <sub>2</sub>	45	38	12		
<b>Gaz à effet de serre</b>	N <sub>2</sub> O	--	5	--	<b>89</b>	--
	CH <sub>4</sub>	--	19	--	<b>76</b>	--
	CO <sub>2</sub>	14	23	24	--	34
	PRG	11	21	20	<b>21</b>	26

## **1.2 Action indirecte**

Dans le cycle des polluants atmosphériques, les dépôts sont un terme important car ils constituent un puits souvent important et quasi définitif. Ils ont également des impacts sur les écosystèmes qui sont souvent négatifs (acidification, eutrophisation, atteinte à la biodiversité), mais sont aussi une source de nutriments qui peut augmenter leur productivité et donc le stockage de carbone dans la biomasse aérienne (forêts en particulier) et le sol. Ils ont, par ce biais, un impact positif sur le changement climatique. Une synthèse de la littérature montre que les écosystèmes stockent généralement de 35 à 65 kg de carbone par kg d'azote total déposé sur les écosystèmes (Erisman *et al.*, 2011).

A l'inverse, les dépôts d'ozone pourraient avoir un effet significatif sur le climat en diminuant le potentiel de stockage de carbone des écosystèmes (Sitch *et al.*, 2007).

## **2. Le changement climatique modifiera les émissions de polluants atmosphérique dans les agroécosystèmes et les forêts**

### **2.1 Action directe**

Les principaux impacts du changement climatique pour les écosystèmes terrestres peuvent se résumer en une augmentation de la température moyenne, une variation des régimes pluviométriques et des occurrences plus élevées d'événements extrêmes (canicules, sécheresse, inondations, ...). Tous ces changements présentent une forte variabilité aux échelles continentales et régionales, d'une part, à l'échelle saisonnière d'autre part. Les processus naturels dans les écosystèmes étant très dépendants des facteurs climatiques (température, pluviométrie, rayonnement, vent), ils vont donc présenter une réponse forte au changement climatique. L'un des impacts du changement climatique sur la pollution de l'air est notamment une augmentation des sources de polluants primaires et de précurseurs. Sutton *et al.* (2013) estiment ainsi que les émissions d'ammoniac pourraient être doublées d'ici 2100. Une augmentation des émissions de COV, très dépendantes de la température, et des oxydes d'azote par les sols (Karl *et al.*, 2009) devrait conduire à une augmentation des teneurs en ozone et de particules secondaires dans l'atmosphère (Jacob et Winner, 2009). Ces tendances peuvent toutefois être affectées par les changements de régime hydrique et leurs conséquences sur les teneurs en eau dans les sols, qui affectent fortement les mécanismes physicochimiques dans les écosystèmes (*e.g.* volatilisation d'ammoniac), le fonctionnement des plantes et de la microflore du sol, à l'origine de la plupart des émissions de polluants atmosphériques dans les agroécosystèmes et les forêts. Le bilan n'est donc pas toujours facile à établir. Prendre en compte l'ensemble des effets liés au changement climatique dans les modèles de prévision de la qualité de l'air demande donc de modéliser de manière aussi explicite que possible le fonctionnement des écosystèmes et en particulier des sols (Fowler *et al.*, 2009 ; Arneth *et al.*, 2012 ; Sutton *et al.*, 2013).

### **2.2 Action indirecte : modifie le milieu physique et biologique**

Le changement climatique agit également de manière indirecte en modifiant d'autres composantes des écosystèmes et conduisant par là même à des émissions potentiellement accrues de polluants atmosphériques. Nous en avons retenu ici deux exemples.

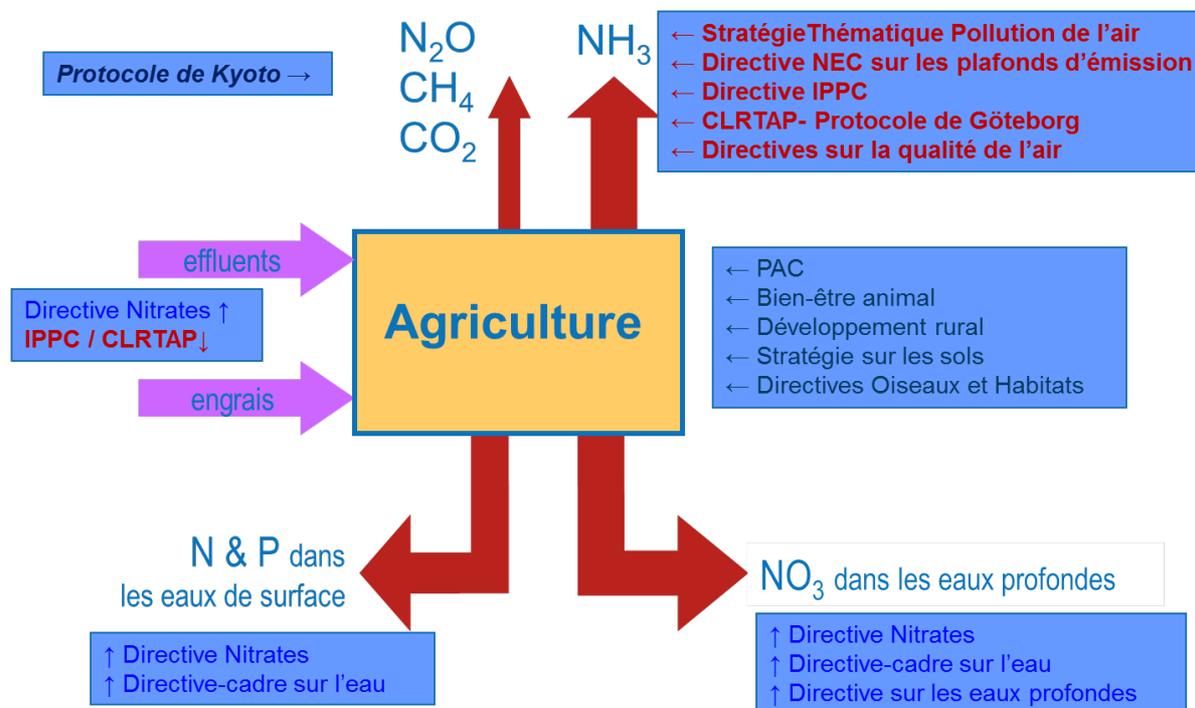
En augmentant la période de végétation des écosystèmes et la durée des périodes sèches dans certaines zones écoclimatiques, le changement climatique pourrait augmenter très sensiblement les risques de feux, en particulier sur forêts, et donc les émissions de particules et autres composés organiques produits par ces feux. Utilisant un modèle couplé de scénario de changement climatique et de sensibilité de la forêt au feu, Flanigan *et al.* (2000) estiment

que la surface de forêts brûlées pourrait doubler dans certaines zones du Canada à la fin du 21<sup>e</sup> siècle.

Outre la modification des facteurs du climat, l'un des effets du changement climatique est une modification de la propagation des ravageurs des cultures, qu'il s'agisse de maladies fongiques ou d'insectes, avec notamment l'apparition d'espèces invasives. Cela va induire une évolution de stratégies de protection des cultures. En dépit de ses impacts sur l'environnement et la santé, la protection des cultures est importante pour la production alimentaire mondiale, mais aussi pour le bilan de gaz à effet de serre des agroécosystèmes. En augmentant la production par unité de surface, elle améliore ce bilan par unité de produit et pourrait limiter l'extension des zones agricoles (Hughes *et al.*, 2011). Ces évolutions pourraient cependant aboutir à une modification des usages des produits phytosanitaires, facteur de pollution de l'air, en contradiction avec la tendance actuelle à leur réduction.

### 3. Agroécosystèmes, changement climatique et politiques publiques

L'agriculture est concernée actuellement ou dans un proche avenir par de nombreuses politiques publiques liées à la qualité des eaux, de l'air, au changement climatique, à la qualité des milieux, etc. (figure 1). Outre le fait que cette multiplicité de politiques et de mesures peut conduire à une certaine inefficacité et à un rejet de la part des professionnels, il y a de vrais risques de transfert de pollution et d'impacts. Oenema *et al.* (2009) ont par exemple montré que les mesures visant à limiter les émissions d'ammoniac pouvaient avoir un impact négatif sur la lixiviation de nitrate (donc la qualité des eaux) et les émissions de N<sub>2</sub>O (donc le climat). Au-delà des mesures monothématiques, il est donc important de tenter d'approcher ces questions de manière intégrée. C'est par exemple le sens d'actions conduites depuis quelques années dans le cadre de la convention de Genève pour une approche intégrée multi-impact sur l'azote (<http://www.clrtap-tfrn.org/>).



**Figure 2.** Vue d'ensemble des politiques publiques et directives concernant l'agriculture (source P. Kuikman (Alterra, NL), communication personnelle). Les noms en caractères gras concernent la pollution de l'air, ceux en italiques le changement climatique, les autres d'autres problématiques environnementales.

#### 4. Verrous

Les relations entre agroécosystèmes, forêts, changement climatique et pollution de l'air impliquent tout un ensemble de processus physiques, chimiques, biologiques et anthropiques plus ou moins connus, avec des estimations quantitatives présentant de fortes incertitudes. Il convient d'améliorer ces connaissances par une meilleure prise en compte des processus à l'interface végétation-atmosphère et des pratiques anthropiques de gestion de ces milieux.

Concernant les interactions entre climat et pollution de l'air dans le domaine agricole, les verrous majeurs se situent dans notre capacité à prendre en compte dans les modèles l'évolution des émissions, l'ensemble des mécanismes chimiques et biologiques et des impacts de manière intégrée pour différents scénarios climatiques. Ces scénarios doivent être régionalisés, parfois à des échelles fines, pour prendre en compte la diversité des situations. Il sera également important de se doter d'outils conceptuels ou de modèles permettant de faire la part entre les différents effets sur le climat et la pollution de l'air, mais considérant également d'autres questions environnementales (par exemple qualité des eaux, limitation de l'usage des pesticides, etc.). De telles approches sont nécessaires pour trouver les meilleurs compromis pour aider à la décision publique. Cela passe bien souvent par le développement de modèles intégrés, mais aussi par le dialogue entre des communautés d'acteurs différents (climat, pollution de l'air, écologie, agriculture, forêts, économistes, aménageurs, décideurs publics, etc.).

#### Conclusion

La forte dépendance des écosystèmes, et notamment les systèmes agricoles et les forêts, aux facteurs du climat et du sol les rend très sensibles au changement climatique, de manière qui peut être positive ou négative. Cette sensibilité au climat prend des voies très diverses, directes et indirectes, et affecte les émissions et les dépôts de polluants ainsi que les impacts dans ces écosystèmes et, par différentes rétroactions, leur contribution au changement climatique. Il est nécessaire de bien comprendre l'ensemble des mécanismes en jeu et leurs interactions en vue de trouver les meilleurs compromis permettant de limiter l'impact des éco-agrosystèmes sans augmenter les émissions de polluants atmosphériques, mais aussi des eaux.

#### Bibliographie

- Arneeth A., Mercado L., Kattge J., Booth B. B. B., 2012. Future challenges of representing land-processes in studies on land-atmosphere interactions. *Biogeosciences*, **9**, 3587-3599.
- Citepa, 2014. *Inventaire des émissions de polluants atmosphériques et de gaz à effet de serre en France. Séries sectorielles et analyses étendues – Format SECTEN*. Paris, Auteur, 333 p.
- Erismann J. W., Galloway J., Seitzinger S., Bleeker A., Butterbach-Bahl K., 2011. Reactive nitrogen in the environment and its effect on climate change. *Current Opinion in Environmental Sustainability*, **3**, 281-290.
- Faburé J., Rogier S., Loubet B., Générmont S., Saint-Jean S., Bedos C., Cellier P., 2011. *Synthèse bibliographique sur la contribution de l'agriculture à l'émission de particules vers l'atmosphère: Identification de facteurs d'émission*. Angers, INRA/ADEME, 164 p.
- Fiore A. M., Jacob D. J., Field B. D., Streets D. G., Fernandes S. D., Jang C., 2002. Linking ozone pollution and climate change: The case for controlling methane. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1919.
- Flannigan M. D., Stocks B. J., Wotton B. M., 2000. Forest fires and climate change. *Science of the Total Environment*, **262**, 221-230.
- Fowler D., Pilegaard K., Sutton M. A., Ambus P., Raivonen M., Duyzer J., ... Erismann J. W. (2009). Atmospheric composition change: Ecosystems–Atmosphere interactions. *Atmospheric Environment*, **43**(33), 5193–5267. <http://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2009.07.068>
- Hughes D. J., West J. S., Atkins S. D., Gladders P., Jegerb M. J., Fitt B. D. L., 2011. Effects of disease control by fungicides on greenhouse gas emissions by UK arable crop production. *Pest Manag. Sci.*, **67**, 1082-1092.

Karl M., Guenther A., Köble R., Leip A., Seufert G., 2009. A new European plant-specific emission inventory of biogenic volatile organic compounds for use in atmospheric transport models. *Biogeosciences*, **6**, 1059–1087.

Jacob D. J., Winner D. A., 2009. Effect of climate change on air quality. *Atmospheric Environment*, **43**, 51-63.

Monks P. S., Granier C., Fuzzi S., Stohl A., Williams M. L., Akimoto H., ... von Glasow R. (2009). Atmospheric composition change – global and regional air quality. *Atmospheric Environment*, **43**(33), 5268–5350. <http://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2009.08.021>

Oenema O., Witzke H. P., Klimont Z., Lesschen J. P., Velthof G. L., 2009. Integrated assessment of promising measures to decrease nitrogen losses from agriculture in EU-27. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, **133**, 280-288.

Rolland M. N., 2008. *Modélisation biophysique des émissions de NO par les sols agricoles, spatialisation et impact sur la chimie troposphérique à l'échelle régionale* (Thèse de Doctorat). Université Paris 6, UMR INRA AgroParisTech Environnement et Grandes Cultures de Grignon, France.

Sitch S., Cox P. M. Collins W. J., Huntingford C., 2007. Indirect climatic forcing through ozone effects on the land-carbon sink. *Nature*, **448**, 791-794.

Sutton M. A., Reis S., Riddick S. N., Dragosits U., Nemitz E., Theobald M. R., ... Vries W. de. (2013). Towards a climate-dependent paradigm of ammonia emission and deposition. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, **368**(1621), 20130166. <http://doi.org/10.1098/rstb.2013.0166>

## CHANGEMENT CLIMATIQUE ET QUALITE DE L'AIR

JOSSE B.<sup>1</sup>, MARECAL V.<sup>1</sup>, ARTETA J.<sup>1</sup>, GUTH J.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Météo-France, CNRM-GAME, 42 av. G. Coriolis, 31057 TOULOUSE cedex, [beatrice.josse@meteo.fr](mailto:beatrice.josse@meteo.fr),  
[virginie.marecal@meteo.fr](mailto:virginie.marecal@meteo.fr), [joaquim.arteta@meteo.fr](mailto:joaquim.arteta@meteo.fr), [jonathan.guth@meteo.fr](mailto:jonathan.guth@meteo.fr)

**Résumé** – Nous présentons ici les travaux de la communauté scientifique pour traiter de l'impact du changement climatique sur la qualité de l'air. Dans une première partie, nous décrivons les moyens mis en œuvre pour estimer cet impact : les modèles de qualité de l'air sont décrits dans leur principe pour expliciter comment sont construites les projections climatiques de composition chimique de l'atmosphère et donc de qualité de l'air. Nous détaillons ensuite les exercices d'intercomparaison des modèles, qui ont eu ou auront lieu. Nous exposons les résultats du projet européen IMPACT2C et du projet international ACCMIP en nous concentrant sur l'ozone.

**Mots-clés** : Changement climatique, qualité de l'air, chimie atmosphérique, intercomparaison.

**Abstract** – **Climate Change and Air Quality.** We present here the recent scientific work about the impact of climatic change on air quality. The first part is dedicated to the tools used to estimate this impact : air quality models are described, as well as the climatic projections of atmospheric chemical composition and hence of air quality. Intercomparison projects are also presented. In a second part, some results of the European project IMPACT2C are detailed, and finally some of the international ACCMIP project is exposed, with a focus on ozone.

**Keywords:** Climate change, Air quality, Atmospheric chemistry, Intercomparison.

### Introduction

L'évolution du climat pose la question des différents impacts associés, du monde socio-économique à celui de la santé. En particulier, la composition chimique de l'atmosphère sera soumise au changement climatique ainsi qu'à l'évolution des émissions des différents polluants. Aussi la communauté scientifique doit-elle tenter de proposer une analyse des changements passés et à venir de la distribution des composés chimiques et des aérosols, notamment près de la surface, pour mieux estimer la qualité de l'air que respireront les générations futures. Pour cela, elle se dote d'outils de modélisation dont les résultats sont souvent mis en commun pour une analyse ensembliste d'intercomparaison des modèles. Nous proposons ici une description de principe des outils puis un florilège de résultats obtenus lors de grands exercices internationaux : IMPACT2C, à l'échelle européenne, et ACCMIP, à l'échelle globale.

### 1. La modélisation de l'évolution de la qualité de l'air au cours du temps : quels sont les moyens mis en œuvre ?

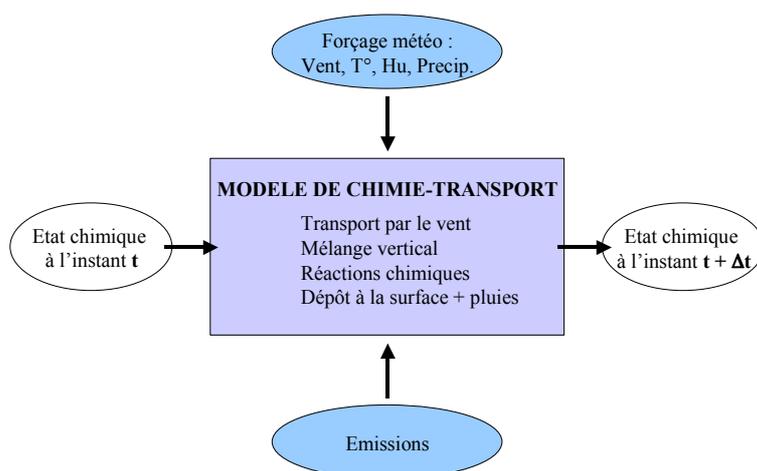
#### 1.1 Comment représenter la composition chimique de l'atmosphère et la qualité de l'air ?

##### 1.1.1 Un exemple : MOCAGE et ses applications

Le modèle MOCAGE, développé à Météo-France, est un modèle de chimie-transport (ou CTM pour Chemistry-Transport Model) conçu pour représenter la composition chimique de l'atmosphère depuis le sol jusqu'à environ 35 km d'altitude. Il couvre ainsi les besoins de représentation de la qualité de l'air à la surface jusqu'à celle de la couche d'ozone. Le principe de fonctionnement de MOCAGE est illustré par la figure 1 : les données d'entrée du modèle sont les émissions et le forçage météorologique. Les émissions des composants atmosphériques gazeux (comme les oxydes d'azote, les composés organiques volatils...) ou particulaires (tels les poussières désertiques, les aérosols carbonés anthropiques...) sont déterminés, selon leur nature, de façon statique ou dynamique. Le mode statique s'appuie sur

des inventaires d'émissions qui collectent l'information disponible pour chaque polluant, chaque pays et chaque secteur d'activité comme par exemple les transports, l'industrie ou le chauffage domestique. Le mode dynamique représente la quantité émise en fonction des conditions météorologiques de composés sensibles notamment au vent, comme les poussières désertiques ou les sels marins. Le forçage météorologique est fourni par un modèle météorologique externe. Le CTM prend en compte la représentation tri-dimensionnelle du vent, de la température, de l'humidité et des précipitations.

Muni de ces données d'entrée, le CTM fait évoluer l'état chimique de l'atmosphère d'un instant  $t$  à un instant  $t + \Delta t$  en représentant les processus auxquels les particules sont soumises. Le transport se décline en transport de grande échelle en trois dimensions, mais également sur la verticale, via les processus de convection et de diffusion turbulente. Les composés sont également soumis à l'interaction avec les précipitations- ou dépôt humide- et avec la surface du sol -ou dépôt sec. La représentation des réactions chimiques se fait par l'intermédiaire d'un schéma réactionnel. Il est en effet impossible de représenter toutes les espèces et toutes les réactions qui se produisent en réalité dans l'atmosphère puisqu'elles se comptent par dizaines de milliers. Un schéma réactionnel s'attache donc à représenter les espèces et les réactions-clés (au nombre respectivement d'une centaine et d'environ 400 dans MOCAGE).



**Figure 1.** Principe de fonctionnement d'un modèle de chimie-transport.

Les applications de MOCAGE sont multiples. Outre les projections climatiques qui seront détaillées plus loin, MOCAGE est utilisé quotidiennement pour prévoir l'évolution de la couche d'ozone, les tempêtes de poussières sahariennes et la qualité de l'air en France (<http://www.prevoir2.org>) et en Europe (<http://atmosphere.copernicus.eu>). Une déclinaison spécifique est également utilisée pour suivre l'évolution des panaches de cendres volcaniques ou de rejets accidentels.

### *1.1.2 Les CTMs et les CCMs*

La représentation de la composition chimique de l'atmosphère peut également se faire au sein d'un CCM (Chemistry-Climate Model). Dans ce cas, variables météorologiques et chimiques sont traitées au sein du même modèle. L'avantage majeur de ce traitement simultané est de pouvoir traiter directement la rétro-action de l'évolution de la composition chimique de l'atmosphère sur le climat. L'inconvénient est toutefois le coût des simulations (ou, à coût égal, une description chimique moins détaillée), et une souplesse d'utilisation moins grande que celle d'un CTM. Les deux approches sont complémentaires et utilisées dans la communauté scientifique.

### *1.2 Les projections de composition chimique de l'atmosphère passée, présente et future*

Les modèles de chimie atmosphérique sont également utilisés dans le cadre de l'étude du changement climatique et de son impact sur la composition chimique de l'atmosphère. Lorsqu'on utilise un CTM, le forçage météorologique provient alors d'un modèle de climat. Pour un CCM, l'évolution du climat est faite au sein du modèle. Dans tous les cas, l'objectif est, par la modélisation, de représenter l'évolution de la composition chimique de l'atmosphère et notamment la qualité de l'air, depuis l'ère pré-industrielle et de prévoir son devenir selon différents scénarios au cours du siècle à venir.

Les différents scénarios d'évolution concernent à la fois l'évolution des gaz à effet de serre qui pilotent le climat et les émissions de polluants à plus courte durée de vie qui influenceront la qualité de l'air. Au cours du dernier exercice du GIEC, un travail de collaboration entre les modélisateurs de systèmes intégrés, du climat, des éco-systèmes terrestres et les experts en inventaires d'émission a permis de faire émerger quatre scénarios nommés RCPs pour Representative Concentration Pathways (van Vuuren et al, 2011). Ces quatre scénarios décrivent une évolution possible depuis la plus optimiste (RCP2.6) à la plus pessimiste (RCP8.5) qui correspondent respectivement à une augmentation à la fin du siècle de 2.6 et 8.5 W/m<sup>2</sup> du forçage radiatif par rapport à l'ère pré-industrielle.

Les projections de composition chimique de l'atmosphère se basent sur un ou plusieurs modèles, qui ont leurs propres schémas, et de nombreuses hypothèses. Il existe donc une marge d'incertitude quant aux résultats donnés par un modèle. Afin d'estimer ces incertitudes, et de dégager des tendances communes, la communauté scientifique organise, comme pour les modèles stricts de climat, des exercices d'intercomparaison des simulations des modèles de chimie. Pour chaque exercice, une série de simulations précises est définie, de façon à ce que les résultats des modèles soient comparables. Il est impossible de citer ici la totalité des exercices d'intercomparaison qui existent ou ont existé à l'échelle internationale. Nous nous attacherons ici à décrire les résultats des exercices ACCMIP (Atmospheric Chemistry and Climate Model Intercomparison Project) et IMPACT2C. Pour ces deux projets, les exercices de simulation sont terminés mais les analyses continuent.

La suite des travaux est également organisée. Ainsi, l'initiative CCM-I (Chemistry-Climate Model Initiative, <http://www.met.reading.ac.uk/ccmi/>) propose un nouvel exercice d'intercomparaison, dans la continuité d'ACCMIP, mais avec la nouvelle génération de modèles et des simulations plus poussées. L'objectif est de poursuivre et compléter les premières études, et notamment de comprendre les différences de comportement entre les modèles pour réduire les incertitudes. A l'heure actuelle, les simulations CCM-I sont quasiment terminées, et la première phase d'analyse est sur le point de débiter.

## 2. Résultats à l'échelle européenne : le projet IMPACT2C

### 2.1 Le projet IMPACT2C

Le projet européen IMPACT2C, conduit de 2011 à 2015, a eu pour objectif d'identifier et quantifier les impacts « d'une augmentation jusqu'à +2° par rapport au niveau préindustriel, en Europe et dans les zones les plus vulnérables du monde ». Grâce à la multidisciplinarité des chercheurs impliqués et à une diversité de modèles, il a été possible d'estimer les effets d'un réchauffement de +2°C sur divers domaines : eau, énergie, infrastructures, zones côtières, tourisme, sylviculture, agriculture, écosystèmes, santé et qualité de l'air.

Dans le cadre du projet IMPACT2C, l'objectif en matière de qualité de l'air était d'estimer comment un changement climatique global de +2°C affecterait les concentrations de polluants et leur répartition géographique sur le continent européen. Les résultats obtenus sur la modélisation de la qualité de l'air ont ensuite été utilisés dans IMPACT2C pour quantifier l'impact sur la santé et les coûts associés.

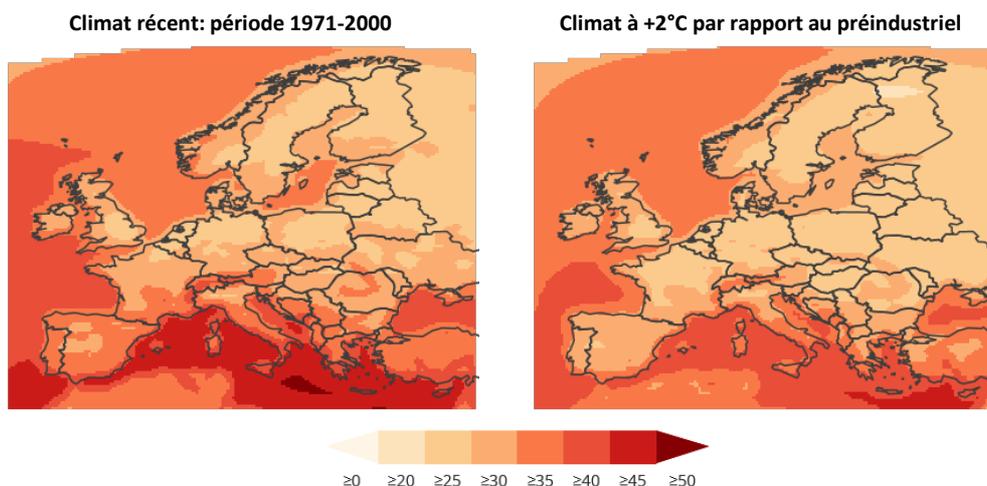
### 2.2 Résultats

L'analyse réalisée dans le projet IMPACT2C est basée sur une série de simulations numériques permettant de comprendre et de quantifier les différences sur la qualité de l'air en Europe d'un climat global à +2°C par rapport à une référence. Comme il n'existait pas de mesures de qualité de l'air à l'ère préindustrielle, la référence choisie est celle du climat récent (1971-2000), qui correspond déjà à un réchauffement +0.46°C par rapport au préindustriel.

La démarche choisie pour qualifier les simulations issues des quatre modèles de chimie atmosphérique est similaire à celle couramment utilisée pour les modèles de climat, à savoir, de vérifier que les simulations reproduisent bien les caractéristiques moyennes mesurées pour le climat récent. Pour la qualité de l'air sur l'Europe dans IMPACT2C, l'évaluation des simulations des quatre modèles a été faite par rapport aux mesures de polluants par les stations de surveillance de la qualité de l'air disponibles depuis les années 90.

Une fois ce travail terminé, des simulations numériques pour le futur ont été réalisées sur la période de trente ans correspondant à un réchauffement de +2°C. Plusieurs simulations ont été faites afin d'analyser l'effet individuel et l'effet combiné du changement climatique et de la réduction des émissions. Cette réduction suit un scénario correspondant aux réglementations actuellement planifiées pour les polluants jouant sur la qualité de l'air. Les résultats montrent que l'effet combiné sur l'ozone est une diminution en moyenne sur les quatre modèles sur 30 ans sur l'Europe. Plus précisément, il y a une baisse des concentrations en été par rapport à la période 1971-2000, variant entre 11% et 16% suivant le modèle utilisé, et une augmentation de 3% à 13% en hiver. Les diminutions moyennes sont plus prononcées sur l'Europe du sud (cf. figure 2). Par contre, l'effet du changement climatique seul est faible, neutre en hiver et de 0 à 3 % en été suivant les modèles. Il n'est pas non plus significatif sur l'indice annuel SOMO35, qui est un indicateur d'exposition à l'ozone de fond, comparé à la variabilité entre les modèles. Pour les particules fines, c'est une diminution des concentrations qui est prévue par les modèles, principalement due aux réductions des émissions. Pour la moyenne annuelle des particules de taille inférieure à 2,5 µm, l'impact du changement climatique est seulement significatif par rapport aux incertitudes des modèles dans le sud de l'Espagne, le sud-ouest de la Russie et l'Ukraine. **La réglementation des émissions de polluants nocifs pour la santé est donc la principale source de changement pour la qualité de l'air européen dans le futur.**

CONCENTRATIONS MOYENNES D'OZONE PRES DE LA SURFACE (en ppb)



**Figure 2.** Effet combiné sur l'ozone d'un changement climatique de +2°C et des réglementations prévues de réduction des émissions de polluants à partir de la moyenne des quatre modèles. Source : Atlas Web public IMPACT2C.

Des simulations complémentaires ont été réalisées en utilisant un autre scénario de réduction d'émissions correspondant au maximum technologiquement réalisable jusqu'à 2050, sans regarder à la dépense. Elles ont montré un effet quasi-neutre en hiver et une diminution supplémentaire de l'ozone en été de 8% à 32% suivant les modèles par rapport au scénario commenté précédemment, qui prenait en compte les réductions telles que prévues actuellement. Pour les particules fines, on a un comportement similaire avec une amélioration des concentrations en moyenne d'environ une dizaine de pourcents.

### 3. Résultats à l'échelle globale : le projet ACCMIP

#### 3.1 Le projet ACCMIP

Le projet ACCMIP (Atmospheric Chemistry and Climate Model Intercomparison Project, Lamarque et al, 2013a) a rassemblé une vingtaine d'organismes internationaux qui ont mis en place un jeu de simulations, de diagnostics et d'évaluations pour mieux évaluer le rôle de la chimie atmosphérique dans le changement climatique, à la fois pour les gaz et les aérosols. La période de simulation s'étend de 1850 à 2100, pour caractériser d'une part l'évolution déjà effective depuis l'ère préindustrielle jusqu'à aujourd'hui, et d'autre part proposer des évolutions probables d'ici la fin du siècle. Les modèles utilisés sont à la fois des CCMs et des CTMs, chacun se basant sur un climat qui lui est propre. Toutefois, tous les modèles tiennent compte de scénarios d'émissions anthropiques identiques, de sorte que l'on peut étudier la variabilité de la réponse des modèles à un forçage semblable.

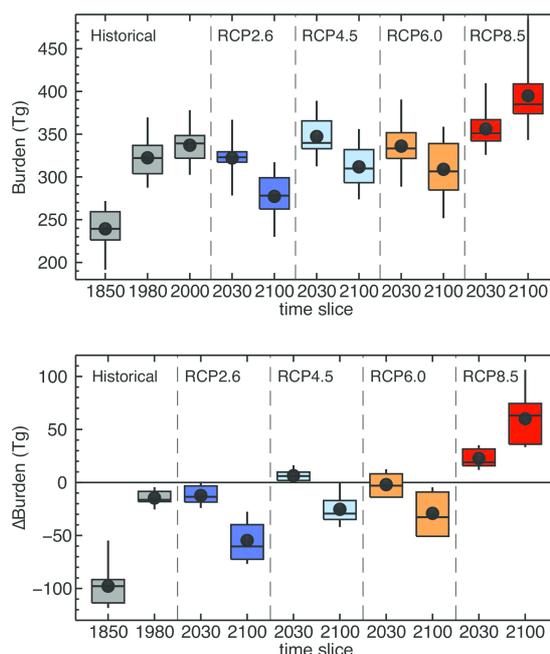
#### 3.2 Résultats

La première étape d'analyse a consisté à confronter les résultats des modèles obtenus pour la période actuelle aux observations correspondantes disponibles (notamment Bowman et al, 2013, Schnell et al, 2015, Naik et al, 2013). Par ailleurs, les simulations pour la période préindustrielle ont également été évaluées, mais les observations sont rares. On s'est en particulier appuyé sur des relevés de dépôts de polluants dans les carottes glaciaires (Lamarque et al, 2013b). Cette étape de validation franchie, l'analyse des résultats peut alors se scinder en deux parties : que s'est-il passé depuis 1850 et quelle sera la composition chimique au cours du prochain siècle ?

L'analyse des résultats du projet ACCMIP est toujours en cours, et il est impossible d'en synthétiser l'ensemble ici, tant les espèces chimiques sont nombreuses, et les échelles spatio-temporelles variées. Nous proposons donc de mettre en lumière des résultats importants obtenus sur l'ozone, qui est à la fois un polluant de surface, un gaz à effet de serre et un élément essentiel de la stratosphère, et les impacts sanitaires associés.

### 3.2.1 Evolution de l'ozone troposphérique

A l'échelle troposphérique, l'évolution de l'ozone (illustrée par la figure 3) depuis l'ère pré-industrielle est importante : en moyenne, l'ensemble des modèles simule une charge moyenne actuelle autour de 337 Tg, et des valeurs en 1850 30% plus faibles. Concernant le futur, les simulations ont été menées pour les quatre RCPs, et comparativement à 2000, le changement relatif de charge troposphérique globale d'ozone est en 2030 (2100) de -4% (-16%) pour le RCP2.6, +6.2 % (-7 %) pour le RCP4.5, +1 % (-9 %), pour le RCP6.0, et +7 % (+18 %) pour le RCP8.5. L'accord entre les modèles sur l'amplitude du changement est d'autant plus important que ce changement est grand. Dans tous les RCPs hormis le RCP8.5, les émissions de précurseurs d'ozone sont prévues à la baisse et pilotent donc l'ozone troposphérique. Pour le RCP8.5, le doublement du méthane et un apport stratosphérique plus important conduisent à l'augmentation de la charge troposphérique d'ozone : **selon les scénarios, la réponse peut être radicalement différente.**



**Figure 3.** (a) Evolution de la quantité globale troposphérique d'ozone (en Tg) pour différents scénarios et différentes périodes. (b) Changement par rapport aux années 2000. Les boîte, moustache, ligne et point représentent respectivement l'écart interquartile, l'amplitude totale, la médiane et la moyenne. Extrait de Young et al, 2013.

### 3.2.2 Impact du changement climatique seul (ou climate penalty)

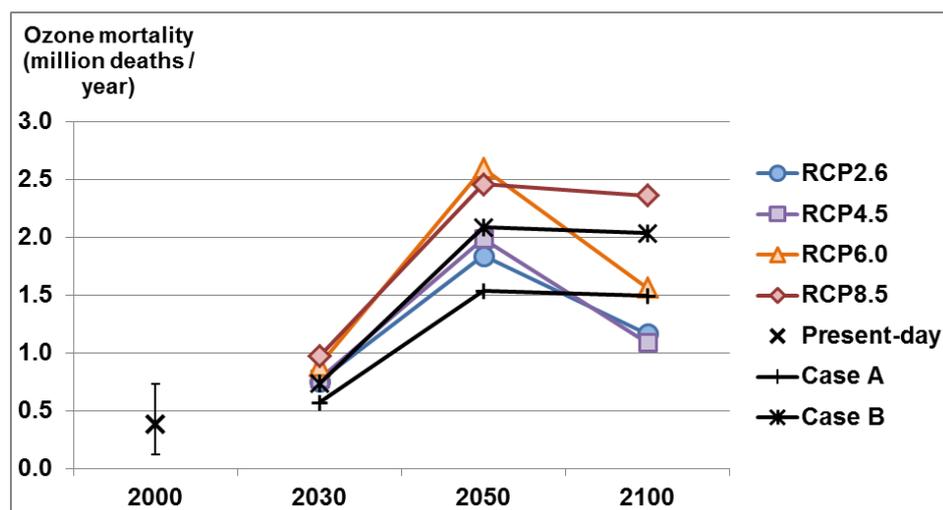
Des simulations ont également été menées en isolant certaines variabilités, pour mesurer l'impact du changement climatique seul. Ainsi, on simule l'évolution de la composition chimique dans un monde où le climat serait celui de 2100 et les émissions celles de 2000. En particulier, Schnell et al, 2015, se sont attachés à décrire l'impact du changement climatique seul sur les pics de pollution à l'ozone aux Etats-Unis et en Europe. Ils montrent que, dans l'hypothèse du scénario RCP8.5, le changement climatique seul conduirait à des épisodes de pollution plus intenses et plus étendus, alors que les faibles valeurs deviendraient plus faibles.

Le changement climatique aurait donc, pour l'ozone de surface, un effet amplificateur des contrastes.

### 3.3 L'impact sanitaire

Outre l'intérêt propre des polluants, les sorties des modèles de composition chimique de l'atmosphère servent également de données d'entrée à d'autres modèles d'impact. Par exemple, une atmosphère trop chargée en ozone impacte négativement les récoltes de céréales. Nous illustrons ici des travaux réalisés sur l'impact sanitaire de l'ozone. La figure 4 présente l'évolution de la charge globale de l'ozone sur la mortalité humaine au cours du temps et selon les scénarios.

La charge globale de l'ozone sur la mortalité humaine de nos jours est estimée à environ 382 000 morts par an. Elle augmente pour tous les scénarios RCPs jusqu'en 2050 pour atteindre des valeurs entre 1.84 et 2.60 millions de morts par an. Elle décroît ensuite doucement pour le RCP8.5 et plus sensiblement pour les autres scénarios, vers des valeurs comprises entre 1.09 et 2.36 millions de morts par an. L'augmentation s'explique par l'augmentation du taux de mortalité des maladies chroniques respiratoires, amplifiée par l'augmentation de la population. La décroissance après 2050 peut être reliée à la baisse générale des concentrations d'ozone, légèrement contrecarrée par l'augmentation de la population.



**Figure 4.** Charge globale sur la mortalité humaine des concentrations d'ozone par rapport à 1850. En 2000, est pointée la moyenne multi-modèle et l'intervalle de confiance à 95%, et en 2030, 2050 et 2100 pour tous les RCPs la valeur de la moyenne multi-modèle. Les cas 'Case A' et 'Case B' illustrent les résultats obtenus en 2030, 2050 et 2100 respectivement avec une population de 2000 et un taux de mortalité de l'ozone correspondant au futur et une population correspondant à l'année considérée mais un taux de mortalité des années 2000. Extrait de Silva et al, 2016.

### Conclusion

La communauté scientifique a mis en œuvre des outils d'envergure pour évaluer la qualité de l'air future. Notamment grâce aux exercices d'intercomparaison, certaines conclusions ont pu être mises en évidence. L'évolution de la réglementation des émissions de polluants jouera un rôle majeur, elle fait partie des leviers d'action pour une meilleure qualité de l'air. L'impact du changement climatique seul, en dehors de l'évolution des émissions, aura des répercussions dont l'intensité varie selon les scénarios. Ainsi, si l'on suit les trajectoires les plus optimistes, cet impact sera modéré. Mais une évolution du climat selon un scénario plus pessimiste (tel le RCP8.5) amplifiera les épisodes de pollution à l'ozone, avec des

conséquences fortes en nombre de vies humaines. Malgré une convergence des résultats sur certains points, il existe encore de nombreuses incertitudes, aussi bien quantitatives que qualitatives. C'est pourquoi les travaux continuent, et que de nouvelles simulations seront bientôt étudiées, notamment via l'initiative CCM-I.

## Bibliographie

Bowman K. W., Shindell D. T., Worden H. M., Lamarque J. F., Young P. J., Stevenson D. S., Qu Z., de la Torre M., Bergmann D., Cameron-Smith P. J., Collins W. J., Doherty R., Dalsøren S. B., Faluvegi G., Folberth G., Horowitz L. W., Josse B. M., Lee Y. H., MacKenzie I. A., Myhre G., Nagashima T., Naik V., Plummer D. A., Rumbold S. T., Skeie R. B., Strode S. A., Sudo K., Szopa S., Voulgarakis A., Zeng G., Kulawik S. S., Aghedo A. M., Worden J. R., 2013. Evaluation of ACCMIP outgoing longwave radiation from tropospheric ozone using TES satellite observations, *Atmos. Chem. Phys.*, **13**, 4057-4072, doi:10.5194/acp-13-4057-2013.

Lamarque J.-F., Shindell D. T., Josse B., Young P. J., Cionni I., Eyring V., Bergmann D., Cameron-Smith P., Collins W. J., Doherty R., Dalsøren S., Faluvegi G., Folberth G., Ghan S. J., Horowitz L. W., Lee Y. H., MacKenzie, I. A., Nagashima T., Naik V., Plummer D., Righi M., Rumbold S. T., Schulz M., Skeie R. B., Stevenson D. S., Strode S., Sudo K., Szopa S., Voulgarakis A., Zeng, G., 2013a. The Atmospheric Chemistry and Climate Model Intercomparison Project (ACCMIP): overview and description of models, simulations and climate diagnostics, *Geosci. Model Dev.*, **6**, 179-206, doi:10.5194/gmd-6-179-2013.

Lamarque J.-F., Dentener F., McConnell J., Ro C.-U., Shaw M., Vet R., Bergmann D., Cameron-Smith P., Dalsøren S., Doherty R., Faluvegi G., Ghan S. J., Josse B., Lee Y. H., MacKenzie I. A., Plummer D., Shindell D. T., Skeie R. B., Stevenson D. S., Strode S., Zeng G., Curran M., Dahl-Jensen D., Das S., Fritzsche D., Nolan, M., 2013b. Multi-model mean nitrogen and sulfur deposition from the Atmospheric Chemistry and Climate Model Intercomparison Project (ACCMIP): evaluation of historical and projected future changes, *Atmos. Chem. Phys.*, **13**, 7997-8018, doi:10.5194/acp-13-7997-2013.

Naik V., Voulgarakis A., Fiore A. M., Horowitz L. W., Lamarque J.-F., Lin M., Prather M. J., Young P. J., Bergmann D., Cameron-Smith P. J., Cionni I., Collins W. J., Dalsøren S. B., Doherty R., Eyring V., Faluvegi G., Folberth G. A., Josse B., Lee Y. H., MacKenzie I. A., Nagashima T., van Noije T. P. C., Plummer D. A., Righi M., Rumbold S. T., Skeie R., Shindell D. T., Stevenson D. S., Strode S., Sudo K., Szopa S., Zeng, G., 2013. Preindustrial to present-day changes in tropospheric hydroxyl radical and methane lifetime from the Atmospheric Chemistry and Climate Model Intercomparison Project (ACCMIP), *Atmos. Chem. Phys.*, **13**, 5277-5298, doi:10.5194/acp-13-5277-2013.

Schnell J. L., Prather M. J., Josse B., Naik V., Horowitz L. W., Cameron-Smith P., Bergmann D., Zeng G., Plummer D. A., Sudo K., Nagashima T., Shindell D. T., Faluvegi G., Strode S. A., 2015. Use of North American and European air quality networks to evaluate global chemistry-climate modeling of surface ozone, *Atmos. Chem. Phys.*, **15**, 10581-10596, doi:10.5194/acp-15-10581-2015.

Silva R. A., West J. J., Lamarque J.-F., Shindell D. T., Collins W. J., Dalsøren S., Faluvegi G., Folberth G., Horowitz L. W., Nagashima T., Naik V., Rumbold, S. T., Sudo K., Takemura T., Bergmann D., Cameron-Smith P., Cionni I., Doherty R. M., Eyring V., Josse B., MacKenzie I. A., Plummer D. S., Righi M., Stevenson D. S., Strode S., Szopa S., Zeng G., 2016. The effect of future ambient air pollution on human premature mortality to 2100 using output from the ACCMIP model ensemble, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, doi:10.5194/acp-2015-1002, in review.

van Vuuren D. P., Edmonds J., Kainuma M., Riahi K., Thomson A., Hibbard K., Hurtt G. C., Kram T., Krey V., Lamarque J.-F., Matsui T., Meinshausen M., Nakicenovic N., Smith S. J., Rose S. K., 2011. The Representative Concentration Pathways: An overview. *Climatic Change*, **109**, 5-31, DOI: 10.1007/s10584-011-0148-z.

Young P. J., Archibald A. T., Bowman K. W., Lamarque J.-F., Naik V., Stevenson D. S., Tilmes S., Voulgarakis A., Wild O., Bergmann D., Cameron-Smith P., Cionni I., Collins W. J., Dalsøren S. B., Doherty R. M., Eyring V., Faluvegi G., Horowitz L. W., Josse B., Lee Y. H., MacKenzie I. A., Nagashima T., Plummer D. A., Righi M., Rumbold S. T., Skeie R. B., Shindell D. T., Strode S. A., Sudo K., Szopa S., Zeng G., 2013. Pre-industrial to end 21st century projections of tropospheric ozone from the Atmospheric Chemistry and Climate Model Intercomparison Project (ACCMIP), *Atmos. Chem. Phys.*, **13**, 2063-2090, doi:10.5194/acp-13-2063-2013.

## POLLUTION DE L'AIR PAR LES PARTICULES TOTALES EN SUSPENSION (TSP) A CURITIBA (BRESIL)

CASTELHANO F. J.<sup>1</sup>, MENDONÇA F.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>LABOCLIMA-UFPR – Centro Politécnico, Curitiba (Brésil), fjcastelhana@gmail.com chico@ufpr.br

**Résumé** – Comprendre l'influence du temps sur la qualité de l'air est une question clé pour la recherche d'une meilleure qualité de vie urbaine. Dans ce contexte, la présente étude met en évidence les facteurs météorologiques ayant la plus grande influence sur les Particules Totales en Suspension (PTS) à Curitiba (Brésil). Pour cette étude, nous avons recueilli des données quotidiennes de ce polluant dans trois stations de surveillance maintenues par l'IAP - Institut de l'Environnement du Paraná - présentes dans la zone urbaine. Les données ont été traitées avec l'utilisation du logiciel d'analyse statistique « R », avec notamment des tests de corrélation de Pearson entre les variables météorologiques et les valeurs de PTS. Afin d'analyser la dynamique temporelle de la pollution de l'air, nous avons inséré dans les tests de corrélation un décalage, allant jusqu'à 24 heures, dans le but de vérifier si cette relation est immédiate ou retardée. Les résultats suggèrent que la variable avec la plus grande influence sur la qualité de l'air est l'humidité relative. Cette variable présente une corrélation négative avec les niveaux de PTS.

**Mots-clés** : PTS, temps, Curitiba

**Abstract** – *Air Pollution by Total Suspended Particles (TSP) in Curitiba (Brazil)* Understand the influence of the climate in the air quality it is a key question for a research that claims for a better urban life quality. In this context, this article evidences the meteorological factors that reveals to have more influence in the Total Suspended Particles (TSP) in Curitiba (Brazil) For this study, hourly data of this pollutant were collected from three different official monitoring stations from IAP – Environmental Institute of Paraná – located in the urban zone. This data were treated with the statistical analysis software R, and the correlations between the meteorological factors and the pollutant were tested using the Pearsons Index. In order to analyze the temporal dynamics of the TSP, were inserted in the tests a time lag until 24 hours, trying to understand if the correlation is immediate or late. The results suggest that the variable with most correlation is relative humidity. This variable presents a negative correlation with the TSP index.

**Keywords**: TSP, Climate, Curitiba

### Introduction

Le climat a une forte influence sur la société humaine. Il peut même être un élément clé pour un certain nombre de questions liées à la qualité de vie humaine, l'étude scientifique du climat devient de plus en plus nécessaire pour la prévention de ses impacts sur la santé des populations.

Ce travail met en évidence une analyse de la relation entre les variables météorologiques et la pollution de l'air dans l'AUC – Agglomération Urbaine de Curitiba, État du Paraná, au sud du Brésil dans le période de 2004 à 2012.

Selon Hufty (2001), la pollution est l'introduction de substances dans un milieu donné qui est différent de leurs composants naturels et qui peuvent l'affecter de façon préjudiciable. La pollution peut être d'origine anthropique ou naturelle. La pollution de l'air varie avec deux facteurs principaux : le taux de polluants émis (facteurs spatiaux tels que le trafic routier, la hauteur et les quantités émises par les cheminées, etc.) et l'indice de dispersion du polluant (conditions météorologiques).

Les Particules en Suspension Totales (PTS) constituent l'un des polluants du milieu urbain, car elles sont issues directement de la combustion des combustibles fossiles. L'excès de ces polluants dans l'atmosphère pourraient avoir des impacts sanitaires notables. A titre d'exemple, Boubel *et al* (1994) a rapporté des dommages oculaires et au niveau de l'appareil respiratoire.

L'atmosphère agit donc comme un facteur pouvant affecter la dispersion ou l'accumulation de polluants dans une localité donnée. Derisio (2012) mentionne l'épisode de la vallée de la Meuse (Belgique), dans les années 1930, comme un exemple où les indices élevés de pollution étaient directement associés à la faible dispersion lors d'un épisode avec un temps stable.

Cependant, dans les études menées à Curitiba (Brésil) au cours des années 1990, Danni-Oliveira (2000) souligne qu'il n'a pas été possible d'observer une relation directe entre les types de temps actif dans la ville et la concentration de polluants, mais l'étude indique qu'il y avait prédominance d'une masse d'air polaire Atlantique (MPA) de faible taux d'humidité durant la période étudiée.

Dans ce contexte, la présente étude vise à mettre en évidence la corrélation entre les conditions météorologiques et les niveaux de particules en suspension (PTS) dans l'Agglomération Urbaine de Curitiba (AUC), afin d'analyser l'interaction entre les variables météorologiques et les concentrations de PTS.

La zone d'étude abrite un réseau de 11 stations de surveillance de la qualité de l'air, réparties dans 3 municipalités (Curitiba, Colombo et Araucaria - Figure 1). La ville de Curitiba est le noyau central de la RMC - Région Métropolitaine de Curitiba, capitale de l'État du Paraná, avec une population d'environ 2 millions (la ville) et 3,5 millions (l'AUC). La zone est située près du tropique du Capricorne (25°S), à environ 900m au-dessus du niveau de la mer et à 100 km de l'océan Atlantique, sous un Climat Tropical d'Altitude – Cfb selon Koeppen (Mendonça, 2012).

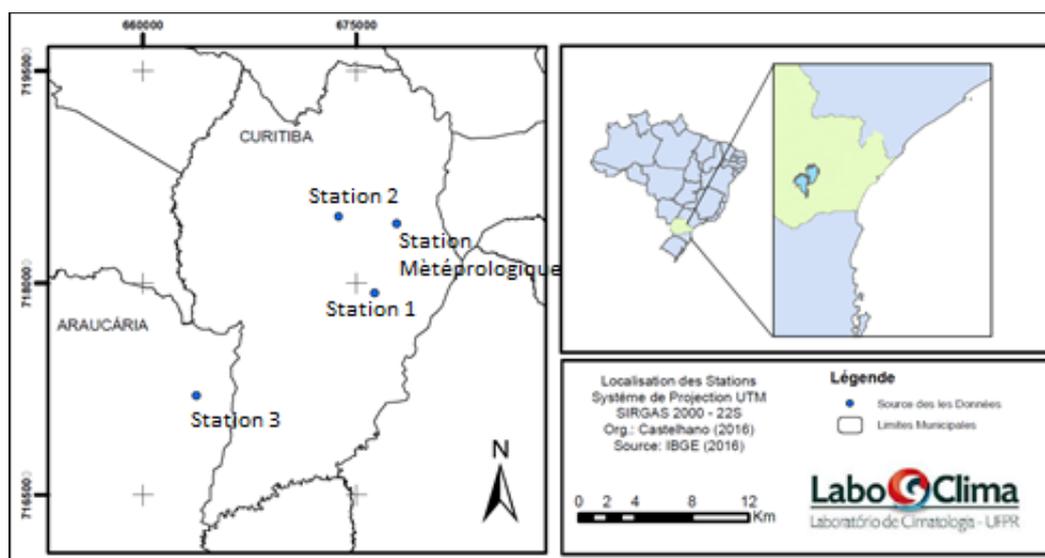


Figure 1. Curitiba (Brésil): Localisation des stations météorologiques et de surveillance de la qualité de l'air.

## 1. Données et Méthodes

La présente étude a analysé les données de PTS pour la période de 2004 à 2012 à partir de trois stations du réseau officiel de surveillance de la qualité de l'air de l'État du Paraná dans la RMC, dirigé par l'Institut de l'Environnement du Paraná (IAP). Deux stations sont situées dans le secteur oriental (Station 1 - Boqueirão) et central (Station 2 - Ouvidor Pardiniho) de la ville de Curitiba, et la troisième (Station 3 - REPAR) est située dans la municipalité d'Araucaria (Figure 1).

L'emplacement de chaque station met en évidence des réalités différentes de l'espace urbain. Les environs de la Station 1 sont caractérisés par une zone urbaine avec un important

trafic routier, de petites industries et une faible verticalisation du bâti. Les alentours de la station 2 possèdent un trafic élevé de véhicules, une urbanisation dense avec évolution verticale et de petits espaces verts. La station 3 est située à proximité d'une zone industrielle (industries pétrochimiques et lourdes). Elle se caractérise par un trafic routier intense malgré une faible densité de la population.

Les données de la station 1 – Boqueirão sont majoritairement lacunaires en raison de cas de vandalisme et de mauvaise préservation ; C'est le cas aussi à la station 3 – REPAR mais à une échelle plus petite.

Les données météorologiques (température, vent, humidité et précipitations) utilisées dans cette étude sont fournies par le SIMEPAR - Système Météorologique Paraná – et sont enregistrées sur la même période que les données de PTS. La station météorologique est située dans le secteur centre-est de la ville, dans la zone urbaine, ses capteurs de vent (vitesse et direction) sont placés à une hauteur de 10 mètres tandis que le reste des appareils sont au niveau de la hauteur standard de l'Organisation Mondiale de la Météorologie (OMM).

Les données de PTS ont été corrélées avec les données météorologiques durant la même période suivant un pas de temps horaire.

Le traitement statistique des données a été réalisé avec le logiciel R (v. 3.2.2), et avec l'aide du module « Openair » (Carslaw et Ropkins, 2012). Nous avons choisi d'effectuer une corrélation linéaire simple entre les variables météorologiques et les données PTS. Nous avons aussi appliqué le calcul de corrélation de Pearson. En outre, des décalages allant jusqu'à 24 heures ont été ajoutés par rapport aux valeurs de pollution atmosphérique. Des essais p-valeur avec des niveaux de signification de 1% ont été réalisés afin de valider les corrélations.

## 2. Résultats

### 2.1 Les PTS – Variation spatiale

La pollution de l'air par PTS dans la zone d'étude détériore la qualité de vie des habitants, car elle se trouvait au-delà des limites légales prévues par la loi au Brésil (respectivement 150 et 240  $\mu\text{g}/\text{m}^3$ , primaire et secondaire/ jour) à plusieurs moments pendant la période analysée. Le pic a été observé à la Station 3 - REPAR, et a atteint 1210  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  le 29/07/2005. Dans les autres stations, les valeurs les plus élevées se sont produites le 11/02/2002 à la Station 2 - Ouvidor Pardo (507,8  $\mu\text{g}/\text{m}^3$ ) et le 06/07/2007 à la Station I - Boqueirão (758,8  $\text{g} / \text{m}^3$ ).

Les valeurs de PTS montrent une différenciation spatiale considérable dans la zone urbaine de l'AUC, même en tenant compte de la courte distance entre les stations de surveillance. La Station 3 - REPAR présente la pire qualité de l'air par rapport aux deux autres, suivie par la Station 2 - Ouvidor Pardo et, enfin la Station 1 - Boqueirão. Cette variation spatiale de la concentration de PTS reflète, entre autres, l'influence de l'industrialisation et du flux de véhicules qui est plus important à la station 3 et plus faible dans les autres. Il faut noter aussi que les stations de Boqueirão et de REPAR ont connu des problèmes de maintenance.

Pour les PTS il n'y a pas de législation spécifique dans l'Union Européenne, étant donné le caractère grossier de ces particules. En ce qui concerne la question des particules fines (PM10), la différence de la législation est grande. Tandis que les agences européennes et américaines ont établi une limite de 50  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  durant 24 heures, la législation brésilienne établit sa limite à 150  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  pour la même période. Pour les PM2.5, la législation brésilienne est encore en discussion et jusqu'à présent il n'y a pas de définition juridique de limites primaire et secondaire.

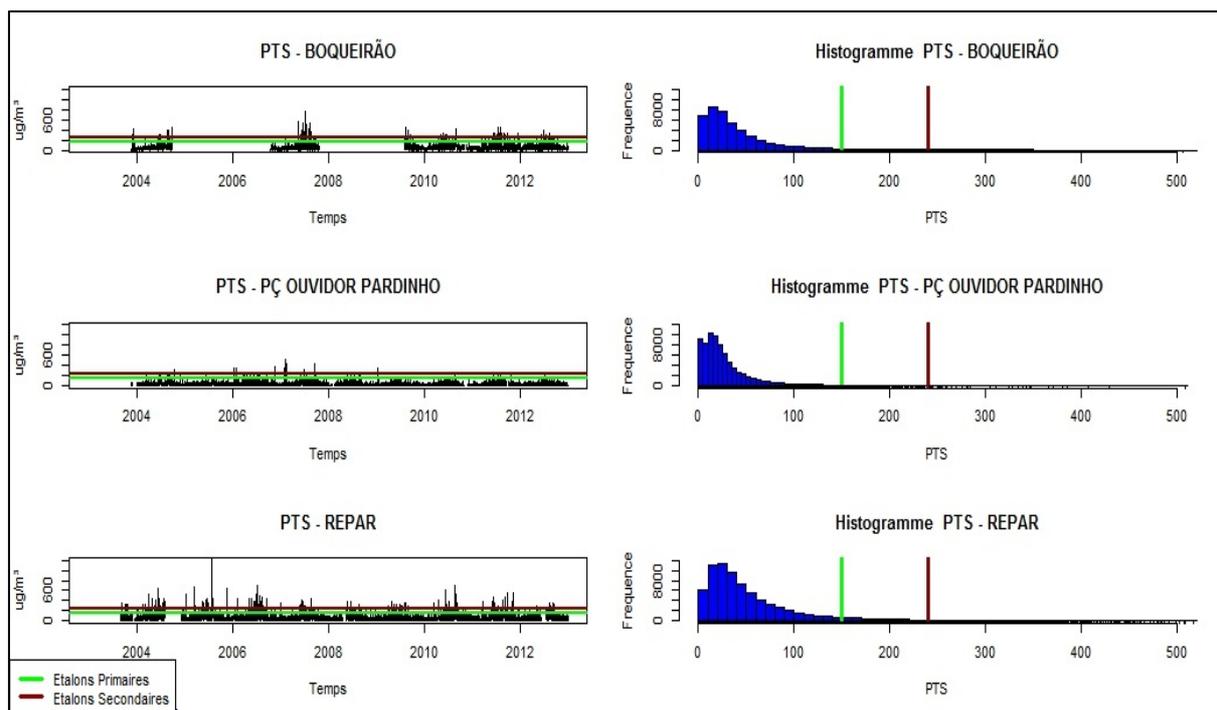


Figure 2. Curitiba – Pollution de l'air par PTS 2004-2012.

## 2.2 Corrélations entre PTS et variables météorologiques.

Les valeurs de corrélation entre PTS et certaines variables météorologiques obtenues par l'indice de Pearson (Tableau 1) montrent que l'humidité relative est l'aquelle qui a une certaine influence sur les niveaux de ce polluant.

Ce facteur météorologique a montré des valeurs de corrélation négative, indiquant que plus leurs valeurs sont élevées plus les niveaux de PTS sont faibles, et le contraire est également observé. En appliquant le p-valeur à ces indices de corrélation, on observe que les valeurs sont importantes, ce qui confirme la fiabilité d'une probabilité significative de cette corrélation. Ces valeurs sont particulièrement importantes en raison du grand échantillon pour lequel les tests de corrélation ont été appliqués.

Tableau 1. Curitiba - Corrélation Pearson PTS/Variables météorologiques (2004 – 2012). Source : IAP e Simepar.

	Ouidor Pardino	Boqueirão	REPAR
<b>Vitesse du Vent</b>	-0.11	-0.07	-0.08
<b>Humidité Relative</b>	-0.21	-0.21	-0.33
<b>Précipitations</b>	-0.05	-0.05	-0.06
<b>Température Maximale</b>	0.04	0.006	0.13
<b>Température Moyenne</b>	0.03	-0.01	0.11
<b>Température Minimale</b>	0.02	-0.02	0.10

La corrélation entre les taux de précipitations et de PTS était faible dans les trois stations de surveillance de la qualité de l'air, de la même manière que les valeurs de température dans les Stations 1-Boqueirao et 2-Ouvidor Pardino.

### 2.3 Le retard dans les corrélations.

Les tests de corrélation avec des décalages d'application de la variabilité des précipitations et des températures maximales, moyennes et minimales ont montré très peu de différences dans les trois stations (Tableau 1).

Pour la vitesse du vent, il a été observé qu'en augmentant le décalage, ces valeurs étaient en baisse, ce qui indique que cette variable fournit une corrélation plus directe aux PTS. Ceci a été de nouveau observé dans les trois stations.

En ce qui concerne l'humidité relative, les résultats étaient différents. Il a été noté au premier abord une chute suivie d'une hausse des valeurs de corrélation pour arriver à un délai de 17 heures pour les Stations 3 et 2 (REPAR et Ouvidor Pardino), et de 18 heures pour la Station 1-Boqueirao, lorsqu'ils rediminuent.

Le tableau 2 montre les valeurs obtenues par l'application de la corrélation de Pearson avec un certain retard pour l'humidité relative de l'air. Ce qui attire l'attention est le fait que pour les Stations 1-Boqueirão et 2-Ouvidor Pardino, les indices de corrélation décalés sont encore relativement plus élevés que sans délai en indiquant que ce facteur a une plus grande corrélation avec la pollution après un certain délai et non immédiatement.

**Tableau 2.** Curitiba - Corrélation de Pearson entre Humidité Relative et PTS avec des retards de 01 à 23 heures (2004 – 2012). Source : IAP e Simepar.

	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<b>REPAR</b>	-0.33	-0.32	-0.29	-0.27	-0.25	-0.23	-0.21	-0.18	-0.16	-0.15	-0.14	-0.15
<b>BOQUEIRÃO</b>	-0.21	-0.19	-0.17	-0.15	-0.13	-0.12	-0.11	-0.10	-0.09	-0.09	-0.11	-0.13
<b>OUVIDOR</b>	-0.21	-0.20	-0.19	-0.18	-0.17	-0.16	-0.14	-0.13	-0.13	-0.13	-0.14	-0.16
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
<b>REPAR</b>	-0.16	-0.18	-0.21	-0.23	-0.24	-0.25	-0.25	-0.25	-0.24	-0.23	-0.22	-0.22
<b>BOQUEIRÃO</b>	-0.17	-0.21	-0.26	-0.30	-0.34	-0.36	-0.37	-0.37	-0.35	-0.33	-0.30	-0.27
<b>OUVIDOR</b>	-0.19	-0.22	-0.25	-0.27	-0.28	-0.28	-0.27	-0.25	-0.23	-0.20	-0.18	-0.16

### Conclusion

Cette étude démontre l'existence d'une corrélation négative entre les PTS - Particules Totales en Suspension - et les variables météorologiques. L'humidité relative en particulier est la variable météorologique la plus importante avec une corrélation modérée négative aux niveaux de PTS à Curitiba. Ceci a été observé dans les trois stations de surveillance de la qualité de l'air situées dans différents contextes urbains de la zone d'étude.

L'analyse de corrélation statistique entre les variables climatiques et PTS dans l'AUC – Agglomération Urbaine de Curitiba - a montré une distinction considérable entre les valeurs élevées, entre les PTS et l'humidité (corrélations en-dessus de 0,3) ; et de très faibles valeurs de PTS avec les précipitations et la température (corrélations en-dessous de 0,006). Les variables météorologiques sont ici caractérisées comme des contraintes et non des déterminants pour les niveaux de pollution, étant donné le nombre élevé des facteurs dans le système concernant la qualité de l'air.

La faible corrélation observée entre les niveaux de pollution et la pluie et la vitesse du vent ouvre des questions pour la continuation de cette recherche puisque les résultats ont révélé une contradiction avec la base théorique de l'analyse de la pollution de l'air.

L'exercice réalisé dans l'application des décalages aux indices de corrélation a montré que pour l'humidité relative, la corrélation n'est pas immédiate, et varie d'une station à autre. Les autres variables météorologiques n'ont montré aucun changement majeur dans les indices de corrélation avec l'insertion d'un retard. À l'exception de la vitesse du vent, car il est évident que le déclin des valeurs se fait accompagner par l'augmentation des décalages, ce qui indique que ce facteur a une influence plus immédiate sur les PTS.

Il convient de noter le caractère exploratoire de cette recherche, car la zone étudiée n'a pas de références détaillées et actualisées sur ce thème.

### **Bibliographie**

Boubel R. W., Fox D. L., Turner D. B., Stern A. C., 1994. *Fundamentals of Air Pollution*. San Diego, Academic Press, 942 p.

Carslaw D. C., Ropkins K., 2012. Openair - an R package for air quality data analysis. *Environmental Modelling & Software*, **27-28**, 52-61.

Danni-Oliveira I. M., 2000. *A cidade de Curitiba e a Poluição do ar* (Thèse de doctorat). Université de São Paulo, Brésil.

Derisio, J. C., 2012. *Introdução ao Controle de Poluição Ambiental*. São Paulo, Oficina de Textos, 224 p.

Hufty A., 2001. *Introduction à la Climatologie – Le rayonnement et la température, l'atmosphère, l'eau, le climat et l'activité humaine*. Laval, Presses de l'Université, 542 p.

Mendonca F., 2012. Les inondations urbaines à Curitiba (Brésil). *Actes du XXI<sup>ème</sup> colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, 6-9 septembre 2012 (pp. 517-523). Université de Grenoble, France.

## PERCEPTION DE LA POLLUTION ATMOSPHERIQUE A SFAX (CENTRE-EST DE LA TUNISIE)

DAHECH S.<sup>1</sup>, BOUAZIZ R.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Université de Sfax, Faculté des Lettres et Sciences Humaines, Département de Géographie, Laboratoire SYFACTE, salem.dahech@paris7.jussieu.fr

<sup>2</sup>Université de Sfax, Faculté des Lettres et Sciences Humaines, Département de Géographie, Laboratoire CGMED, riadhbouaziz@yahoo.fr

**Résumé** – Ce travail présente un regard croisé sur la perception de la pollution atmosphérique par la population des quartiers populaires et les médecins, dans l'agglomération de Sfax. Ces derniers se sont déclarés unanimes à reconnaître la gravité de la pollution de l'air à Sfax. Dans les quartiers populaires, des inégalités apparaissent suivant l'éloignement de la source la plus polluante (la SIAPE) et la concomitance d'autres sources de nuisances. Malgré la vulnérabilité de la population des quartiers proches de la SIAPE, un degré élevé d'acceptation de la pollution atmosphérique est enregistré.

**Mots-clés** : pollution atmosphérique, Sfax, perception, quartiers populaires.

**Abstract** – *Perception of air pollution in Sfax (middle Eastren Tunisia)*. This paper presents a fresh perspective on the perception of air pollution by the population of poorer districts and doctors in the Sfax city. Doctor opinion was unanimous about harmful effects of air pollution in Sfax. In poorer districts inequalities appear following the distance from the most polluting source (SIAPE) and the interference of other sources of pollution. Despite the vulnerability of the population living near the SIAPE, a high degree of acceptance of air pollution is recorded.

**Keywords**: air pollution, Sfax, perception, poorer districts.

### Introduction

L'impact de la pollution atmosphérique sur la santé est manifeste même s'il est difficile à cerner à cause de l'interférence de plusieurs facteurs et parce que certaines conséquences de la pollution de l'air se manifestent *a posteriori*. En milieu urbain, souvent la population des quartiers défavorisés est plus exposée aux effets néfastes de la pollution atmosphérique (Roussel, 2007). Cette population est également plus sensible aux manifestations sensorielles (odeurs, fumées) et se sent plus exposée aux risques sanitaires (Gailhard-Rocher *et al.*, 2008). La perception de la pollution atmosphérique par la population diffère suivant sa vulnérabilité, le lieu de résidence, de travail et le degré de conscience écologique.

La vulnérabilité de la société peut être définie comme une propension à l'endommagement (D'Ercole, 1994). Le géographe-climatologue s'intéresse à qualifier la vulnérabilité de la société face à la pollution de l'air à des échelles spatiales fines. Les éléments constituant cette vulnérabilité sont l'exposition aux fortes concentrations, les enjeux, la capacité de réponse et la sensibilité de la population (Gendrau, 1999 ; Cutter *et al.*, 2000). Les éléments de sensibilité de la population exposée à la pollution atmosphérique sont les conditions de vie, l'âge, l'état de santé et le mode de vie et l'exposition instantanée à plusieurs risques ainsi que le degré d'acceptabilité de ce risque.

Dans l'agglomération de Sfax (centre-est de la Tunisie) caractérisée par des taux de pollution atmosphérique élevés, la vulnérabilité sociale face aux nuisances environnementales et face à la pollution de l'air, en particulier, augmente dans les quartiers populaires notamment dans ceux autoproduits (Dahech, 2007 ; Dahech et Bouaziz, 2012). Ces derniers sont situés à proximité des sources d'émission et en premier lieu celle la plus polluante : la Société Industrielle de fabrication d'Acide Phosphorique et des Engrais (SIAPE), située sur l'aile sud, à 5 km du centre-ville (fig.1 ; Azri, 2000). La perception de cet aléa par la population de ces quartiers est différente par rapport au reste de la population. Dans le présent

travail, nous souhaitons évaluer la perception de la pollution atmosphérique dans les quartiers populaires de l'agglomération et par un échantillon de médecins.

Ce travail ne va pas jusqu'à montrer la perception de la population suivant les inégalités sociales (catégorie socioprofessionnelle, diplôme, revenu), il se limite aux quartiers populaires abritant une population plus au moins homogène sur le plan socio-économique. Les effets de la situation géographique de ces quartiers et de l'exposition à diverses sources de nuisances sur la perception sont mis en évidence.

## **1. Méthodes et données**

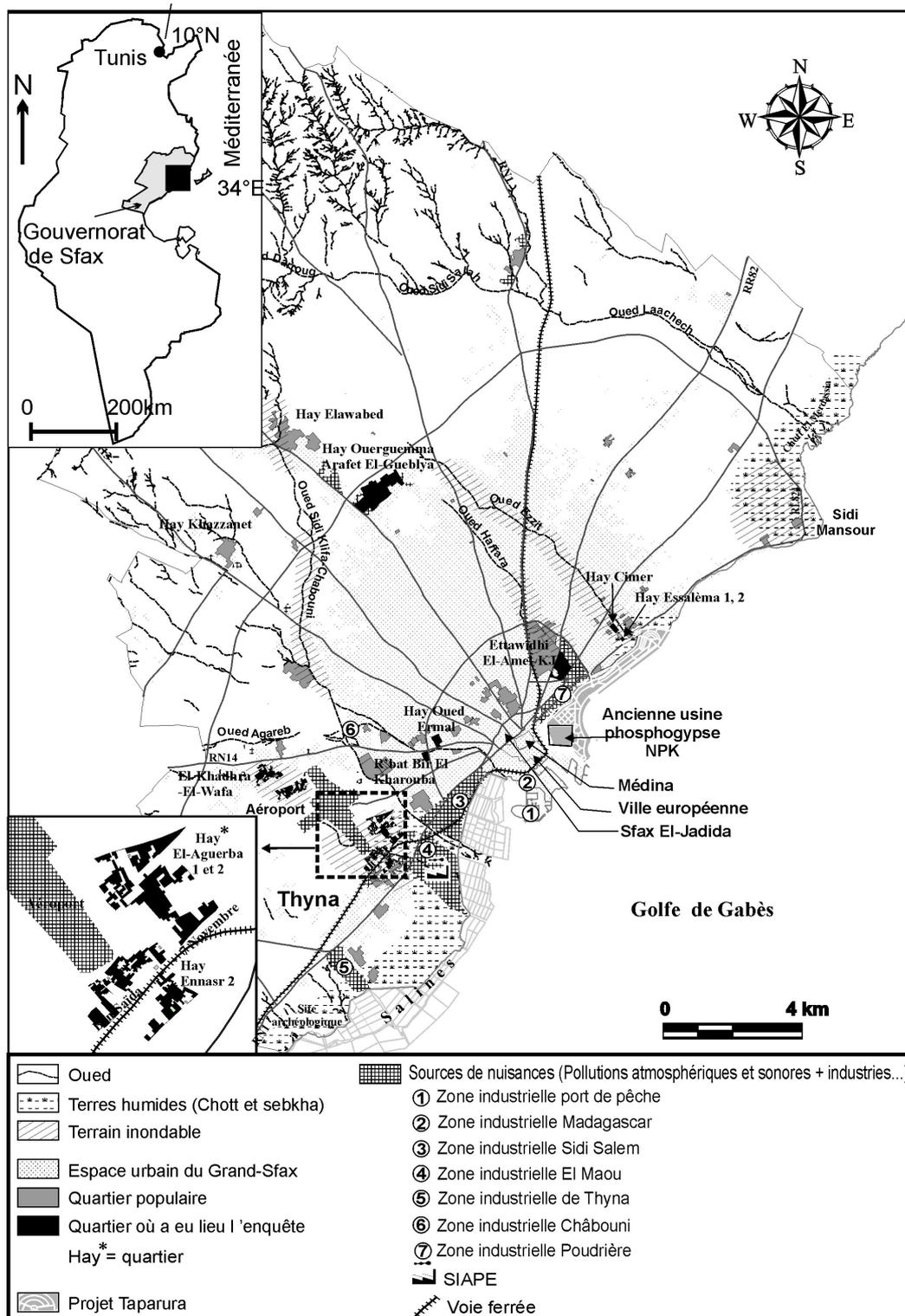
L'éventuel impact de la pollution atmosphérique sur la santé humaine, particulièrement son rôle dans l'aggravation et le déclenchement des maladies des voies respiratoires ORL et oculaires, est étudié à travers une enquête s'adressant à un échantillon représentatif de 50 médecins spécialistes, soit environ 85% de la base de sondage. Nous avons obtenu les réponses que de 42 d'entre eux : 22 ophtalmologistes et 20 médecins ORL. Le questionnaire de cette enquête, a été distribué en janvier 2012 et porte, en partie, sur le degré de gravité des impacts de la pollution de l'air sur la santé, les types de maladies engendrées par la pollution de l'air et les principales sources de nuisances à Sfax.

En outre, une deuxième enquête est recueillie au moyen d'un questionnaire oral auprès de la population des quartiers populaires. Un échantillon de 877 ménages, soit environ 12% de la population mère, a été interrogé, appartenant à 10 quartiers populaires répartis dans toute l'agglomération. La base de sondage a été déterminée, dans un premier temps, à partir d'images satellitaires de haute résolution et ajustée sur le terrain, dans un deuxième temps. Étant donné que les conditions socioéconomiques sont quasiment homogènes à l'intérieur de chaque quartier et vu leur faible extension spatiale, les unités de sondage ont été désignées par une méthode de prélèvement aléatoire. En premier lieu, l'enquête a visé la perception de la pollution de l'air en examinant son importance parmi les autres nuisances environnementales, le degré d'acceptation de cet aléa par la population et l'identification de la source la plus nocive. En deuxième lieu, pour qualifier la sensibilité de la population vulnérable, les conditions et le niveau de vie, les moyens d'adaptation, l'âge et l'état de santé, les modes de vie (tabac, alcool...) de la population exposée sont mis en question. Cette enquête que nous avons réalisée en 2010, s'inscrivait dans le cadre de la Stratégie de Développement du Grand Sfax (SDGS) (Municipalité de Sfax, 2012).

## **2. Cadre spatial**

Les mutations socio-économiques importantes qu'a connues l'agglomération de Sfax (environ 600 000 habitants) n'étaient pas sans conséquences sur l'équilibre écologique. Depuis les années 1950, la région était coupée de sa mer avec l'installation des salines ainsi que des zones industrielles le long du littoral (fig.1). Plus à l'ouest, l'aéroport, la base militaire ainsi que les voies ferrées causaient des nuisances sonores remarquables. Sur l'aile sud de l'agglomération, se sont implantés des quartiers populaires profitant de la baisse considérable du prix du foncier. Certains sont programmés : Elhabib, Elbahri, Ennour au SO (les quartiers de Sfax Ouest durant les années 1980), à environ 4 km du centre et Thyna 1 et 2 et Elmoez 1, 2, 3 et 4, à proximité de la nouvelle zone industrielle aménagée de Thyna à partir de 1990. D'autres sont non programmés, abritant essentiellement des travailleurs issus de l'exode rural comme le quartier Enkhili dans la zone industrielle Sidi Salem, Elbadrani et Ibn Jazzar au sud de la SIAPE, Ben Saida, Elwafa, Ennasr 1 et 2 et El-Aguerba 1 et 2 à proximité de l'aéroport. Au centre-ville, nous trouvons près du port de commerce, le reste du terroir de phosphogypse de l'ancienne usine de phosphate (la NPK) fermée au début des années 1990. Sur l'aile nord de l'agglomération, s'étendaient les zones industrielles Poudrières I et II

jouxtant les quartiers populaires Bourguiba, Ettaouidhi, El-Amel, Cimer et Essalema 1 et 2. A l'ouest de l'agglomération, certains quartiers populaires, pour la plupart non programmés, ont été construits depuis les années 1970 comme l'Elawabed, Werguemma et Khazzanet.



**Figure 1.** Localisation de la zone d'étude, des quartiers populaires où a eu lieu les enquêtes et des principales sources de nuisances environnementales.

La production croissante des dérivés des phosphates propulsée par l'expansion du marché mondial ainsi que l'augmentation des déchets incinérés à ciel ouvert, parallèlement à la croissance démographique qu'a connue l'agglomération de Sfax, ont détérioré davantage la

qualité de l'air notamment dans la partie sud de Sfax. La SIAPE rejette annuellement des quantités importantes de SO<sub>2</sub>, de fluor et de particules. Elles sont, respectivement, de l'ordre de 13427, 1352 et 2266 tonnes soit 47,2%, 95% et 28,4% de l'ensemble de ces émissions à Sfax (Azri, 2000 ; Dahech, 2007). Les décharges sauvages sont éparpillées dans toute l'agglomération et dégagent des fumées noires et s'ajoutent aux émanations des sources mobiles. La densité du trafic routier baisse en s'éloignant du centre (environ 40 000 véhicules/jour) vers la campagne environnante (4000 véhicules/jour) selon le recensement général de la circulation en 2007 publié par la Direction Générale des Ponts et Chaussées et Direction de l'Exploitation et de l'Entretien Routier (Dahech et Bouaziz, 2012).

### **3. La pollution atmosphérique à Sfax aux yeux des médecins**

Certes la pollution atmosphérique n'est pas sans conséquences sanitaires (Dab et Roussel, 2001). Nous nous sommes adressés aux médecins exerçant dans l'agglomération, principalement dans le nouveau centre « Sfax Eljadida » pour qualifier la gravité de cette pollution et ses conséquences sanitaires.

L'éventuelle relation pollution atmosphérique/morbidité est confirmée, à l'unanimité, par les médecins spécialistes en ORL et en ophtalmologie à partir des réponses aux questionnaires de l'enquête que nous avons réalisée. De même, un consensus sur la SIAPE comme la source de pollution atmosphérique la plus nuisible est approuvé. Toutefois, nous soulignons des divergences au niveau des réponses sur la gravité des maladies engendrées par la pollution atmosphérique. Les ophtalmologistes la jugent moyenne (55% des réponses) à faible (35% des réponses). En revanche, les ORL pensent que cette gravité est forte (3/4 des réponses).

Les maladies constatées par les ophtalmologistes sont principalement les allergies oculaires (citées 15 fois sur 20), suivies par la conjonctivite (10 fois). Quant aux médecins ORL, ils évoquent des maladies plus graves, ce qui est cohérent avec leurs perceptions de la gravité de l'aléa étudié. En effet, les cancers des voies aéro-digestives ont été cités par 50% des médecins qui mentionnent aussi les maladies allergiques chroniques comme les rhinites et les sinusites et asthmes.

### **4. Perception de la population des quartiers populaires : disparités entre nord et sud**

La question posée aux sujets enquêtés a porté sur le degré de gravité de la pollution de l'air parmi les autres nuisances environnementales affectant leur qualité de vie. Ci-dessous le pourcentage des réponses positives, par quartier (fig. 2). Pour les réponses négatives, les autres sources de nuisances sont demandées. Il ressort que dans le quartier El-Aguerba 1 et 2, située à 2 km de la SIAPE, environ 60% des chefs de ménage sont préoccupés en premier lieu par la pollution de l'air provenant de cette usine. En effet, les études antérieures s'intéressant à la spatialisation des polluants atmosphériques ont montré que des pics de CO et de SO<sub>2</sub> sont enregistrés à 2 km de l'usine (Dahech et *al.*, 2006 ; Khlaifi et *al.*, 2008). Dans d'autres quartiers proches de la SIAPE, bien qu'ils soient exposés au même vent dominant (Est), les réponses étaient plus mitigées. Les quartiers d'Ennasr et Ben Saida, mettent l'accent, en premier lieu sur les nuisances sonores issues de l'aéroport et de la voie ferrée. D'autant plus que cette dernière est à l'origine de plusieurs accidents mortels.

Les quartiers d'El Khadhra et El Wafa, plus loin de la SIAPE (6 km) sont plutôt préoccupés par la pollution olfactive liée aux poulaillers, et par les inondations. Au nord de l'agglomération, dans le quartier Ettaouidhi, les principaux problèmes évoqués sont les inondations, un taux d'humidité élevé et l'absence ou la défaillance du réseau d'évacuation des eaux pluviales. Dans les quartiers Essalama et Cimer, outre les inondations, émerge la

pollution olfactive liée au canal Ezzit, où s'accumulent des déchets solides et liquides à l'origine d'odeurs nauséabondes.

A l'ouest de l'agglomération, à environ 10 km du centre, les habitants du quartier Ouerguemma sont tracassés par la pollution sonore liée à la ligne à haute tension.

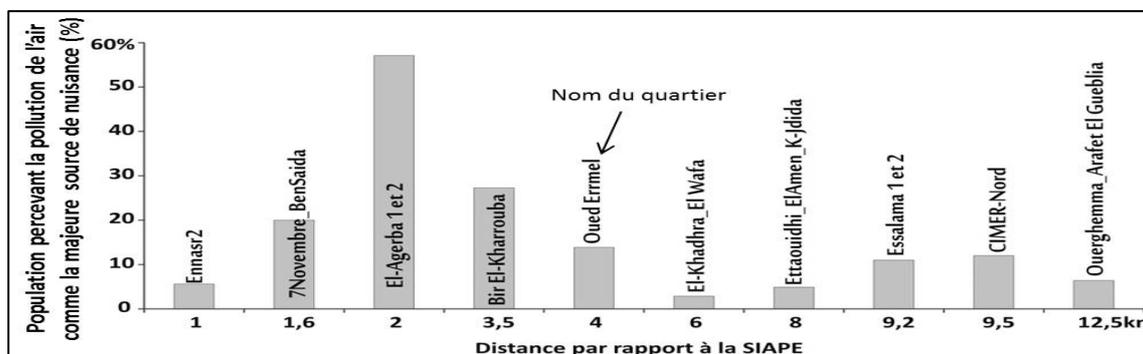


Figure 2. Pourcentage des chefs de ménage percevant la pollution atmosphérique comme la majeure source de nuisance (enquête auprès de 12% des chefs de ménage, distance à vol d'oiseau, localisation sur fig.1, les 3 premiers quartiers sont exposés au vent dominant).

### 5. Le degré d'acceptation de la pollution atmosphérique

La question posée aux sujets enquêtés a porté sur la priorité de la délocalisation des sources de polluants afin d'améliorer leur qualité de vie. Dans le quartier El-Aguerba, environ la moitié des chefs de ménage questionnés pensent que l'amélioration de la qualité de l'air est primordiale (fig.3). Dans les quartiers Ennasr et Bensaida, moins exposés à la pollution issue de la SIAPE (Dahech et al., 2006 ; Khlaifi et al., 2008), la population réclame l'amélioration de l'infrastructure, la sécurité et les services de santé. Elle ignore la pollution de l'air issue de l'industrie parce que cette dernière représente la source de vie de la plupart des ménages. Durant le mois de janvier 2016, les habitants de la délégation de Thyna, où se trouvent les 3 quartiers ci-dessus, se sont opposés à une campagne de sensibilisation visant la fermeture de la SIAPE, menée par la société civile.

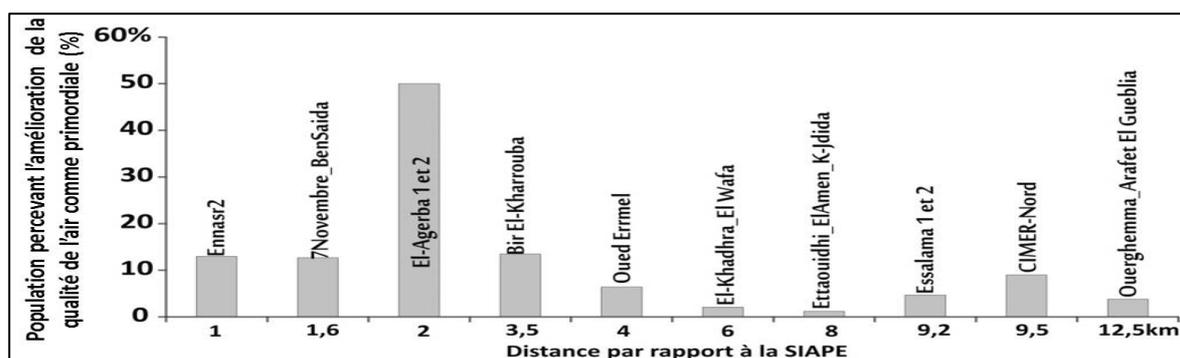


Figure 3. Pourcentage des chefs de ménage déclarant la délocalisation des sources de polluants atmosphérique prioritaire afin d'améliorer leur qualité de vie (enquête auprès de 12% des chefs de ménage, distance à vol d'oiseau, localisation sur fig.1).

Au nord, une partie des sujets questionnés (surtout les âgées) a évoqué l'ancien problème de la pollution de l'air liée à la NPK et ses conséquences sur la santé et sur l'environnement marin (interdiction de la baignade ainsi que les dégâts sur la pêche). Cependant, ils ne sont pas encore satisfaits de l'état de l'environnement malgré la mise en route de la réhabilitation de la côte Nord (projet Taparura). Dans la plupart des quartiers, les questions de chômage, sécurité (violences, voies ferrées non protégées, etc.) et de l'infrastructure passent, de loin, avant la qualité de l'air.

## Conclusions

Les médecins sondés sont unanimes sur les effets néfastes de la pollution atmosphérique sur la santé à Sfax. Le degré de gravité est jugé plus élevé par les médecins ORL par rapport aux ophtalmologistes. Dans le cadre d'une thèse en cours, des entretiens avec des pneumologues sont réalisés mais ne sont pas présentés ici. Malgré cette gravité, des inégalités frappantes au niveau de la perception de la pollution atmosphérique par la population sondée dans les quartiers populaires, sont relevées. Le degré de gravité de la pollution de l'air parmi les autres nuisances environnementales affectant la qualité de vie augmente dans l'un des quartiers les plus exposés aux émissions de la SIAPE : El-Aguerba 1 et 2. Il est moins important dans des quartiers proches de l'usine mais à proximité d'autres sources de nuisance telle que la voie ferrée non protégée traversant les quartiers d'Ennasr et Ben Saida (fig. 3). Les quartiers situés loin des sources de pollution atmosphérique sont préoccupés par d'autres sources de nuisances environnementales.

Les chefs de ménage habitant des quartiers proches de la SIAPE se sont prononcés à plus de 85% en faveur du maintien de l'activité de cette usine, la source de vie de plusieurs d'entre eux. Néanmoins, dans ces quartiers, les habitants sont très sensibles face à la pollution de l'air. D'après les données de l'Institut National des Statistiques (INS) et notre enquête, ils ont un niveau de vie faible, habitant des logements étroits et mal isolés et exposés instantanément à plusieurs types de nuisances environnementales.

## Bibliographie

- Azri C., 2000. *Contribution des sources mobiles et fixes à la pollution atmosphérique dans la région de Sfax (Tunisie)* (Thèse de doctorat). Faculté des Sciences, Université de Tunis II, Tunisie.
- Cutter S. L., Mitchell J. T., Scott M. S., 2000. Revealing the vulnerability of people and places: a case study of Georgetown county, South Carolina. *Annals of the Association of American Geographers*, **90**, 713-737.
- Dab W., Roussel I., 2001. *L'air et la ville : Les nouveaux visages de la pollution atmosphériques*. Vanves, Hachette, 219 p.
- Dahech S., 2007. *Le vent à Sfax (Tunisie), impacts sur le climat et la pollution atmosphérique* (Thèse de doctorat). Université Paris VI, France.
- Dahech S., Beltrando G., Quenol H., 2006. Brise de mer et pollution atmosphérique à Sfax (Tunisie). *Pollution atmosphérique*, **190**, 211-223.
- Dahech S et Bouaziz R., 2012. Risque de pollution atmosphérique sur la côte sud de l'agglomération de Sfax (Tunisie) : sensibilité de la population vulnérable. *Actes du XXV<sup>ème</sup> colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, 5-8 septembre 2012 (pp.189-194), Grenoble.
- D'Ercole R., 1994. Les vulnérabilités des sociétés et des espaces urbanisés : concepts, typologie, modes d'analyse. *Revue de Géographie Alpine*, **4**, 87-96.
- Gendreau N., 1999. L'évaluation de la vulnérabilité et des enjeux : la méthode inondabilité. Dans G. Hubert et B. Ledoux (dirs), *Le coût du risque. L'évaluation des impacts socio-économiques des inondations*. Paris, Presses de l'École Nationale des Ponts et Chaussées, 123-127.
- Gailhard-Rocher I., Lelièvre F., Lefranc A., Tallec A., Roussel I., Ménard C., Beck F., 2008. Perception de la pollution de l'air extérieur et de ses effets sanitaires : Disparités territoriales et disparités sociales. *Congrès national des Observatoires régionaux de la santé 2008 - Les inégalités de santé Marseille, octobre 2008*, 5 p.
- Khlaifi A., Dahech S., Beltrando G., 2008. Study of the SO<sub>2</sub> dispersion with the Gaussian model according to the atmospheric circulation in a coastal city: Sfax (Tunisia). *Meteorological Applications*, **15**, 513-522.
- Municipalité de Sfax., 2012. *Stratégie de Développement du Grand Sfax phase II (SDGS2) ; étude des zones urbaines populaires*. Rapport de synthèse, 100 p.
- Roussel I., 2007. La pollution atmosphérique : une interrogation sociétale. Dans Charles L., Ebner P., Roussel, I., Weill, A. (Eds.), *Evaluation et perception de l'exposition à la pollution atmosphérique Primequal*. Paris, La Documentation française, 29-50.

## IMPORTANTE DEGRADATION DE LA QUALITE DE L'AIR A DAKAR AU PREMIER TRIMESTRE 2015 : ELEMENTS D'EXPLICATION

DIOKHANE A. M.<sup>1</sup>, SAGNA P.<sup>2</sup>, DIOP C.<sup>2</sup>, SAMBOU P. C.<sup>2</sup>, DIOH A. J. M. N.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Centre de Gestion de la Qualité de l'Air (CGQA), Direction de l'Environnement et des Etablissements Classés (DEEC), Ministère de l'Environnement et du Développement Durable, 106, Rue Carnot, Dakar, Sénégal, amimbow@gmail.com, diohandre@gmail.com

<sup>2</sup>Laboratoire de Climatologie et d'Environnement (LCE), Département de Géographie, Université Cheikh Anta Diop, Boulevard Martin Luther King X Corniche-Ouest, BP 5005, Dakar-Fann, Sénégal, pascalsagna@hotmail.com, cheikh872@yahoo.fr, piero0036@yahoo.fr

**Résumé** – L'Indice de la Qualité de l'Air (IQA) à Dakar au premier trimestre 2015 a révélé une importante dégradation de la qualité de l'air. Les cinq stations de mesures de polluants atmosphériques ont enregistré des concentrations de PM<sub>10</sub> et de PM<sub>2.5</sub> supérieures aux valeurs limites fixées par l'OMS et la norme sénégalaise. L'analyse de ces résultats, en rapport avec les données des carnets d'observations qui fournissent des informations sur les épisodes de poussière observés à Dakar, donne une explication aux fortes concentrations de particules. La dégradation de la qualité de l'air a correspondu en fait à une hausse des concentrations des PM<sub>10</sub> et des PM<sub>2.5</sub> dont les pics sont intervenus aux mêmes périodes (début janvier, fin février et mars). Ils sont dus aux manifestations de litho-météores à Dakar comme ce fut le cas des 1000 µg/m<sup>3</sup> de PM<sub>10</sub> (11 janvier et 27 février), des 275 µg/m<sup>3</sup> de PM<sub>2.5</sub> (5 janvier), des 685 et des 677 µg/m<sup>3</sup> de PM<sub>10</sub> les 12 et 31 mars.

**Mots-clés** : Qualité de l'air, pollution-particulaire, PM10, PM2.5, Dakar.

**Abstract** – **Significant Degradation of the Air Quality in Dakar in the 2015 First Trimester: Elements of Explanation.** The Air Quality Index (AQI) in Dakar in the 2015 first trimester revealed a significant degradation of the air quality. The five atmospheric pollutant monitoring stations recorded concentrations of PM<sub>10</sub> and PM<sub>2.5</sub> higher than the limits set by the WHO and the Senegalese standards. The analysis of those results, in regard to data from daily registers which provide information about dust spells observed in Dakar, gives an explanation to the high concentrations of particulates. The degradation of the air quality corresponded in fact to a rise in the concentration of PM<sub>10</sub> and PM<sub>2.5</sub> whose peaks happened during the same periods (Early-January, Late-February and March). They are due to the manifestations of litho-meteors in Dakar as it was the case of the 1000 µg/m<sup>3</sup> of PM<sub>10</sub> (January 11<sup>th</sup> and February 27<sup>th</sup>), the 275 µg/m<sup>3</sup> of PM<sub>2.5</sub> (January 5<sup>th</sup>), the 685 and 677 µg/m<sup>3</sup> of PM<sub>10</sub> on March 12<sup>th</sup> and 31<sup>st</sup>.

**Keywords:** Air quality, particulate matter pollution PM10, PM2.5, Dakar.

### Introduction

La dégradation de l'environnement urbain à Dakar est de plus en plus une préoccupation majeure pour les autorités et les populations. Les résidents des différents quartiers font face à des contraintes liées aux ordures ménagères, aux eaux usées et à des prévalences élevées de pathologies respiratoires qui affectent surtout les populations riveraines des axes de circulation et/ou résidant dans des quartiers insalubres (Diop, 2013). En effet, la dégradation de la qualité de l'air a des impacts négatifs sur la santé comme l'ont montré Palanchon *et al.* dans leur étude sur l'agglomération de Mulhouse (Palanchon *et al.*, 2012) et De Longueville *et al.* au Bénin (De Longueville *et al.*, 2014).

Le Sénégal a mis en place à Dakar, grâce au financement du FND (Fonds Nordique de Développement) et à l'Assistance Technique de NILU (Norwegian Institute for Air Research), un Centre de Gestion de la Qualité de l'Air (CGQA) depuis 2009. Son fonctionnement est assuré par la Direction de l'Environnement et des Etablissements Classés (DEEC) qui dépend du Ministère de l'Environnement et du Développement Durable.

Les stations de mesures de la qualité de l'air sont installées dans le département de Dakar, qui comptait une population de 1 146 053 habitants en 2013 et qui s'étend sur une superficie

de 83 km<sup>2</sup> (ANSD, 2015). Situé à l'extrémité ouest du Sénégal, ce département est à la confluence des alizés maritimes issus de l'anticyclone des Açores et des alizés continentaux provenant de l'anticyclone Saharo-libyen. Depuis les années 1950, l'agglomération s'est étendue avec une zone industrielle et une banlieue qui s'étale vers l'est.

Des épisodes de forte pollution ont été notés par le CGQA au cours du premier trimestre 2015. Pendant cette période, la qualité de l'air a été très mauvaise avec des concentrations de particules (PM<sub>10</sub> et PM<sub>2.5</sub>) très élevées. Ainsi, l'alerte a plusieurs fois été donnée pour avertir les citoyens de Dakar. Cette dégradation de la qualité de l'air a suscité des interrogations chez les populations, les autorités et les chercheurs. En effet, il s'est posé la question des types de polluants qui ont dépassé les seuils limites et des facteurs qui en ont été à l'origine.

## 1. Données et méthodes

Pour analyser la qualité de l'air à Dakar, nous avons utilisé les données des stations du Centre de Gestion de la Qualité de l'Air (CGQA), qui sont représentatives des différentes formes de pollution de la ville de Dakar (figure 1). Il s'agit :

- de la station de la Cathédrale, qui se trouve sur le Boulevard de la République et qui est représentative du trafic routier en zone urbaine ;
- de la station de Médina qui se trouve dans l'enceinte de l'hôpital Abass NDAO et qui est représentative du trafic routier en banlieue ;
- de la station de HLM qui donne des mesures sur la pollution de fond en banlieue ;
- de la station de Bel Air, qui correspond à une zone industrielle urbaine du fait de la forte concentration d'unités industrielles ;
- de la station de Yoff, qui est considérée comme une station régionale peu influencée par la pollution liée aux activités humaines compte tenu de sa position par rapport aux vents dominants constitués par les alizés maritimes qui viennent du Nord.

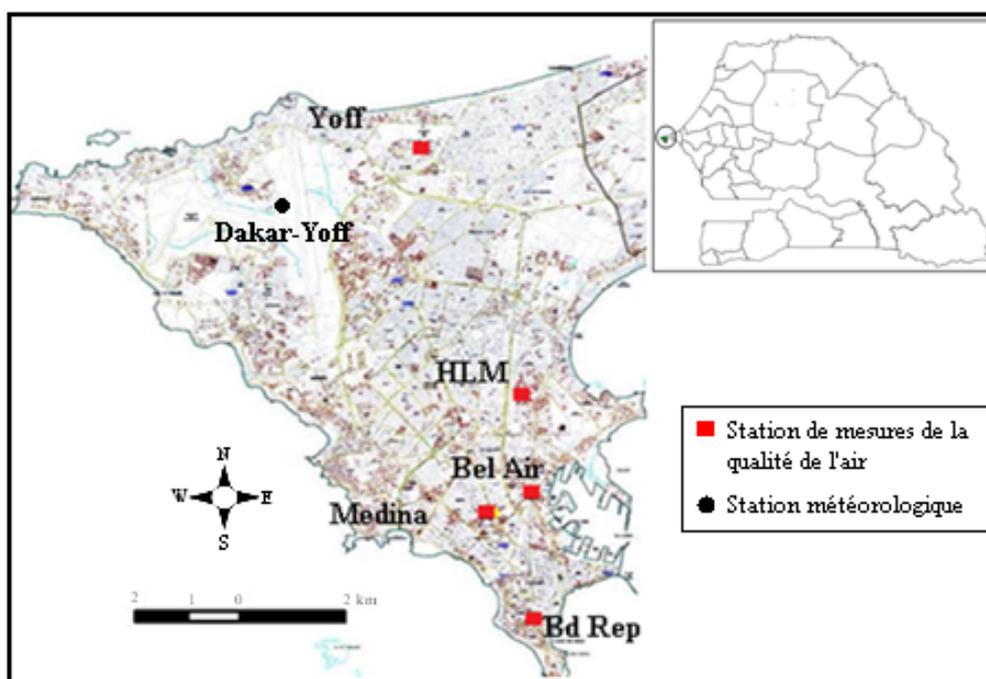


Figure 1. Localisation des stations de mesures de la qualité de l'air à Dakar

Les polluants mesurés, au pas de temps quart horaire, sont le dioxyde de soufre (SO<sub>2</sub>), le dioxyde d'azote (NO<sub>2</sub>), l'ozone (O<sub>3</sub>), le monoxyde de carbone (CO), les particules de diamètres inférieurs à 10 µm (PM<sub>10</sub>) et les particules de diamètre inférieur à 2,5 µm (PM<sub>2.5</sub>).

Le dioxyde d'azote et les PM<sub>10</sub> sont mesurés dans toutes les stations (tableau 1). Les autres polluants sont mesurés en fonction de la localisation géographique de la station dans l'agglomération. Les mesures d'ozone et du monoxyde de carbone au Boulevard de la République ont connu des lacunes à cause des coupures de courant. En effet, les coupures fréquentes d'électricité entraînent une perte de données et une baisse de la performance des analyseurs (mesures erronées) au début de leur redémarrage. La station de Yoff a été écartée pour les particules à cause de l'importance des embruns marins qui biaisent les mesures des particules. En effet, les importantes quantités de PM<sub>10</sub> mesurées à Yoff sont, pour une grande proportion, dues au sel marin dont l'impact négatif sur la santé humaine n'est pas prouvé.

**Tableau 1.** Stations, valeurs limites (selon l'OMS et la norme sénégalaise) et polluants mesurés

Stations et valeurs limites	Polluants mesurés					
	SO <sub>2</sub>	NO <sub>2</sub>	O <sub>3</sub>	CO	PM <sub>10</sub>	PM <sub>2.5</sub>
Boulevard de la République	*	*	*	*	*	*
Médina		*		*	*	
HLM	*	*	*		*	
Bel Air	*	*			*	*
Yoff		*	*		*	
Moyenne temporelle de la valeur limite	24 h	1 h	8 h	8 h	24 h	24 h
Valeur limite maximale OMS (2005) (en µg/m <sup>3</sup> )	125	200	120	10 000	50 <sup>1</sup>	25
Valeur limite maximale Sénégal (2004) (en µg/m <sup>3</sup> )	125	200	-	30 000 (24 h)	260 <sup>1</sup>	-

A partir des mesures des cinq stations, le CGQA élabore quotidiennement un Indice de la Qualité de l'Air (IQA) qui est obtenu à partir de la concentration de cinq polluants (SO<sub>2</sub>, NO<sub>2</sub>, O<sub>3</sub>, CO et PM<sub>10</sub>) et de la norme définie pour chaque polluant, selon la formule ci-dessous :

$$IQA = \frac{\text{Concentration du polluant}}{\text{Valeur limite}} \times 100$$

L'indice global est la moyenne des IQA des cinq polluants (SO<sub>2</sub>, NO<sub>2</sub>, O<sub>3</sub>, CO et PM<sub>10</sub>) des cinq stations. Les valeurs limites maximales utilisées pour calculer les indices sont celles de la norme sénégalaise et/ou de l'Organisation Mondiale de la Santé (OMS). Les valeurs sont les mêmes, sauf pour les PM<sub>10</sub>, compte tenu de l'absence de mesures auparavant au Sénégal et de l'influence non négligeable de la nature (embruns marins, particules terrigènes désertiques) sur ce polluant.

A côté des émissions liées aux activités humaines, d'autres sont terrigènes. Les polluants provenant des combustions peuvent être générés par les transports, les activités industrielles et les ménages. Il s'agit du dioxyde de soufre (SO<sub>2</sub>), du dioxyde d'azote (NO<sub>2</sub>), du monoxyde de carbone (CO), des COV, etc. L'ozone (O<sub>3</sub>) est un polluant secondaire qui résulte de la combinaison d'oxydes d'azote, d'hydrocarbures ou de monoxyde de carbone (Fontan, 2004).

L'analyse des épisodes de forte pollution a été confrontée à celle des épisodes de litho-météores observés à la station météorologique de Dakar-Yoff, qui est la seule station synoptique de la région, où ils sont observés. Ainsi, les carnets d'observations qui ont été consultés à l'Agence Nationale de l'Aviation Civile et de la Météorologie ont permis d'identifier les phénomènes litho-météorologiques au premier trimestre 2015 et leur durée qui y figurent. La station des HLM est équipée de capteurs météorologiques permettant de mesurer les paramètres tels que la direction et la vitesse du vent, la température à 2 m et 10 m

<sup>1</sup> Cette norme est applicable hors sources naturelles alors que la valeur limite maximale pour le Sénégal intègre les émissions naturelles, en particulier terrigènes

du sol, l'humidité relative, la pression atmosphérique et la radiation nette. Cela permet au CGQA de déterminer dans ses bulletins périodiques, la rose des vents, mais aussi les zones sources de certains polluants (comme le SO<sub>2</sub> à Bel Air) en fonction de la direction du vent.

## 2. Qualité de l'air au premier trimestre 2015

Durant le premier trimestre 2015, l'indice global de la qualité de l'air a montré une dégradation qui s'est manifestée par plusieurs jours de dépassement de la valeur 100 (indice minimal de mauvaise qualité de l'air) en janvier et en mars (figure 2).

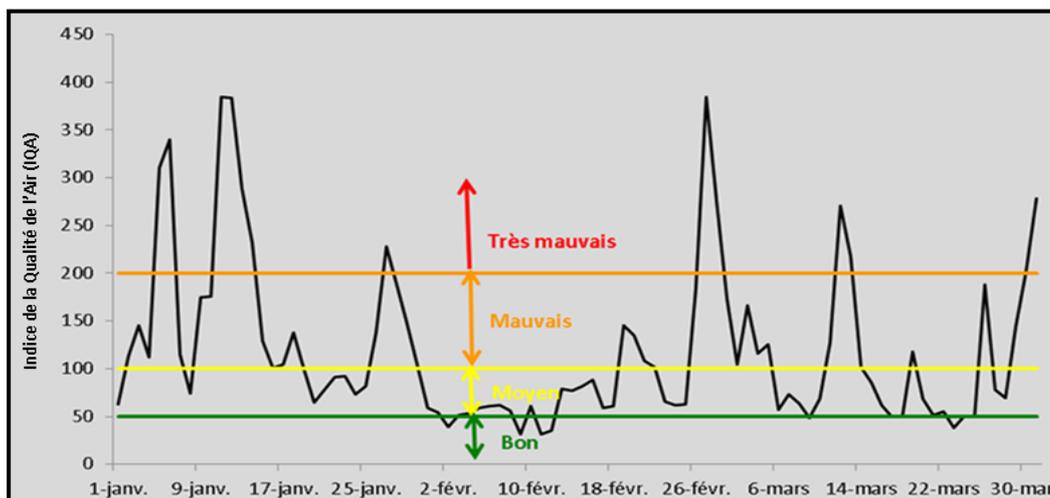


Figure 2. Indice global de la qualité de l'air à Dakar durant le premier trimestre 2015

Les Indices de la Qualité de l'Air (IQA) de chaque polluant montrent que ce sont les particules qui ont dépassé les valeurs limites (IQA supérieur à 100), aussi bien de la norme sénégalaise que de celle de l'OMS (tableau 2). Les IQA des polluants gazeux sont nettement en-deçà de 100. En effet, aucun d'eux n'a atteint 50. En revanche, par rapport à la norme de l'OMS, les IQA des particules ont dépassé d'au moins quatre fois le seuil critique (IQA=200) à partir duquel on parle d'une très mauvaise qualité de l'air. Même par rapport à la norme sénégalaise, les valeurs pour les PM<sub>10</sub> ont été parfois largement dépassées.

Tableau 2. Concentrations moyennes de polluants mesurées au cours du premier trimestre 2015

Stations	Polluants mesurés					
	SO <sub>2</sub> (µg/m <sup>3</sup> )	CO (mg/m <sup>3</sup> )	NO <sub>2</sub> (µg/m <sup>3</sup> )	PM <sub>10</sub> (µg/m <sup>3</sup> )	PM <sub>2,5</sub> (µg/m <sup>3</sup> )	O <sub>3</sub> (µg/m <sup>3</sup> )
Bel Air	20	-	4	233	68	-
Boulevard de la République	15	-	23	261	51	-
HLM	7	-	11	312	-	22
Médina	-	1	17	243	-	-
Yoff	-	-	2	-	-	35

Le signe « - » signifie qu'il n'y a pas de données ou que le polluant n'est pas mesuré par la station.

Les fortes concentrations de particules se sont maintenues plusieurs jours. En l'espace de trois mois, la valeur fixée par l'OMS (50 µg/m<sup>3</sup>) à ne pas dépasser plus de 35 jours a été dépassée pendant 83 jours (figure 3). Même si l'on considère la norme sénégalaise (260 µg/m<sup>3</sup>), on a 38 jours de dépassement. Pour les PM<sub>2,5</sub>, ce sont 74 jours qui ont enregistré un dépassement du seuil de 25 µg/m<sup>3</sup> fixé par l'OMS.

Vu les Indices de la Qualité de l'Air à Dakar durant le premier trimestre 2015, la dégradation de la qualité de l'air correspond en fait à une augmentation considérable des concentrations de particules (PM<sub>10</sub> et PM<sub>2,5</sub>) qui sont mesurées dans les stations. Par

conséquent, expliquer les dépassements des valeurs limites fixées par l'OMS et le Sénégal se résume à une identification des causes qui ont été à l'origine des valeurs de concentration élevées des particules à Dakar du 1<sup>er</sup> janvier au 31 mars 2015.

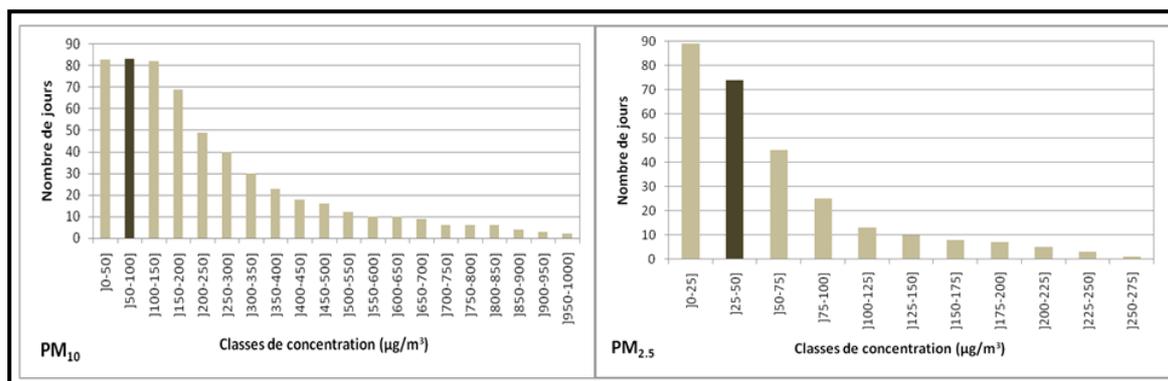


Figure 3. Distribution par classes des concentrations des particules (PM<sub>10</sub> et PM<sub>2.5</sub>) en fonction du nombre de jours à Dakar durant le premier trimestre 2015

### 3. Eléments d'explication

Les courbes des concentrations des particules à HLM et Bel Air ont les mêmes allures (figure 4). Pour les PM<sub>10</sub>, la station de HLM est très représentative bien qu'affichant des valeurs légèrement plus élevées que les autres. Pour les PM<sub>2.5</sub>, la station de Bel Air peut servir d'exemple. Les pics de PM<sub>10</sub> et de PM<sub>2.5</sub> correspondent à des manifestations de litho-météores à Dakar dont les durées les plus longues ont occasionné des valeurs de pollution élevées.

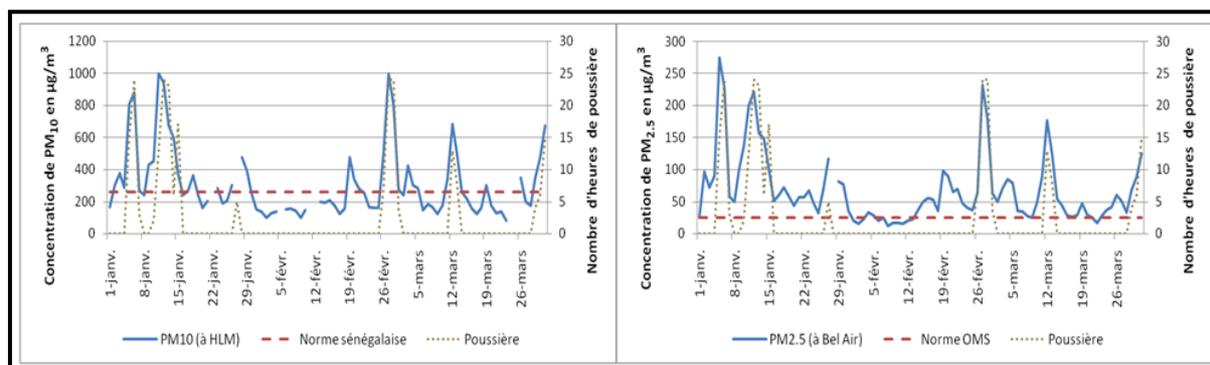


Figure 4. Valeurs de PM<sub>10</sub> à HLM (a) et de PM<sub>2.5</sub> à Bel Air (b) et les durées de manifestations de litho-météores à Dakar-Yoff durant le premier trimestre 2015

Les concentrations des particules peuvent dépasser le seuil sans que l'on observe de la poussière à la station météorologique de Dakar-Yoff. Cependant, à chaque fois que l'on a observé des particules, leurs concentrations ont dépassé la valeur limite. Pour les pics les plus élevés, la manifestation de litho-météores a été accompagnée du souffle de l'alizé continental provenant du désert du Sahara. En ce qui concerne les PM<sub>10</sub>, ce fut le cas des pics notés les 6 et 11 janvier, le 27 février et les 12 et 31 mars. Pour chacun de ces pics, la durée de manifestation de particules terrigènes provenant du Sahara, et observée à la station météorologique de Dakar-Yoff, a été supérieure à 10 heures. Elle a même été de 24 heures le 6 janvier et le 27 février. Pour les PM<sub>2.5</sub>, les dates des pics de pollution sont souvent les mêmes, excepté les 5 et 12 janvier (6 et 11 janvier pour les PM<sub>10</sub>).

Les périodes de faibles concentrations de PM<sub>10</sub> et de PM<sub>2.5</sub> sont les jours pendant lesquels ont soufflé les alizés maritimes. En plus, aucune manifestation de litho-météore n'a été signalée par les observateurs de la station de Dakar-Yoff. Ainsi, les périodes du 31 janvier au 18 février, du 23 au 25 février, du 6 au 10 mars, du 14 au 18 mars et du 20 au 23 mars

correspondent à une absence de ce type de particules et au souffle de l'alizé maritime à Dakar. Par conséquent, les niveaux de concentrations des PM<sub>10</sub> ont été inférieurs à la norme sénégalaise (260 µg/m<sup>3</sup>). Il en est de même pour les PM<sub>2.5</sub> qui ont affiché des valeurs en-deçà de la limite fixée par l'OMS : le 31 janvier et le 1<sup>er</sup> février, du 7 au 12 février et du 20 au 23 mars. Ce sont des périodes de faibles concentrations de PM<sub>2.5</sub>.

## Conclusion

Aucun des polluants gazeux mesurés n'a dépassé la valeur limite de l'OMS ou du Sénégal. Ainsi, l'importante dégradation de la qualité de l'air à Dakar, au premier trimestre 2015, est due aux particules (PM<sub>10</sub> et PM<sub>2.5</sub>). Si l'on considère les valeurs limites de l'OMS, les PM<sub>10</sub> ont plus contribué à la dégradation de la qualité de l'air à Dakar au premier trimestre 2015. Les concentrations moyennes journalières ont dépassé 800 µg/m<sup>3</sup> pendant les principaux pics de pollution, correspondant de ce fait à un IQA (Indice de la Qualité de l'Air) très mauvais. Les épisodes de pollution particulaire ayant contribué aux pics de pollution par les PM<sub>10</sub> et PM<sub>2.5</sub> enregistrés dans les stations de mesures de la pollution, ont été signalés à la station météorologique de Dakar-Yoff. Ces situations litho-météorologiques font suite à une pluviométrie déficitaire observée durant l'année 2014 (Sagna P. *et al.*, 2015).

Une dégradation de la qualité de l'air, liée en partie aux litho-météores apportés par les alizés continentaux, n'est pas exceptionnelle au Sénégal. A ce propos, Amraoui *et al.* (2011) ont observé un renforcement de l'alizé continental durant ces dernières années. Une analyse d'une série plus longue et des cartes synoptiques de surface permettrait de vérifier cette hypothèse. Elle pourrait être complétée par une analyse plus poussée des particules afin d'identifier leurs constituants et de confirmer leur origine voire de la préciser davantage.

## Bibliographie

- Agence Nationale de la Statistique et de la Démographie (ANSD), 2015. *Situation économique et sociale régionale 2013 (région de Dakar)*. Dakar, ANSD, 129 p.
- Amraoui L., Sarr M. A., Soto D., 2011. Analyse rétrospective de l'évolution climatique récente en Afrique du Nord-Ouest. *Physio-Géo*, **5**, 125-142.
- Association Sénégalaise de Normalisation (ASN), 2004. *Norme sénégalaise. Pollution atmosphérique – Norme de rejets*, Dakar, 30 p.
- De Longueville F., Henry S., Ozer P. 2014. Première évaluation des impacts des poussières désertiques sur la santé des enfants en Afrique de l'Ouest : Etude de cas dans le Bénin septentrional. *Actes du XVII<sup>ème</sup> colloque de l'Association internationale de Climatologie*, 2-5 juillet 2014 (pp. 536-542). Dijon, France.
- Diop C., 2013. *Etude comparative des quartiers de Ndénatte, Nord-Foire-Azur, Hann-Montagne-VI et Hann-Maristes à Dakar : Caractéristiques climatiques, dégradation du cadre environnemental et impacts sanitaires* (Thèse de doctorat). Faculté des Lettres et Sciences Humaines, Université Cheikh Anta Diop, Dakar, 290 p.
- Fontan J., 2004. *Les pollutions de l'air : les connaître pour les combattre*. Paris, Vuibert, 211 p.
- OMS, 2005. *Lignes directrices OMS relatives à la qualité de l'air : particules, ozone, dioxyde d'azote et dioxyde de soufre. Synthèse de l'évaluation des risques*. Genève, Auteur, 25 p.
- Palanchon C., Pascal M., Corso M., Meffre C., Janin C. 2012. *Evaluation de l'impact sanitaire de la pollution atmosphérique urbaine dans l'agglomération de Mulhouse*. Paris, Saint-Maurice, Institut de veille sanitaire, 6 p.
- Sagna P., Ndiaye O., Diop C., Niang A. D., Sambou P. C., 2015. Les variations récentes du climat constatées au Sénégal sont-elles en phase avec les descriptions données par les scénarios du GIEC ? *Pollution atmosphérique*, **227**. Disponible sur : <http://lodel.irevues.inist.fr/pollution-atmospherique/index.php?id=5320> (consulté en mai 2016)

## VARIATIONS TEMPORELLES DES PARTICULES FINES (PM10) DANS LA VILLE DE GABES (SUD EST TUNISIEN)

EUCHI H., DAHECH S.

Université de Sfax, Faculté des Lettres et Sciences Humaines, Laboratoire SYFACTE, route de l'aéroport km 5, 3023 Sfax, Tunisie, euchihamdi@hotmail.fr, salem.dahech@gmail.com

**Résumé** – La présente investigation est une contribution à l'étude de la variation temporelle des PM10 à Gabes, au sud tunisien. Cette ville littorale se caractérise par une activité industrielle polluante ainsi qu'un climat amplifiant souvent la pollution atmosphérique. L'analyse statistique des concentrations moyennes en PM10 montre que les dépassements des normes préconisées par l'OMS ( $50 \mu\text{g}/\text{m}^3/\text{jour}$ ) sont très fréquents en 2009 et 2010. 95% des moyennes journalières dépassent cette norme. En outre, nous remarquons une persistance de ces dépassements pouvant atteindre jusqu'à plusieurs dizaines de jours. D'un côté, ils sont liés à l'activité industrielle et au trafic routier, et d'un autre côté, ils sont aggravés par des situations radiatives caractéristiques du climat méditerranéen et des situations de litho-météores.

**Mots-clés** : pollution atmosphérique, dépassements, persistance, temps.

**Abstract** – *Temporal variation of particulate matter (PM10) in Gabes city (south eastern Tunisia).*

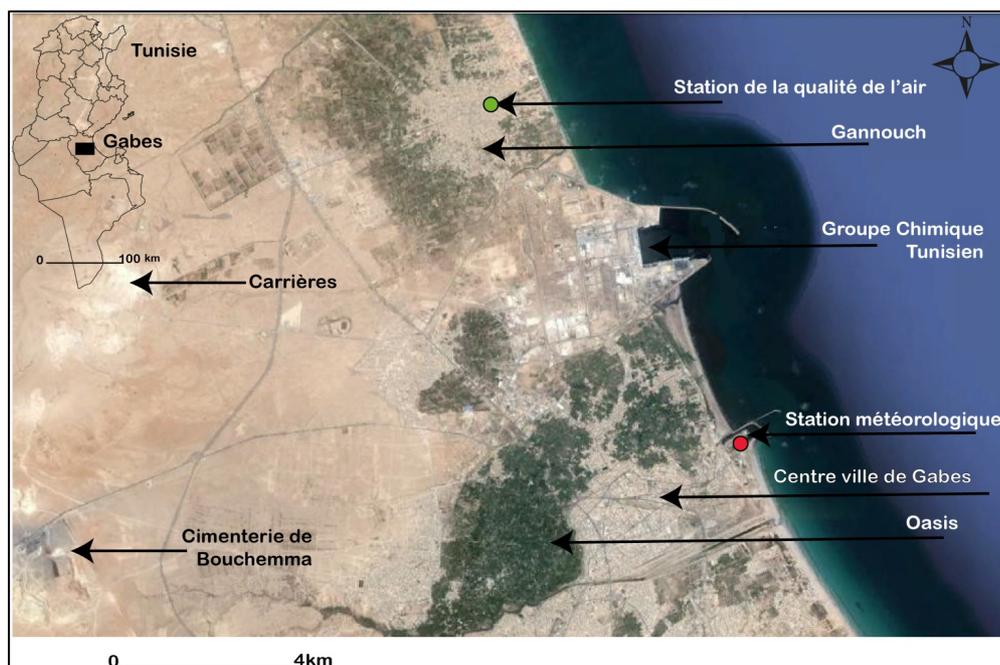
*These investigations contribute to the study of the PM10 temporal variation in Gabes city, southeastern Tunisia. It's characterized by a polluting industrial activity and a climate often amplifying atmospheric pollution. The comparison between recorded PM10 concentrations and WHO guideline values shows a very high rate of exceeding during 2009 and 2010. In addition, we found a persistence of strong PM10 episodes exceeding standards. On one hand, they are related to industrial activity and road traffic and often deteriorated by meteorological situations characterizing the Mediterranean climate like sand storm, on the other hand.*

**Keywords**: atmospheric pollution, exceeding, persistence, weather.

### Introduction

Une étude publiée par l'Institut de Veille Sanitaire (INVS), en 2011, portant sur les effets des particules fines sur la santé dans 12 pays européens, a montré qu'une diminution de la concentration moyenne des particules fines (PM10) entraînera une augmentation de l'espérance de vie ainsi qu'une réduction des coûts pour la santé. Les PM10 sont issues de diverses sources telles que le trafic routier, l'activité industrielle et les décharges. Certaines situations météorologiques comme le vent de sable ou les situations anticycloniques sont propices aux fortes concentrations en particules fines. Ces situations météorologiques sont fréquentes sur la rive méridionale de la Méditerranée comme en Tunisie et particulièrement sur le littoral, au sud du pays, le cas à Gabes (encart de la Figure 1). Dans cette ville industrielle, comptant environ 350 000 habitants en 2014 (Institut National de la Statistique <http://www.ins.nat.tn>), le déclenchement des brises et les advections sahariennes ainsi que la rareté des pluies sont des conditions favorables à la détérioration de la qualité de l'air (Hénia et El Melki, 2015 ; Dahech, 2015). Dans la ville de Gabes, les sources fixes de pollution atmosphériques sont diverses : le Groupe Chimique Tunisien (GCT) spécialisé dans la transformation des phosphates, les carrières et la cimenterie. Les sources de PM10 sont assez proches des zones peuplées (Figure 1).

L'objectif de cette expertise consiste à déterminer, dans un premier temps, quand surviennent les pics de PM10, en dressant les cycles quotidiens moyens à différentes échelles ainsi que les dépassements journaliers de la norme fixée par l'Organisation Mondiale de la Santé (OMS). Dans un deuxième temps, nous mettons l'accent sur la persistance des concentrations horaires dépassant le seuil de  $125 \mu\text{g}/\text{m}^3$ , soit le percentile 66 (2/3) et déterminons également les flux responsables de ces pics.



**Figure 1.** Localisation de la zone d'étude, des stations de mesures météorologiques et de la qualité de l'air, ainsi que des principales sources de PM10 ; source du fond : image Google Earth, 2016.

## 1. Données et méthodes

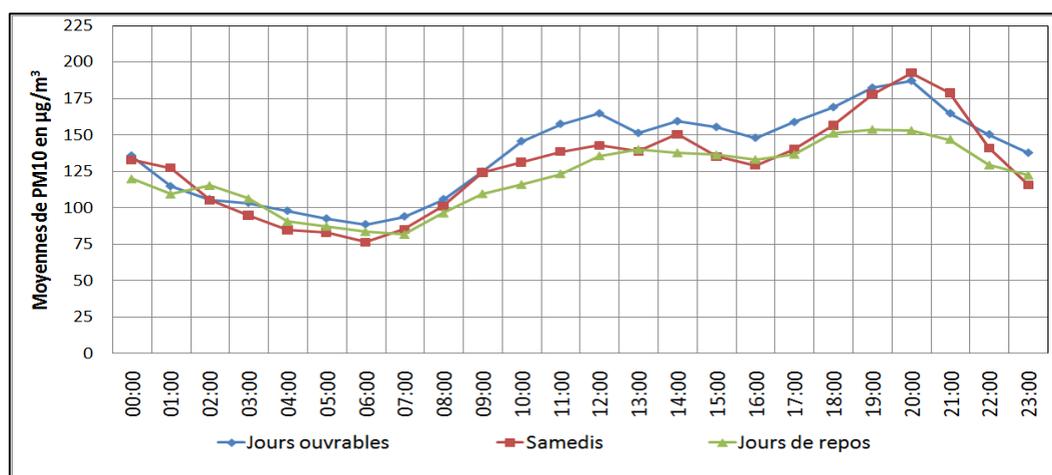
Nous utilisons les enregistrements horaires des concentrations en PM10 de la station de Gannouch à Gabes située à proximité du GCT (Figure 1) de 2006 à 2010. Cette station est gérée par l'Agence Nationale de la Protection de l'Environnement (ANPE). D'abord, la fiabilité des données a été examinée. Elle a montré que ces données présentent plusieurs enregistrements lacunaires. Les résultats de ces prétraitements ont montré que nous ne pouvons retenir que deux années : 2009 et 2010. Durant les autres années (2006-2008), la part lacunaire est très importante, au-delà de 50%. La faible densité du réseau de mesures rend très difficile le remplacement de ces dernières. De plus, nous utilisons les données météorologiques (vitesse et direction du vent) dans le but d'identifier les flux responsables de forts épisodes en PM10. Ces données proviennent de la station météorologique de Gabes, installée au port de pêche, à 20 m de la mer, appartenant au réseau de l'Institut National de la Météorologie (INM ; Figure 1).

Ensuite, les calculs des cycles moyens quotidiens des PM10 durant les jours ouvrables, « demi ouvrables » (samedis) et jours de repos (dimanches et jours fériés) pendant la période 2009-2010 ont permis de distinguer les pics de PM10 et leurs moments d'apparition et d'envisager les facteurs régissant l'allure générale des courbes. Puis, les enregistrements journaliers dépassant le seuil recommandé par l'OMS, soit  $50 \mu\text{g}/\text{m}^3/\text{jour}$  en 2011 (WHO) sont filtrés. Enfin, les concentrations en PM10 ayant des valeurs consécutives supérieures ou égales au percentile 66 et 95 sont sélectionnées pour évaluer la persistance et la longueur des épisodes de pollution. En complément, les vitesses et les directions horaires du vent correspondant à ces dépassements, enregistrées à la station de Gabes, sont sélectionnées.

## 2. Résultats

### 2.1. Cycles quotidiens moyens des concentrations en PM10 durant les jours ouvrables, les samedis et les jours de repos (dimanches et jours fériés) pour la station de Gabes

Les cycles quotidiens moyens des concentrations en PM10 durant les années 2009 et 2010, montrent un pic des concentrations en PM10 observé à 20h, moment de la renverse nocturne de la brise de mer, pendant les jours ouvrables, demi ouvrables et jours de repos de la période sélectionnée (Figure 2). Ce pic pourrait être expliqué par le fait que durant cette renverse, fréquente dans les régions côtières (Dahech *et al.*, 2013), le vent dirige vers la station de Gannouch les émissions issues de la zone industrielle située à sa proximité. Il s'expliquerait aussi par la stabilité de l'atmosphère au début de la mise en place de l'inversion thermique qui empêche la dispersion verticale des polluants et par le faible brassage de l'air en raison de la faible vitesse du vent (Michelot et Carrega, 2014). Les moyennes quotidiennes et horaires des concentrations en PM10 pendant les jours ouvrables, sur la période 2009-2010, sont légèrement plus élevées que les moyennes des samedis et des jours de repos (dimanches et jours fériés) (Figure 2). Ce constat peut être expliqué par la baisse du régime de production de certaines usines et l'influence du trafic routier, plus fluide pendant les jours non ouvrables. Notons que nous ne retrouvons pas les pics liés au trafic routier, décrits dans la littérature (comme au centre-ville de Sfax ou à Bab Saâdoun à Tunis ; Dahech, 2015) et observés classiquement vers 8h et 18h.



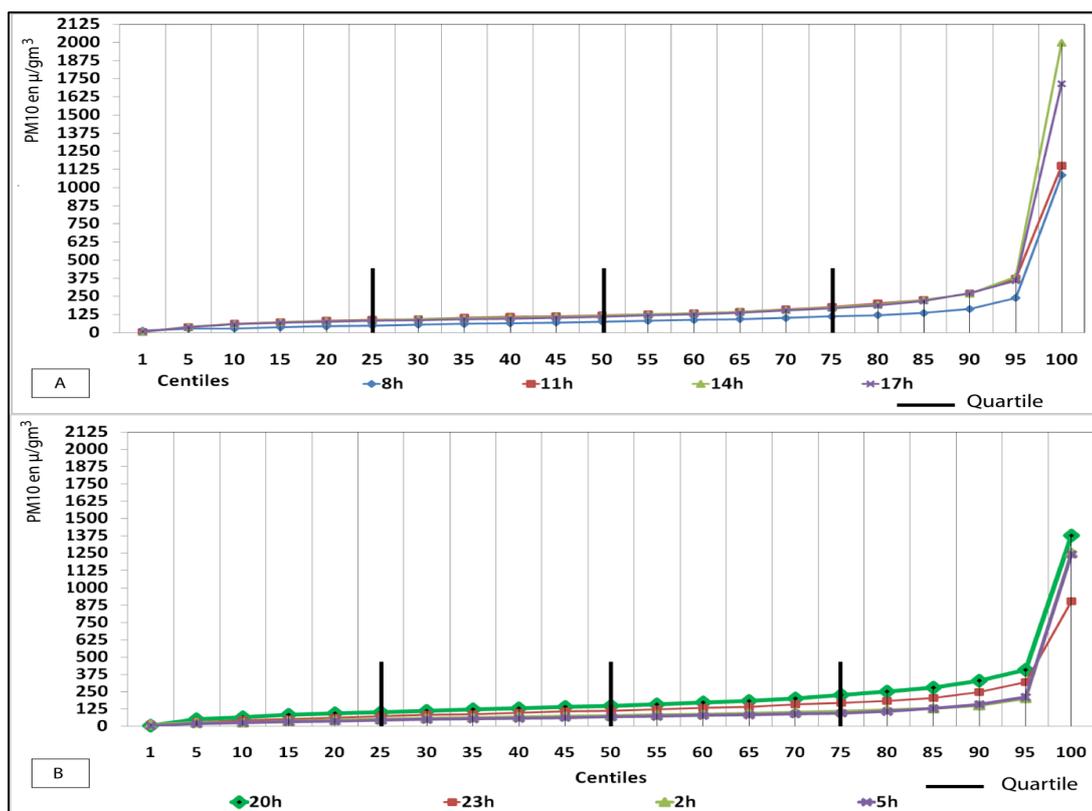
**Figure 2.** Les cycles moyens quotidiens des concentrations en PM10 des jours ouvrables, samedis et les dimanches des années 2009 et 2010 (données de la station de l'ANPE de Gannouch à Gabes).

A 20h, le percentile 75 atteint  $300 \mu\text{g}/\text{m}^3$  et  $200 \mu\text{g}/\text{m}^3$  à 23h (Figure 3 B), ce qui peut être expliqué par les facteurs cités ci-dessus. Par contre, les taux les plus faibles sont remarqués entre 1h et 8h à cause de la fluidité du trafic routier et de l'impact de la brise de terre acheminant les polluants de la zone industrielle portuaire vers la mer. Ce dernier percentile est de l'ordre de  $100 \mu\text{g}/\text{m}^3$  à 5 h et de  $125 \mu\text{g}/\text{m}^3$  à 8h (Figure 3 A).

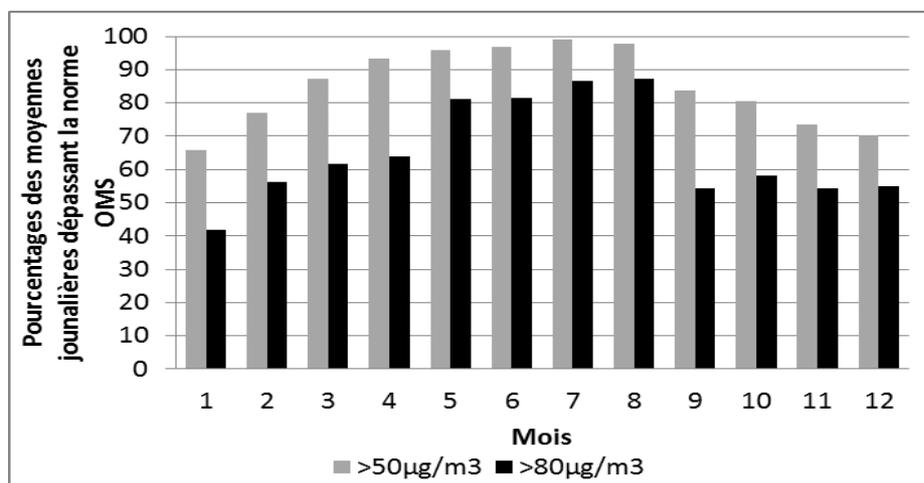
### 2.2 Les dépassements des normes de l'OMS

Les concentrations journalières en PM10 dépassant le seuil de  $50 \mu\text{g}/\text{m}^3$  sont très fréquentes : elles atteignent 95%. Les dépassements sont plus fréquents durant la saison chaude : en juillet et août, la quasi-totalité des moyennes journalières dépassent  $50 \mu\text{g}/\text{m}^3$ . Le contexte atmosphérique est favorable durant cette saison aux fortes concentrations. En effet, suite à l'installation d'une situation de marais barométrique sur la Tunisie (Hénia, 1998 ; Dahech, 2007), le vent devient souvent faible à modéré avec alternance entre brise de mer et brise de terre. En janvier, les dépassements du seuil recommandé par l'OMS représentent

environ 65%. Parallèlement, le seuil journalier d'alerte fixé à  $80 \mu\text{g}/\text{m}^3$  par la réglementation française et européenne (HCSP, 2012) est souvent dépassé en été. En juillet et août, 87% des enregistrements dépassent ce seuil. Ce pourcentage baisse à 42% en janvier (Figure 4).



**Figure 3.** Répartition croissante (%) des concentrations en PM10 ( $\mu\text{g}/\text{m}^3$ ) calculées à l'échelle tri-horaires en phase diurne (A) et nocturne (B), à Gabes ; (données ANPE).

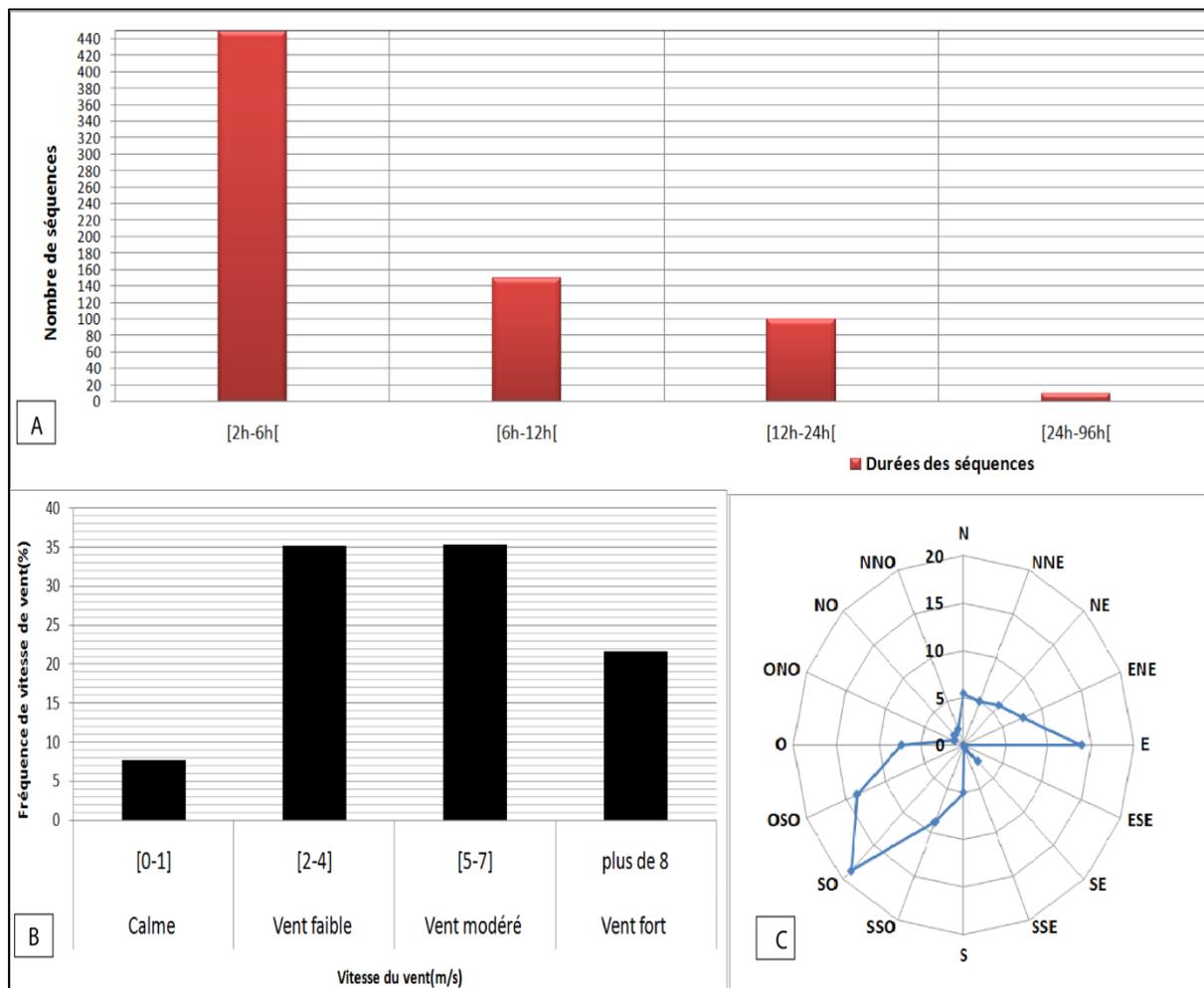


**Figure 4.** Pourcentage des moyennes journalières de PM10, à Gabes, dépassant la norme OMS ( $50 \mu\text{g}/\text{m}^3$ ) et le seuil journalier d'alerte fixé par la réglementation française ( $80 \mu\text{g}/\text{m}^3$ ) (données ANPE).

### 2.3 Persistance des épisodes de fortes concentrations en PM10 et vents associés

Le comptage des heures consécutives ayant des valeurs de PM10 dépassant le seuil horaire fixé ( $125 \mu\text{g}/\text{m}^3$ , soit le percentile 66) pour la station de Gannouch permet de relever un maximum de 96 heures de suite (soit 4 journées) et un minimum de 2 heures. Quatre classes de longueur de séquences sont déterminées par la méthode des seuils naturels. La très grande

majorité des séquences sont courtes, de l'ordre de 2 à 6 heures, et représentent au total 450 séquences. Cependant, 10 longues séquences, de 24 à 96 heures, sont enregistrées durant la période étudiée (Figure 5A).



**Figure 5.** Persistance de forts épisodes de PM<sub>10</sub> dépassant le seuil horaire de 125  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  (percentile 66) dans la station de Gannouch (Gabes) (A), vitesses (B) et direction (C) du vent associées aux concentrations en PM<sub>10</sub>  $\geq$  au centile 95 (313  $\mu\text{g}/\text{m}^3$ ) (données ANPE et INM).

Le centile 95%, correspondant à 313  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  et définissant les très forts épisodes de pollution, est dépassé souvent par vent faible à modéré. En outre, nous remarquons que dans 229 cas (environ 20%), il a été dépassé par un vent fort, dépassant 8m/s. (Figure 5C). En observant les directions du vent associées aux fortes concentrations (centile 95), nous remarquons que les vents venant du quart sud-ouest et venant de l'est sont fréquents. Ceci peut s'expliquer, d'une part, par l'occurrence des vents venant du désert ramenant du sable fin vers la région de Gabes et d'autre part, par les émissions particulières de la cimenterie de Gabes située à l'ouest de l'agglomération. Dahech et Beltrando (2012) ont montré qu'en Tunisie, des situations de litho-météores sont très actives en automne et au printemps et qu'elles provoquent souvent de fortes concentrations en PM<sub>10</sub>.

## Conclusion

A Gabes, d'après les données de PM<sub>10</sub> fournies par l'ANPE, la majorité des moyennes journalières est au-dessus des normes préconisées par l'OMS. Ces dépassements sont observés essentiellement par vent faible à modéré relevé par temps de brise de mer, très fréquent dans les régions côtières méditerranéennes, durant l'été et le printemps, quand les

situations de marais barométrique et anticycloniques sont fréquentes. Par ce temps de brise, les fortes concentrations sont relevées durant la renverse nocturne, soit une à deux heures après le coucher du soleil. De même, certains vents forts venant du Sahara, chargés de poussières, sont responsables de valeurs de PM10 excessivement élevées. Ces situations de litho-météores, plus fréquentes durant les saisons intermédiaires, engendrent de longues séquences de concentrations horaires de PM10 dépassant le percentile 66 ( $125 \mu\text{g}/\text{m}^3$ ), pouvant atteindre jusqu'à quatre jours de suite.

L'exposition prolongée de la population sensible à cet aléa pourrait déclencher ou aggraver certaines maladies respiratoires. Outre les particules, les émissions du GCT sont chargées de dioxyde de soufre et de gaz carboniques.

## Bibliographie

Dahech S., 2007. *Le vent à Sfax (Tunisie), impacts sur le climat et la pollution atmosphérique* (Thèse de doctorat). Université Paris VII.

Dahech S., 2015. Brise de mer et dégradation de la qualité de l'air dans les villes industrielles : cas de Tunis, Sfax et Gabes. *Chapitre d'ouvrage sur les risques climatiques en Tunisie*, 285-306.

Dahech S., Beltrando G., 2012. Le vent de sable dans le sud Tunisien : Conséquence pour l'homme à Sfax. *Météorologie*, **81**, 40-51.

Dahech S., Berges J. C., Beltrando G., 2013. Localisation et dynamique du front de la brise de mer au Maghreb oriental. *Climatologie*, **9**, 57-81.

Haut Conseil de la santé publique (HCSP), 2012. *Pollution par les particules dans l'air ambiant : Recommandations sur les seuils d'information*. Paris, Auteur, 245 p.

Hénia L., El Melki T., 2015. Les facteurs géographiques et aérologiques du climat de la Tunisie. Contribution à l'étude des aléas et risques climatiques en Tunisie. *Chapitre d'ouvrage sur les risques climatiques en Tunisie*, 7- 30.

Hénia L., 1998, Les situations anticycloniques en Tunisie. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, **11**, 166-174.

Institut National de la Statistique (INS), 2016. Disponible sur : <http://www.ins.nat.tn> (consulté le 20 janvier 2016).

Institut National de Veille Sanitaire (INVS), 2 mars 2011. *Aphekom apporte un nouvel éclairage sur les effets sanitaires et économiques de la pollution urbaine en Europe* [Communiqué de presse]. Saint-Maurice, France.

Michelot N., Carrega P., 2014. Topoclimatologie et pollution de l'air dans les Alpes-Maritimes : mécanismes et conséquences en images. *EchoGéo*, **29**.

Organisation Mondiale de la Santé (OMS), 2016. Disponible sur : <http://www.who.int/fr> (consulté le 20 janvier 2016).

## CONTRIBUTION A L'ETUDE DES EFFETS DES BRISES LITTORALES SUR LES CONCENTRATIONS D'O<sub>3</sub> ET DE CO EN MILIEU URBAIN : CAS DE LA BANLIEUE D'EL MOUROUJ (TUNIS)

HACHICHA N.<sup>1</sup>, EL MELKI T.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>U.R. Géomatique et Géosystèmes, Université de La Manouba (Tunisie), Nozha.Hachicha@yahoo.com, lmlkitfik@gmail.com

**Résumé** – Il est bien établi actuellement que toutes les agglomérations urbaines de la Planète souffrent, à des degrés différents, de la pollution atmosphérique qui constitue un risque majeur pour la santé publique. C'est le cas du Grand-Tunis qui souffre sous l'effet de certaines conditions atmosphériques d'une forte pollution primaire déterminée à l'origine par un grand nombre de sources polluantes fixes et mobiles, et d'une forte pollution photochimique favorisée par l'abondance du rayonnement solaire dans un cadre de climat méditerranéen bien ensoleillé. La situation littorale de l'agglomération, sise sur les rives d'un golfe qui porte son nom, et les particularités topographiques de son site (fig.1) expliquent le rôle important des brises littorales dans la variation spatio-temporelles des polluants dans la ville par temps radiatif. La présente étude, s'intégrant dans un cadre de recherche doctorale sur l'ensemble du Grand-Tunis, focalise sur une des banlieues sud de l'agglomération : la zone d'El-Mourouj. Ce choix est dicté en premier lieu par la disponibilité, pour cette banlieue, de mesures météorologiques (vitesse et direction du vent) et de mesures de la qualité de l'air (CO et O<sub>3</sub>) sur le même site.

**Mots-clés** : Brises littorales, variation des concentrations polluées, O<sub>3</sub>, CO.

**Abstract** – *Contribution to the study of the coastal breezes effects on the O<sub>3</sub> and CO concentrations in an urban area: Case of El Mourouj suburb (Tunis).* Actually, it is well established that all of urban areas in the world are suffering, at different degrees, from air pollution. This phenomenon forms a major risk to human health. That's the case of the "Grate-Tunis" town which is suffering under some several atmospheric situations from strong air pollution. The air pollution is determined firstly by primary pollutants which are generated by a large number of fixed and mobile pollution sources, and secondly by photochemical pollutants, which formation is favored by the abundance of solar radiation in the Mediterranean area. The coastal location of the "Grate-Tunis" town, combined to the particulars characteristics of its landscape area (fig. 1) explain the important role of coastal breezes on the spatial and temporal distribution of pollutants in the city under radiative weather types. This study is accomplished in a doctoral researches framework, concerning the "Grate-Tunis". It focuses on a one of the southern suburbs of the metropolitan city area: the El-Mourouj region. This choice is due primarily to the availability of meteorological measurements (wind speed and directions) and secondly to the availability of air quality measurements (CO and O<sub>3</sub>) for the same station.

**Keywords:** Coastal Breezes, Variation of the pollutants concentrations, O<sub>3</sub>, CO.

### Introduction

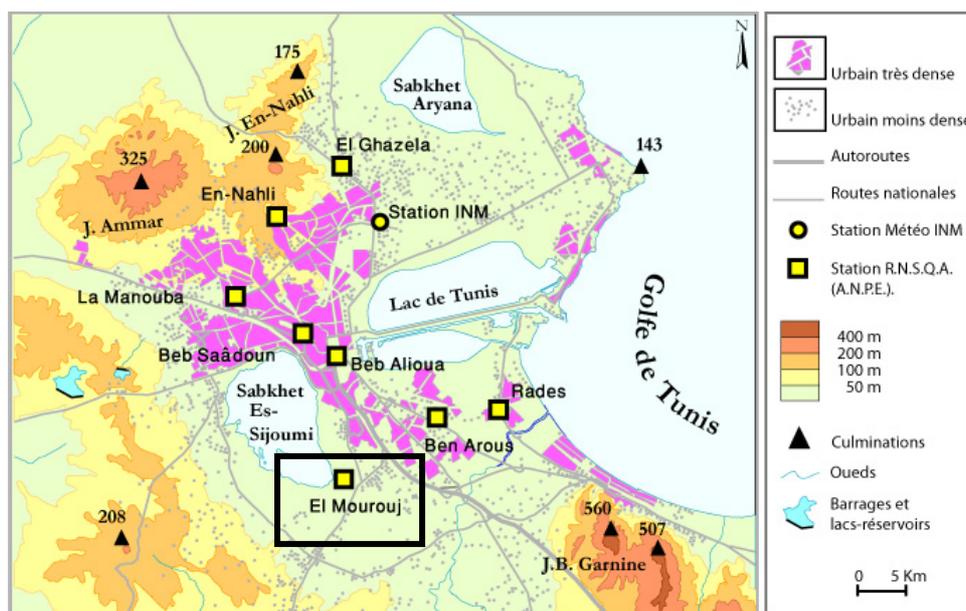
Ce travail s'inscrit dans le cadre d'une thèse en cours sur les brises littorales et les risques de pollution atmosphérique dans la Tunisie Nord-orientale. Les niveaux des risques induits par la pollution atmosphérique sont étroitement dépendants des conditions aérologiques à différentes échelles. Le transport, la dispersion et la redistribution des polluants s'étant largement influencés par le type de circulation atmosphérique. Nombreuses sont les études qui ont porté sur les impacts des brises littorales sur la qualité de l'air dans maintes grandes villes et régions du monde (en France : Bigot et al., 2003 ; Dudouit A., 2008 ; Planchon et al., 2014 ; Michelot et Carrega, 2014 ; Carrega, 1994 et 1995 ; Martin N. et Carrega P., 2007 ; Martin N., 2008 ; au Maghreb oriental [Tunisie et Libye] : Dahech et al., 2007; en Tunisie : Dahech et al., 2005 ; El Melki T., 2008, 2009 et 2010). Les travaux de ce dernier consacrés aux banlieues de Ben Arous, de la Manouba et d'El Ghazela, n'ont pas concerné la zone d'El Mourouj, objet de la présente étude.

Les brises littorales, aux mécanismes bien connus de nos jours (Carrega, 1994; Pédelaborde, 1985 ; Simpson, 1994 ; Beltrando et Chemery, 1995 ; etc.) sont définies comme

étant des vents « *d'origine thermique et d'échelle locale dont l'extension horizontale peut varier de quelques centaines de mètres à plusieurs dizaines de kilomètres* » (Carrega, 1994). Les faibles vitesses (inférieure à 11 m/s) (Dahech et al. 2005 et 2011 ; Dahech, 2007), n'assurant pas la dispersion des polluants, en fait des vents favorisant les fortes concentrations. C'est là la première raison de l'intérêt toujours porté aux brises.

## 1. Zone d'étude, données de base et méthodologie

La région d'El Mourouj (Fig.1) est l'une des banlieues sud du Grand-Tunis. Elle comptait 104 586 habitants en 2014 selon les derniers recensements (2014). Il s'agit d'une banlieue à vocation résidentielle en premier lieu, une « cité dortoir » en quelque sorte. La plupart de ces habitants actifs travaillent à Tunis ou dans ses différentes banlieues industrielles. En dépit de cette vocation résidentielle, El Mourouj souffre d'une pollution aux origines multiples. Elle est limitrophe de l'axe routier et ferroviaire le plus important du pays, reliant la capitale à toutes les régions du centre et du sud de la Tunisie. Aussi, elle est limitrophe de deux banlieues industrielles : Rades et Ben Arous. Ces deux dernières s'intercalent entre la mer (Golfe de Tunis) et El Mourouj, qui collecte de ce fait par régime de brise de mer une grande partie de la pollution issue du trafic et des industries indiquées. Là réside la seconde raison de l'intérêt de cette contribution.



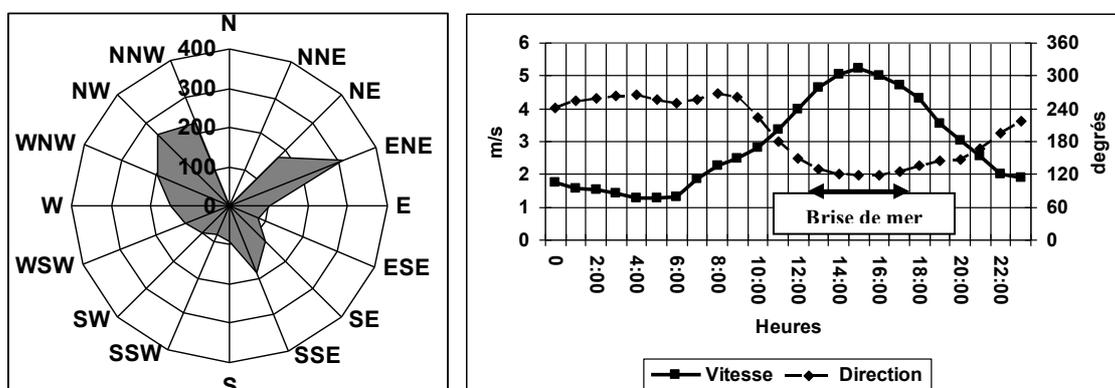
**Figure 1.** Localisation de la région d'El Mourouj, les stations de mesure de la qualité de l'air (ANPE) et de la station météo (INM) de Tunis-Carthage. D'après la carte Topo, OTC, 1/200 000, 1987 (élaborée par El Melki, 2010).

La période étudiée correspond au trimestre estival (JJA) 2015. Il est bien établi que la stabilité atmosphérique bien connue des étés méditerranéens présente les conditions idéales pour l'installation des régimes des brises littorales. Les données disponibles pour cette station de mesure sont : les vitesses et directions du vent, les valeurs de la pression atmosphérique, et les relevés de deux polluants : le CO et l'O<sub>3</sub>. Ces données sont fournies par la station de mesure de la qualité de l'air d'El-Mourouj faisant partie du Réseau National de la Surveillance de la Qualité de l'Air (RNSQA) qui est lui-même contrôlé par un organisme du Ministère de l'environnement et du développement durable en Tunisie : l'Agence Nationale de Protection de l'Environnement (ANPE). Ces données sont disponibles au pas de temps horaire, ce qui permet une étude temporelle fine du phénomène.

Un modèle de détection automatique des brises littorales a été conçu. Il comporte 5 filtres devant être tous vérifiés pour qu'une journée soit qualifiée de « journée de brises littorales ». Primo, la vitesse du vent ne doit pas excéder 11 m/s. Secundo, une alternance de directions de « brise de mer/brise de terre » doit être observée. Tertio, les situations franchement dépressionnaires ( $\leq 1010$  hPa) ont été écartées. La période étudiée (JJA 2015) n'étant pas très longue (92 jours), un contrôle des résultats cas par cas a été effectué. Les deux autres filtres permettent la détection des périodes de renverse des brises de mer/terre. Par la suite, le calcul des concentrations horaires moyennes et maximales du CO et de l'O<sub>3</sub>, permettant l'étude de la variation temporelle (échelle horaire) de la pollution atmosphérique, a été effectué. Enfin, le calcul des concentrations moyennes et maximales pour chaque type de direction observée du vent, permettant de dégager l'influence directe des brises littorales sur les concentrations de la pollution atmosphérique, a été effectué.

## 2. Résultats

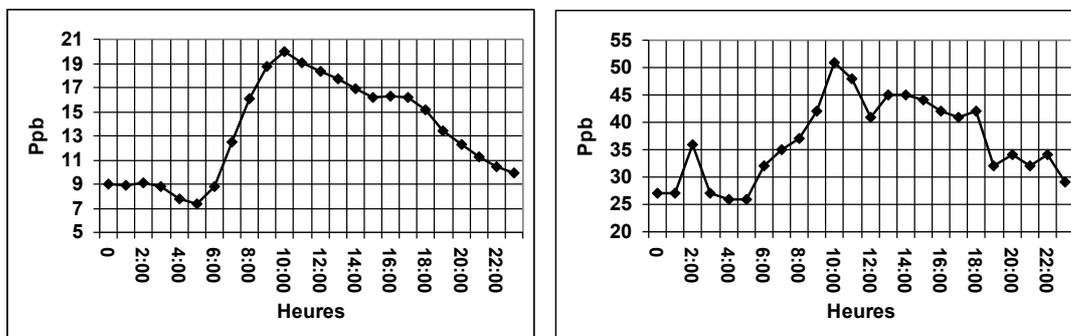
L'été 2015 s'est caractérisé dans sa quasi-totalité par des situations synoptiques de marais barométriques ou franchement anticycloniques déterminant des types de temps radiatifs : calmes à ciel dégagé ; ce qui a favorisé l'installation des brises littorales. Dans la banlieue d'El-Mourouj, la brise de mer intéresse un secteur exigü allant du NE (33°) à l'ESE (120° environ) : la rose des fréquences totales absolues (2202 observations) des directions du vent (fig. 2, gauche) montre la domination des directions NE et ENE. L'éventail des directions de la brise de terre est plus large. Il montre un certain effet de canalisation des flux par la topographie (fig.1). La cité El-Mourouj est l'une des banlieues les plus éloignées du rivage. De ce fait, la brise de mer y arrive tard dans la journée, vers 12h/13h et ne perdure pas longtemps : vers 17h/18h commence la renverse de brise de terre (fig.2, droite). Celle-ci est plus persistante.



**Figure 2. (Gauche).** Fréquences totales absolues des directions du vent à la station de la qualité de l'air (RNSQA) à El-Mourouj (Tunis) durant le trimestre estival (J, J et A) 2015. **(Droite).** Vitesses et directions horaires moyennes des brises littorales à la station de la qualité de l'air (RNSQA) à El-Mourouj (Tunis) durant le trimestre estival (J, J et A) 2015. Source des données brutes : ANPE.

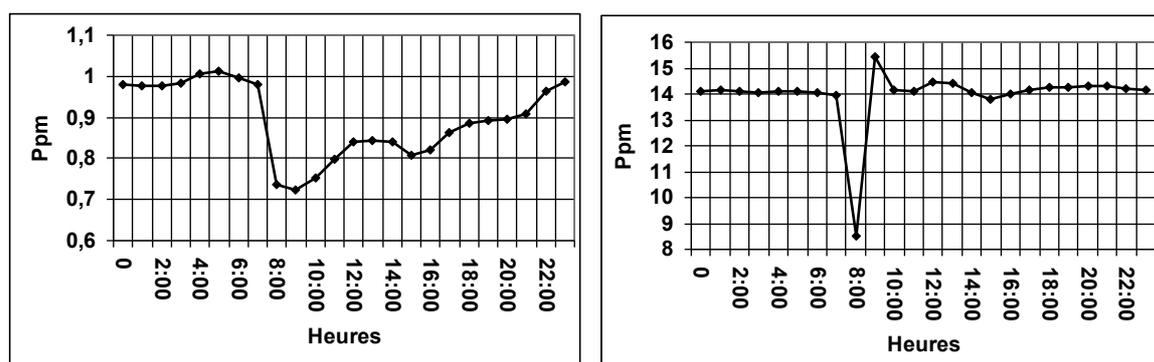
Le site de la station de la qualité de l'air d'El-Mourouj correspond à une petite colline dans un parc public relativement assez éloigné des quartiers résidentiels les plus proches. Il s'agit donc d'une station de mesure de la pollution urbaine de fond. Cette localisation est très importante pour la compréhension des concentrations horaires moyennes et horaires maximales absolues de la pollution. Les concentrations horaires moyennes et horaires maximales absolues de la pollution à l'ozone (O<sub>3</sub>) répondent bien au cycle photochimique quotidien : les concentrations horaires moyennes les plus élevées correspondent à la période du jour la plus ensoleillée et la plus chaude (fig. 3, gauche). Cependant et par régime de brise de mer (12h à 17/18h), on constate une certaine constance de ces valeurs moyennes alors qu'en réalité une certaine baisse devrait s'opérer en relation avec la diminution du

rayonnement. Le phénomène est plus net au niveau des concentrations horaires maximales absolues. Ceci témoigne d'un apport en provenance des contrées balayées par la brise de mer (le reste du Grand-Tunis). La densité de l'O<sub>3</sub> plus élevée (1,67) que celle de l'air ambiant et le site élevé de la station expliquent bien le fait que ce phénomène est moins visible ici que pour la station de vallée de la Manouba (El Melki, 2009). Des mesures de terrain dans les différents quartiers de la banlieue vont être effectuées pour mettre au clair les vrais niveaux de la pollution photochimique auxquels les populations locales sont exposées.



**Figure 3.** Concentrations horaires moyennes (Gauche) et horaires maximales absolues d'O<sub>3</sub> à la station de la qualité de l'air (RNSQA) à El-Mourouj (Tunis) durant le trimestre estival (JJA) 2015. Source des données brutes : ANPE.

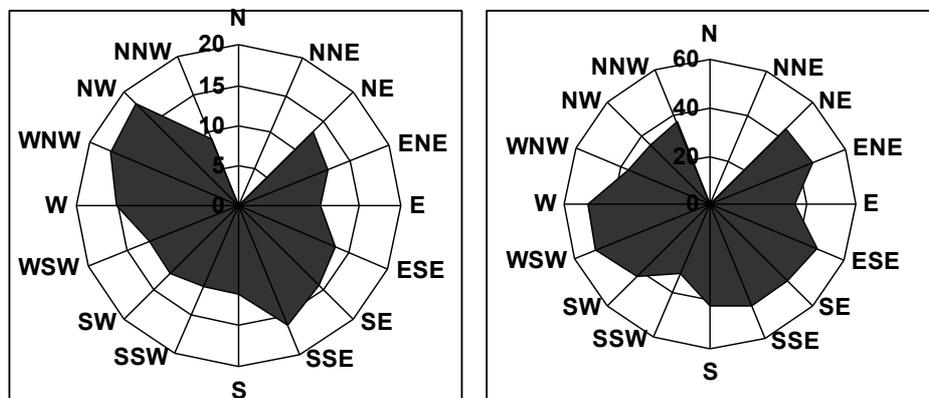
Alors que le cycle journalier moyen du CO, produit en grande partie par le trafic automobile, se caractérise en général par deux pics journaliers (Airparif, 2010): entre 7h et 9h du matin (premières heures de pointes de la journée pour aller au travail) et entre 18h et 20h (retour aux foyers) ; la courbe des concentrations horaires moyennes de ce polluant se montre complètement atypique (Fig. 4, gauche) dans la banlieue d'El-Mourouj. Celle-ci est par excellence une « cité dortoir ». Vers 08 h du matin ses habitants actifs doivent être déjà sur les lieux du travail. A partir de 16 h le retour aux domiciles commence. Entre-temps, le trafic routier est faible. D'autre part, les concentrations horaires maximales absolues (Fig. 4, droite) sont de très loin supérieures aux concentrations horaires moyennes, ce qui renforce l'hypothèse d'une pollution essentiellement « non autochtone » (ce qui reste à vérifier). Les écarts entre les valeurs horaires moyennes (très faibles) et les valeurs horaires maximales absolues sont très grands : de l'ordre de 1 à 8 au moins et de 1 à 16 au maximum.



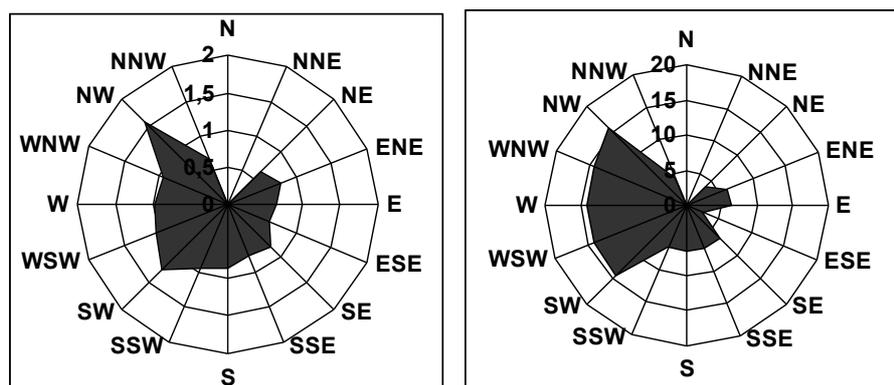
**Figure 4.** Concentrations horaires moyennes (gauche) et concentrations horaires maximales absolues (droite) du CO à la station de la qualité de l'air (RNSQA) à El-Mourouj (Tunis) durant le trimestre estival (JJA) 2015. Source des données brutes : ANPE.

Les roses de pollution permettent bien d'émettre cette hypothèse (fig.5 et 6). Dans le cas de l'ozone, les roses du vent (fig. 5) ne permettent pas de distinguer de direction(s) privilégiée(s), ce polluant dépendant en premier lieu de l'abondance du rayonnement. Toutes les directions sont, de ce fait, plus ou moins uniformément représentées aussi bien pour les

concentrations horaires moyennes que pour les concentrations horaires maximales absolues. C'est le cas aussi de la rose de pollution des concentrations horaires moyennes du CO (fig.6, gauche). Cependant, la rose des concentrations horaires maximales absolues du CO révèle un très faible effet des directions relatives à la brise de mer : secteur E à NE. Or, en présence de ces flux, la Cité d'El-Mourouj se trouve théoriquement sous le vent du Grand-Tunis qui produit une grande quantité de CO ! Est-ce un effet de la photogénèse de l'ozone ? C'est très probable.



**Figure 5.** Rose des concentrations horaires moyennes (**gauche**) et rose des concentrations horaires maximales absolues (**droite**) d'O<sub>3</sub> à la station de la qualité de l'air (RNSQA) à El-Mourouj (Tunis), durant le trimestre estival (J J,A) 2015. Source des données brutes : ANPE.



**Figure 6.** Rose des concentrations horaires moyennes (**gauche**) et rose des concentrations horaires maximales absolues (**droite**) de CO à la station de la qualité de l'air (RNSQA) à El-Mourouj (Tunis) durant le trimestre estival (J JA) 2015. Source des données brutes : ANPE.

## Conclusions et perspectives

Les résultats de cette étude préliminaire concernant la relation des brises littorales et des concentrations polluées confortent bien les résultats des études antérieures réalisées partout dans le monde par les différents auteurs intéressés à cette problématique. Les brises littorales ne favorisent pas la dispersion des polluants. Au contraire, leurs effets se conjuguent souvent à ceux de la topographie locale pour créer des niveaux de fortes pollutions. Cependant, au cours de cet été 2015, bien chaud et ensoleillé, La Cité d'El-Mourouj n'a pas connu des dépassements des seuils des normes de la qualité de l'air établies par les différents organismes nationaux et internationaux. Il paraît que les propriétés topographiques, indiqués dessus, du site de la station de la qualité de l'air de cette banlieue n'est pas bien représentatif de l'environnement de toute la banlieue d'El-Mourouj. Des mesures de terrain s'imposent pour mieux caractériser le fonctionnement des brises et la réalité de la pollution de proximité à laquelle la population est exposée.

## Bibliographie

- Airparif, 2010. *Profil journalier moyen sur la station trafic de la place Victor Basch pour l'année 2010* [en ligne]. Disponible sur : [http://www.airparif.asso.fr/\\_pdf/cycle-jour-moyen-BASCH-2010.pdf](http://www.airparif.asso.fr/_pdf/cycle-jour-moyen-BASCH-2010.pdf) (consulté le 29 mai 2016)
- Beltrando G., Chemery L., 1995. *Dictionnaire du climat*. Paris, Larousse, 344 p.
- Bigot S., Delbarre H., Patrick Augustin P., Fréville, P., 2003. Dispersion de la pollution atmosphérique par la brise de mer dans le Nord-Pas-de-Calais. Analyse des données de surface et télédétection par lidar. *Pollution atmosphérique*, **2003**, 391-404.
- Carrega P., 1994. Analyse spatiale quantitative et appliquée. Topoclimatologie et habitat. *Revue de Géographie du Laboratoire d'Analyse Spatiale Raoul Blanchard, UFR Espaces & Cultures - Université de Nice-Sofia Antipolis* 35&36. 408 p.
- Carrega P., 1995. Approches de la structure thermique et hygrométrique d'une brise de mer par mesures aéroportées. Dans *Climat, pollution atmosphérique, santé, hommage à Gisèle Escourrou* (pp. 165-175). Dijon, Groupement de Recherche Climat et Santé.
- Dudouit A., 2008. Une étude de brise de mer dans la région caennaise. *Norais*, **193**, 31-45.
- Dahech S., Beltrando G. et Sylvain B., 2005. Utilisation des données NOAA-AVHRR dans l'étude de la brise thermique et de l'îlot de chaleur. Exemple de Sfax (se tunisien). *Cybergeo: European Journal of Geography*. DOI : 10.4000/cybergeo.3132
- Dahech S., Daoud A. et Beltrando G., 2011. Les inégalités spatiales de la qualité de l'air dans l'agglomération de Sfax et ses environs : Le cas des températures, de la brise, du CO et SO<sub>2</sub>. *Cybergeo : European Journal of Geography*. DOI : 10.4000/cybergeo.24701
- Dahech S., 2007. *Le vent à Sfax (Tunisie), impacts sur le climat et la pollution atmosphérique* (Thèse de Doctorat). Université Paris VII, France.
- El Melki T., 2008. Variation spatiotemporelle de la pollution photochimique dans le Grand-Tunis. *Actes du 21<sup>ème</sup> colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, 9-13 septembre 2008 (pp. 243-248). Montpellier, France.
- El Melki T., 2009. Les situations atmosphériques stables, un type particulier d'extrêmes climatiques : cas des surconcentrations d'Ozone à Tunis. *Geographia Technica*, Numéro spécial, 151-156.
- El Melki T., 2010. Brises du littorales et variation des concentrations polluées dans le Grand Tunis : cas des banlieues de la Manouba et d'El Ghazela. *Actes du 23<sup>ème</sup> colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, 1-4 septembre 2010 (pp. 203-208). Rennes, France.
- Martin N., 2008. *La pollution par l'ozone et la climatologie dans un espace méditerranéen : les Alpes-Maritimes* (Thèse de doctorat). Université Nice-Sofia Antipolis, France.
- Martin N. et Carrega P., 2007. Les types de circulation atmosphérique et la pollution par l'ozone dans les Alpes-Maritimes. *Actes des 4<sup>èmes</sup> Journées Interdisciplinaires de la Qualité de l'Air, 25 et 26 janvier 2007*. Villeneuve d'Ascq (France).
- Martin N. et Carrega P., 2007. Etude de la pollution par l'ozone à échelle fine : premières mesures itinérantes dans les Alpes-Maritimes. *Actes du XX<sup>ème</sup> colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, 3-8 septembre 2007 (pp. 363-368). Carthage-Tunis, Tunisie.
- Michelot N. et Carrega P., 2014. Topoclimatologie et pollution de l'air dans les Alpes-Maritimes : mécanismes et conséquences en images. *Echo Géo*, **29**.
- Planchon, O., Bonnardot, V., Cautenet, S., 2004. Effets de la topographie sur les circulations de brise de mer dans la Province Occidentale du Cap : Etude d'une situation caractéristique au moyen de la modélisation méso-échelle. *Publicaciones de la Asociación Española de Climatología, Serie A*, **4**, 115-124.
- Simpson J. E., 1994. *Sea breeze and local winds*. Cambridge University Press, 234 p.

## PREVISION DE LA QUALITE DE L'AIR A HAUTE RESOLUTION SUR LA FRANCE

JOLY M.<sup>1</sup>, JOSSE B.<sup>1</sup>, ARTETA J.<sup>1</sup>, GUTH J.<sup>1</sup>, PLU M.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Météo-France, CNRM-GAME, 42 av. G. Coriolis, 31057 TOULOUSE cedex, mathieu.joly@meteo.fr, beatrice.josse@meteo.fr, joaquim.arteta@meteo.fr, jonathan.guth@meteo.fr, matthieu.plu@meteo.fr

**Résumé** – Le modèle de chimie-transport MOCAGE est ici évalué à une résolution de 2,5 km sur la France. Des prévisions de qualité de l'air ont été réalisées pour la période du 5 au 31 juillet 2013 avec en entrée les données du modèle météorologique AROME. La comparaison aux observations de surface met en évidence un biais d'ozone positif quel que soit l'heure de la journée. La comparaison à des sondages d'ozone révèle des différences sur la verticale dans toute la troposphère. Pour comprendre ces effets de la haute résolution, des simulations de transport de radon sont présentées. Ces expériences numériques suggèrent que les différences entre basse et haute résolution peuvent être en partie attribuées à la paramétrisation de la convection, qui a été désactivée à haute résolution, puisque la convection est censée être résolue par le modèle météorologique forçeur. Cette étude confirme l'intérêt de simulations simplifiées de transport de traceurs pour valider cette configuration haute résolution du modèle MOCAGE.

**Mots-clés** : modèle, résolution, prévision, ozone, radon.

**Abstract** – *Forecasting air quality at high resolution over France.* The chemistry-transport model MOCAGE is here evaluated at a 2.5 km resolution over France. Air quality forecasts have been run for the period going from the 5<sup>th</sup> to the 31<sup>th</sup> of July 2013, with input data from the meteorological model AROME. Comparison with surface observations reveals an ozone bias all along the day. Comparison with ozone soundings reveals differences along vertical profiles in all of the troposphere. To understand the impact of the resolution, simulations of radon transport are presented. Those numerical experiments suggest that the differences between low and high resolution can be partly attributed to the convection parameterisation, that has been deactivated at high resolution, since convection is supposed to be solved by the forcing meteorological model. This study thus confirms the benefit of simplified simulations of tracing gases transport to validate the high resolution configuration of MOCAGE.

**Keywords**: model, resolution, forecast, ozone, radon.

### Introduction

MOCAGE (MOdèle de Chimie Atmosphérique à Grande Echelle) est le modèle global de chimie-transport (CTM, pour Chemistry Transport Model) utilisé par Météo-France depuis 2005 pour des prévisions opérationnelles de la qualité de l'air. Ce modèle numérique (cf. les descriptions récentes de Sič et al. 2015 ; et Guth et al. 2016) utilise ici trois domaines imbriqués de résolutions différentes (2° pour le globe, 0.5° pour l'Europe, et 0.1° pour la France), avec 47 niveaux verticaux (jusqu'à 5 hPa).

Pour les domaines globe et Europe, les données météorologiques utilisées sont celles du modèle ARPEGE (Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle). Pour la France, et pour le premier jour de prévision, MOCAGE utilise les données météorologiques du modèle non-hydrostatique AROME (Application de la Recherche à l'Opérationnel à Mésos-Echelle). Ce modèle haute-résolution (1.3 km actuellement) est conçu pour mieux représenter les phénomènes urbains (comme l'« îlot de chaleur »), ce qui semble crucial pour la modélisation de la pollution atmosphérique.

L'objectif de cette étude est d'illustrer les premiers tests d'augmentation de la résolution horizontale du modèle MOCAGE sur la France, de 10 km à 2.5 km.

### 1. Transport et physico-chimie des polluants : apport d'un CTM

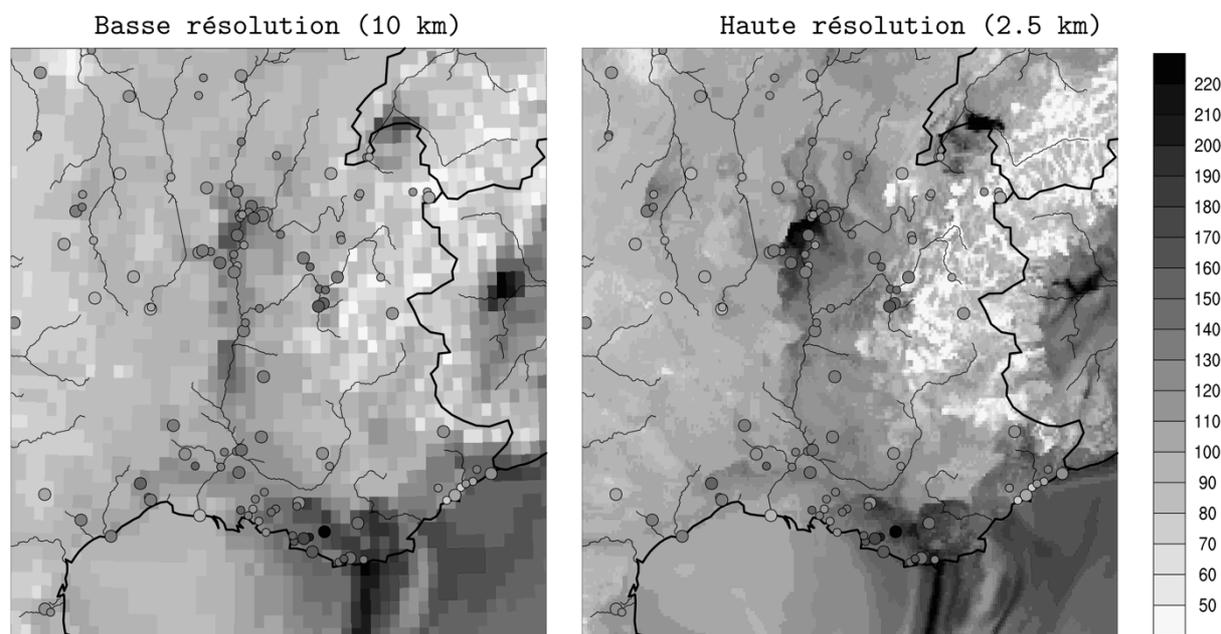
Un modèle de chimie-transport simule en 3 dimensions le transport et l'évolution physico-chimique des gaz et des aérosols (i.e. particules) présents dans l'atmosphère. Une des

applications peut être la prévision de la qualité de l'air. C'est le cas à Météo-France, où le modèle MOCAGE est utilisé pour prévoir à l'échéance de plusieurs jours l'évolution des polluants à l'échelle de l'Europe, de la France, et de la ville. Le modèle MOCAGE est un modèle global, dont les prévisions opérationnelles permettent aussi de suivre l'évolution du trou d'ozone antarctique, de prévoir les indices UV sous les tropiques, d'anticiper les tempêtes de poussières sahariennes, et de prévoir la saison des pollens, par exemple.

En entrée d'un CTM comme MOCAGE, sont nécessaires deux types de données essentielles : des variables météorologiques (pression, température, vent, vitesse verticale, humidité, nébulosité, flux de précipitation), et des cadastres d'émissions d'espèces primaires. Les paramètres météorologiques influencent à la fois le transport, la transformation, et l'élimination des espèces gazeuses et des aérosols. Leur réalisme est donc crucial pour prévoir la qualité de l'air avec une précision suffisante, c'est pourquoi il est tentant de les utiliser à la plus haute résolution horizontale possible. Il existe cependant deux limitations à l'augmentation de résolution : le coût en temps de calcul, et la qualité des résultats, dont il faut s'assurer qu'elle est meilleure à haute qu'à basse résolution. C'est l'objet de ce travail.

## 2. Pollution à l'ozone en juillet 2013 : confrontation aux observations

La figure 1 illustre l'enjeu d'une augmentation de la résolution horizontale de la grille du modèle pour la prévision de la qualité de l'air. À 2.5 km de résolution, la vallée du Rhône et les vallées des Alpes sont bien mieux représentées, avec pour conséquence des concentrations d'ozone qui semblent plus réalistes, du moins dans leur répartition géographique. Néanmoins, de fortes valeurs (supérieures à  $220 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ ) apparaissent à haute résolution au sud de Lyon, ainsi que sur le lac Léman. Or pour Lyon, les sites de mesures, même s'ils n'échantillonnent pas parfaitement la région, n'ont pas enregistré de valeur supérieure à  $160 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ .



**Figure 1.** Concentrations d'ozone (en  $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ ) prévues par MOCAGE et observées près du sol (données du Laboratoire Central de Surveillance de la Qualité de l'Air, LCSQA) le 24 juillet 2013 à 14h.

En terme d'évolution temporelle, la figure 2 montre que même si les deux simulations MOCAGE sont très cohérentes sur Lyon, la haute résolution entraîne des valeurs systématiquement plus fortes. De nuit, en particulier, le biais par rapport aux observations est accru à la surface, que ce soit en zone urbaine ou rurale (non montré). En journée, des valeurs

trop fortes peuvent conduire à des erreurs de prévision de dépassement des seuils réglementaires (par exemple le 24 juillet, relativement au seuil de  $180 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ ).

Médiane des valeurs observées & simulées  
aux sites de mesure de l'agglomération lyonnaise

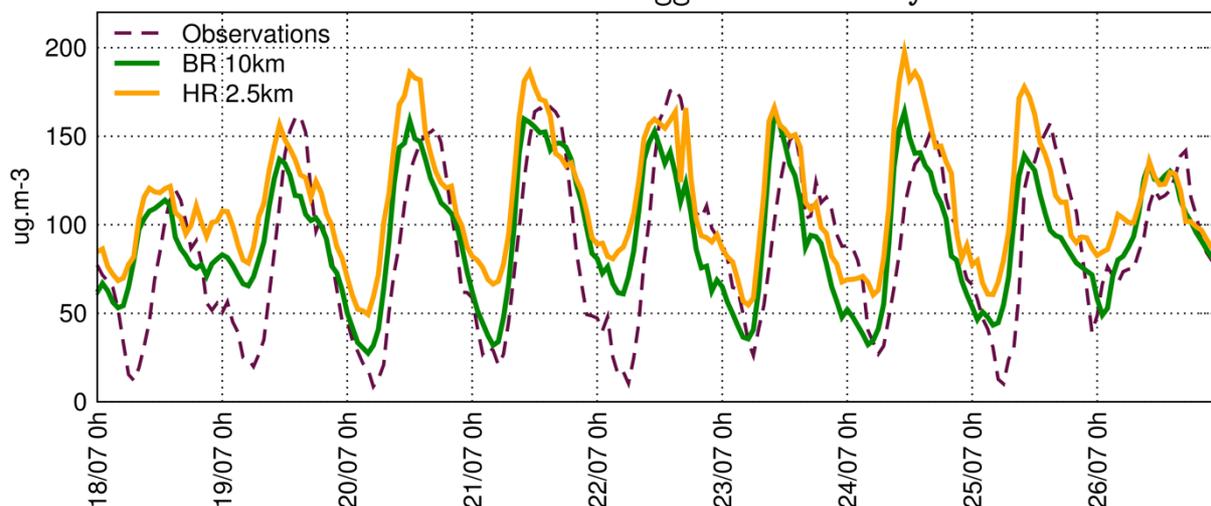


Figure 2. Concentrations d'ozone (en  $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ ) prévues par MOCAGE et observées (données LCSQA) à Lyon.

Pour prévoir la qualité de l'air près du sol, le modèle de chimie-transport MOCAGE simule les concentrations des espèces chimiques et aérosols sur toute la verticale, de la surface à la stratosphère. La figure 3 compare les profils verticaux d'ozone observés et simulés pour les deux sondages du WOUDC (World Ozone and Ultraviolet radiation Data Centre) disponibles pour cette période. Les comportements sont très différents selon la date, et selon la résolution du modèle. Par exemple, le 19 juillet 2013 les deux simulations sous-estiment fortement l'ozone au dessus de 500 hPa, mais ce n'est pas le cas le 8 juillet 2013. A haute-résolution, le biais positif diagnostiqué précédemment à la surface (cf. Figure 2) est présent au pied des profils verticaux de la Figure 3, avec un gradient vertical plus fort dans les très basses couches à basse résolution. Des études complémentaires vont donc être nécessaires pour comprendre ces effets de l'augmentation de résolution horizontale.

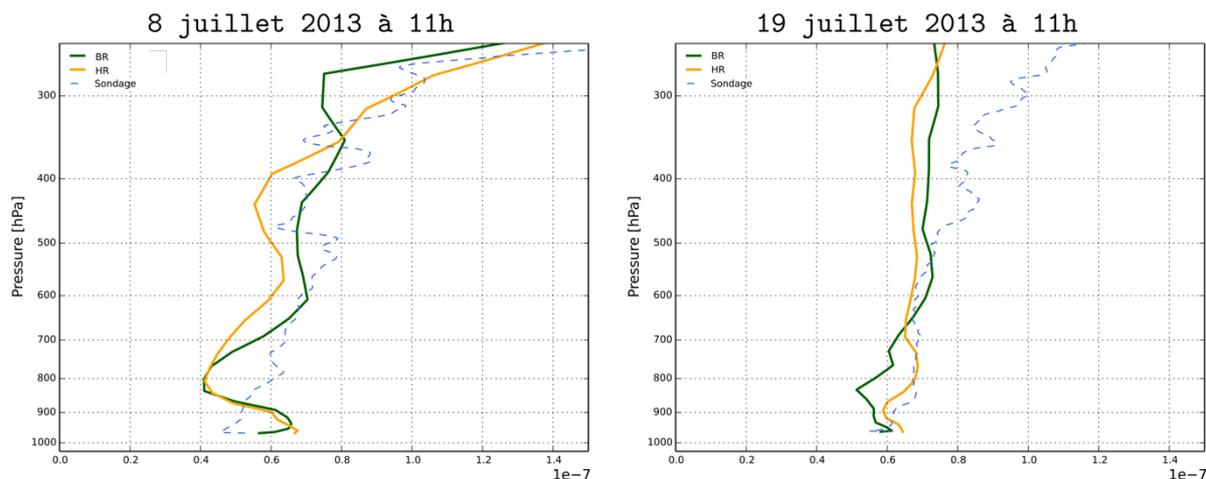


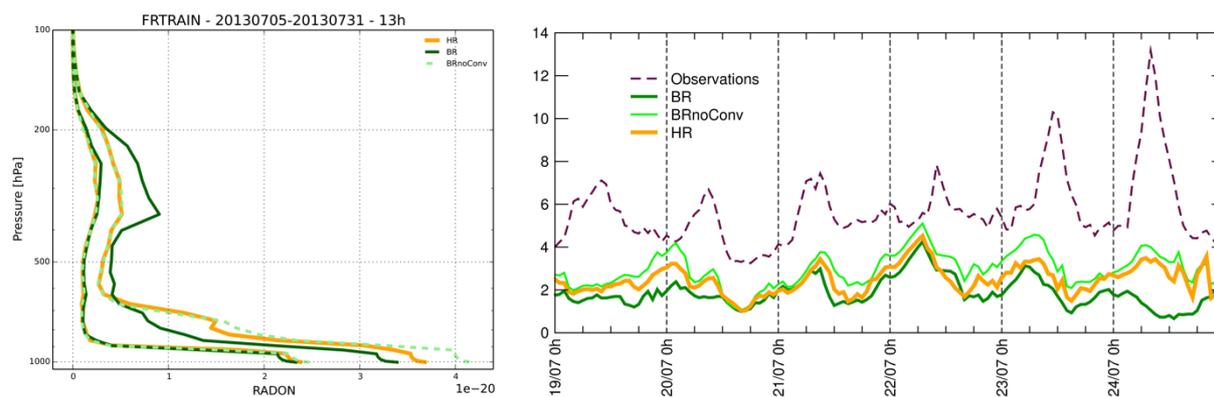
Figure 3. Profils verticaux d'ozone (en ppb) prévus par MOCAGE à basse résolution (BR), à haute résolution (HR), et mesurés par ballon-sonde (données WOUDC) à Payerne, en Suisse.

### 3. Compréhension des processus : transport du radon

L'ozone, étudié en première partie de ce travail, est un polluant dit secondaire, car il est issu des réactions chimiques d'espèces primaires (NO<sub>x</sub>, COV, etc), qui elles sont émises par différentes sources, anthropiques ou biogéniques. Pour comprendre les effets de l'augmentation de la résolution horizontale de MOCAGE, il est apparu nécessaire de distinguer les effets du transport et des paramétrisations physiques, des effets des processus chimiques. Pour cela, nous allons étudier dans un premier temps des simulations de radon. Outre l'intérêt méthodologique (Josse et al. 2004), cette configuration « sans chimie » est caractérisée par des temps de calcul beaucoup plus courts, ce qui permet d'effectuer d'avantage de tests.

Le radon est un gaz chimiquement inerte émis par les sols. Cette espèce radioactive ayant une demi-vie de 3.8 jours est un bon traceur de la circulation atmosphérique dans la troposphère. Dans nos simulations, le radon est prescrit à la surface de façon relativement uniforme, à raison de 1 atome par cm<sup>2</sup> et par seconde, modulé par un gradient fonction de la latitude de 30°N à 70°N, afin d'imiter l'humidité des sols grossièrement croissante avec la latitude (un sol humide émet moins de radon). Des émissions plus raffinées ne sont pas utiles à ce stade de notre travail, dont l'objectif est avant tout de comparer les deux simulations entre elles, ainsi que leurs fluctuations temporelles. Le site expérimental de Trainou (près d'Orléans) a été choisi car – outre qu'il est au centre du domaine d'étude et loin de tout relief qui pourrait compliquer l'analyse – des mesures de radon y sont effectuées par le Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE).

La figure 4 montre que les concentrations de radon sont maximales près de la surface (où l'espèce est émise), puis décroissent avec l'altitude. Entre 400 hPa et 200 hPa, les valeurs sont plus faibles à haute résolution. Un test effectué en débranchant la paramétrisation de la convection à basse résolution présente le même comportement. Cette paramétrisation est désactivée à haute résolution, car la convection est sensée être « résolue » par le modèle non-hydrostatique AROME. Malgré tout, il semblerait que cela ait un impact non négligeable sur l'état moyen de MOCAGE, ce que confirment les séries temporelles (partie gauche de la figure 4). Au delà du biais négatif, certainement dû aux émissions prescrites de façon sommaire dans ces simulations, on constate à nouveau que la désactivation de la convection a plus d'effet sur les valeurs de surface que l'augmentation de résolution, pour cette période caractérisée par des épisodes orageux sur la France.



**Figure 4.** À gauche : distribution verticale du radon (en ppb) à 13 h (TU) au niveau du site expérimental de Trainou. Pour chaque niveau du modèle, sont représentés le 1er et le 3e quartile des 27 valeurs simulées du 5 au 31 juillet 2013 à basse résolution (BR) et à haute résolution (HR). À droite : évolution horaire du radon observé et simulé (en Bq.m<sup>-3</sup>).

## Conclusion

Cette étude illustre les premiers travaux effectués pour utiliser le modèle de chimie-transport MOCAGE à haute résolution (2.5 km) sur la France. Dans un premier temps, nous nous sommes intéressés à la simulation de l'ozone, polluant secondaire issu de processus complexes, au niveau de sa chimie, ainsi que de son transport. La confrontation aux observations de surface a révélé une augmentation du biais à haute résolution. La comparaison à des données de ballon-sonde a montré que c'est en fait toute la répartition verticale de l'ozone qui est modifiée.

La simulation du transport de traceurs va nous permettre de comprendre ces effets de l'augmentation de résolution horizontale. Le traceur radon présente les caractéristiques d'un polluant primaire puisqu'il est émis à la surface. Par contre, il est inerte chimiquement, ce qui facilite l'étude de son transport dans la troposphère. Par exemple, les premiers tests de sensibilité réalisés ici tendent à invalider l'hypothèse selon laquelle en utilisant les forçages météorologiques d'un modèle non-hydrostatique à leur pleine résolution on peut se passer de paramétrisation de la convection dans le CTM.

Dans un second temps, afin de mieux comprendre l'effet de la haute résolution sur la simulation de l'ozone, il est prévu d'étudier le transport d'un traceur caractérisé par de fortes valeurs prescrites dans la stratosphère (comme pour l'ozone), mais inerte chimiquement et sans émissions à la surface (contrairement au radon). Cela sera l'occasion d'effectuer des tests de sensibilité aux pas de temps (arbitrairement fixés dans cette étude), et de travailler sur d'autres périodes (en particulier l'hiver), et sur des durées plus longues.

## Remerciements

Tous nos remerciements à Michel Ramonet, du Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE), pour nous avoir fourni les données observées de radon.

## Bibliographie

Guth J., Josse B., Marécal V., Joly M., Hamer P., 2016. First implementation of secondary inorganic aerosols in the MOCAGE version R2.15.0 chemistry transport model. *Geoscientific Model Development*, **9**, 137-160.

Josse B., Simon P., Peuch V.-H., 2004. Radon global simulations with the multiscale chemistry and transport model Mocage. *Tellus*, **56B**, 339-356.

Sič B., El Amraoui L., Marécal V., Josse B., Arteta J., Guth J., Joly M., Hamer P., 2015. Modelling of primary aerosols in the chemical transport model MOCAGE : development and evaluation of aerosol physical parameterizations. *Geoscientific Model Development*, **8**, 381-408.



## PICS DE POLLUTION PAR L'OZONE A NICE : COMPARAISON ENTRE 2007 ET 2015 DES MESURES ITINERANTES ET DES CONDITIONS METEOROLOGIQUES ASSOCIEES

MARTIN N.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Université de Nice Sophia-Antipolis, UMR 7300 ESPACE, 98 Bd E. Herriot 06204 Nice cedex 3, nicolas.martin@unice.fr

**Résumé** – Les Alpes-Maritimes sont régulièrement confrontées durant la saison photochimique à des pics d'ozone. Des campagnes de mesures itinérantes à vélo ont été menées régulièrement en 2007 et à nouveau en 2015 sur le même parcours de 50 km à Nice et dans ses environs en milieu d'après-midi entre avril et septembre. Pour chacune de ces deux années, les jours de mesures les plus pollués par l'ozone (plus de 140 µg/m<sup>3</sup> en moyenne) ont été extraits afin de caractériser leurs configurations synoptiques (réanalyses ERA-Interim) responsables en partie des concentrations enregistrées. Sans surprise, les situations météorologiques moyennes sur ces deux groupes de jours sont proches ; dorsale anticyclonique, faibles épaisseurs de couche limite atmosphérique et brises thermiques sont associées à ces fortes concentrations d'ozone. Ainsi et alors même que les normes d'émissions Euro sont de plus en plus restrictives et que les inventaires d'émissions des polluants primaires de l'ozone illustrent des baisses marquées entre 2007 et 2015, les concentrations d'ozone ne s'atténuent pas pendant les épisodes pollués.

**Mots-clés** : mesures itinérantes, configurations synoptiques, pics d'ozone, réanalyses ERA-Interim

**Abstract** – *Peaks of pollution by ozone in Nice: comparison between 2007 and 2015 of the itinerant measures and the associated weather conditions.* The Alpes-Maritimes are regularly confronted during the photochemical season with ozone peaks. Campaigns of itinerant measures by bicycle were led regularly in 2007 and again in 2015 on the same route of 50 km to Nice and in its neighborhood at midday between April and September. For each of these two years the day of measures the most polluted by ozone (more than 140 µg/m<sup>3</sup> on average) were extracted to characterize their synoptic configurations (ERA-Interim reanalysis) partially responsible of recorded concentrations. Unsurprisingly the average meteorological situations on these two groups of days are close; anticyclonic ridge, low thicknesses of planetary boundary layer and thermal breezes are associated with these strong concentrations. So and even when the European emissions standards are more and more restrictive and even when the emission inventories of primary pollutants of ozone illustrate reductions marked between 2007 and 2015, the concentrations of ozone do not ease during the polluted episodes.

**Keywords**: itinerant measures, synoptic pattern, ozone peak, ERA-Interim reanalysis

### Introduction

La ville de Nice est chaque année concernée par une pollution photochimique plus ou moins marquée en fonction de l'occurrence des types de temps propices à la production et à l'accumulation d'ozone. Ce polluant secondaire est issu de réactions entre les oxydes d'azote, les composés organiques volatils non méthaniques, le monoxyde de carbone et parfois aussi le méthane, en présence d'un fort rayonnement ultraviolet. Or sur le littoral azuréen entre avril et septembre, tous les ingrédients nécessaires à l'apparition de ce gaz sont réunis : un fort trafic routier (renforcé par le tourisme), des émissions biogéniques des forêts fortement insolées ainsi que des conditions de ventilations dominées par les brises thermiques défavorables à un brassage efficace des polluants atmosphériques. Il n'est donc par rare d'observer des concentrations d'ozone dépassant les 150 ou 160 µg/m<sup>3</sup> durant ces quelques mois.

Formidable sujet d'étude pour le géographe climatologue, l'ozone concentre une partie de nos recherches depuis plus de 10 ans. Outre l'utilisation des données enregistrées par les réseaux agréés à la surveillance de la qualité de l'air, nous récoltons également des informations à l'aide d'analyseurs d'ozone portables au cours de campagnes de mesures itinérantes. La variabilité spatiale à très fine échelle est ainsi capturée. Les différentes configurations spatiales de ce polluant peuvent alors être comparées aux conditions météorologiques jour après jour.

Durant les saisons photochimiques 2007 et 2015 deux grandes campagnes de mesures itinérantes d'ozone à vélo ont été réalisées sur un parcours identique de 50 km pendant 2 h en milieu d'après-midi. Il y a 8 ans ce trajet a été effectué 70 fois (Martin, 2008) et l'été dernier 54 fois. Nous nous proposons de présenter les journées les plus polluées et les conditions météorologiques associées, à plusieurs échelles spatiales, afin de déceler une éventuelle évolution dans l'intensité des pics d'ozone. Est-ce que le renouvellement du parc automobile soumis à des normes d'émissions Euro de plus en plus restrictives se traduit par une baisse des concentrations d'ozone pendant les périodes de temps défavorables à une bonne dispersion des polluants atmosphériques ?

## **1. Les concentrations d'ozone à Nice en 2007 et 2015**

### ***1.1 Campagnes de mesures itinérantes***

#### *1.1.1 Instruments de mesures*

Les mesures sur le terrain ont été enregistrées par des analyseurs d'ozone 2B Technologies dont le protocole de mesure est identique à celui des instruments de mesures des associations agréées à la surveillance de la qualité de l'air en France (absorption d'un rayonnement ultraviolet de 254 nm de longueur d'onde). Entre 2007 et 2015, ce matériel a évolué en se miniaturisant encore ; ainsi les deux appareils ont été longuement comparés au préalable pour s'assurer de la cohérence de la comparaison interannuelle.

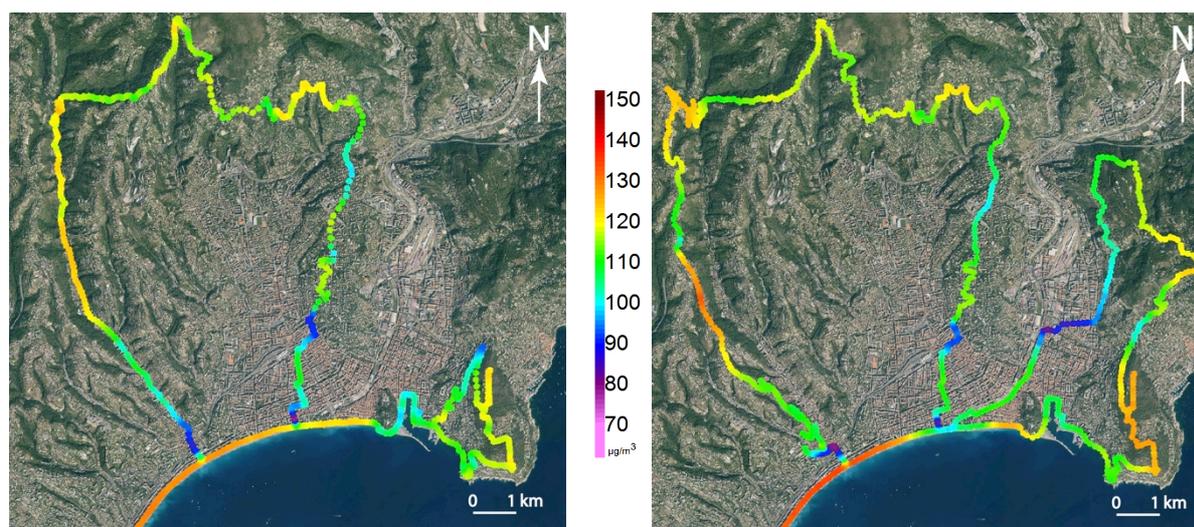
#### *1.1.2 Parcours suivis*

Les itinéraires suivis furent les mêmes pour l'ensemble des jours de mesures au sein de chacune des années, mais quelques différences sont toutefois observables sur la figure 1 entre le parcours de 2007 et celui de 2015 ; les points de mesures d'ozone différents entre les deux années n'ont pas été retenus pour le calcul de la moyenne journalière d'ozone. Les canyons urbains à forte circulation de véhicules à moteurs thermiques synonymes de fortes émissions de polluants primaires piégeant l'ozone ont été évités. Les axes bien ventilés faiblement fréquentés par les véhicules motorisés ont été préférés. Les parcours ont été empruntés respectivement 70 et 54 fois au cours des saisons photochimiques de 2007 et 2015. La durée moyenne du trajet a été d'un peu moins de deux heures. Une mesure d'ozone étant enregistrée toutes les 10 secondes, ce sont environ 720 concentrations d'ozone qui ont été géo référencées par GPS pour chaque campagne de mesures. L'intégralité des campagnes a été réalisée à vélo afin de ne pas émettre de polluants primaires susceptibles de fausser la mesure et pour emprunter des axes réservés aux piétons.

### ***1.2 Configuration spatiale de l'ozone***

#### *1.2.1 Aspect moyen*

En moyenne, et sur les deux années, le littoral est le plus exposé à la pollution par l'ozone : les concentrations s'élèvent à 140  $\mu\text{g}/\text{m}^3$ . Les collines périurbaines rencontrent aussi des valeurs moyennes élevées, de l'ordre de 130  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  (au nord, à l'ouest et dans l'extrême sud-est de la figure 1). Enfin des niveaux plus faibles concernent le centre-ville et de manière générale les axes à fort trafic routier ; les concentrations d'ozone chutent même aux points nodaux de circulation et dans les rues canyon. Par ailleurs, le port de Nice connaît aussi des niveaux plutôt faibles ; en effet, la présence de ferries rejetant une grande quantité de polluants primaires piège l'ozone. Cet aspect moyen propose un aperçu de la grande variabilité spatiale de ce polluant : les variations sont parfois brutales selon l'influence de tel ou tel facteur (exposition à la brise de mer, proximité d'une source de pollution primaire, intensité de la ventilation et du renouvellement de l'air).



**Figure 1.** Configurations moyennes des concentrations d'ozone en  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  mesurées en milieu d'après-midi durant 70 et 54 jours entre avril et septembre respectivement en 2007 (à gauche) et en 2015 (à droite) à Nice et dans ses environs.

### 1.2.2 Pics d'ozone

Les pics d'ozone sont définis ici, et de manière arbitraire, comme étant les journées de mesures au cours desquelles sur l'ensemble des points communs des parcours des deux années la moyenne a dépassé  $140 \mu\text{g}/\text{m}^3$ . Fortuitement 10 cas sont à dénombrer à la fois en 2007 et en 2015 ; cependant les intensités atteintes n'ont pas été les mêmes puisqu'en moyenne ces 10 jours pollués ont atteint  $154 \mu\text{g}/\text{m}^3$  d'ozone l'été dernier et seulement  $143 \mu\text{g}/\text{m}^3$  8 ans auparavant (tab. 1). Globalement la répartition spatiale de l'ozone lors des pics est semblable à la configuration spatiale moyenne ci-dessus et seuls les niveaux sont plus élevés de 30 à  $40 \mu\text{g}/\text{m}^3$ .

**Tableau 1.** Journées de mesure dont la moyenne des concentrations d'ozone a dépassé  $140 \mu\text{g}/\text{m}^3$  sur le parcours réalisé à vélo dans Nice et ses environs en 2007 et en 2015.

Dates 2015	O <sub>3</sub> moyen en $\mu\text{g}/\text{m}^3$	Dates 2007	O <sub>3</sub> moyen en $\mu\text{g}/\text{m}^3$
05/06/2015	141.0	18/04/2007	140.8
06/06/2015	144.9	20/04/2007	140.6
07/06/2015	158.4	21/04/2007	145.2
08/06/2015	141.3	22/04/2007	144.6
11/06/2015	142.5	28/04/2007	146.1
06/08/2015	164.3	29/04/2007	140.9
07/08/2015	159.8	21/05/2007	143.4
08/08/2015	167.9	22/05/2007	141.3
12/08/2015	151.2	23/05/2007	140.1
13/08/2015	165.2	18/07/2007	146.4

## 2. Conditions météorologiques associées aux pics d'ozone

Une fois les molécules d'ozone produites dans l'atmosphère via des réactions chimiques complexes entre des gaz précurseurs, elles sont transportées par le déplacement des masses d'air horizontalement et verticalement. Les conditions météorologiques aux différentes échelles spatiales régissent donc en partie l'accumulation ou la dispersion de l'ozone. Les pics d'ozone surviennent lors de périodes de temps faiblement ventées en surface et au sein de masses d'air subsidentes ; les réanalyses ERA-Interim vont nous permettre de caractériser la

configuration synoptique moyenne durant ces 10 cas pollués en milieu de journée en 2007 et en 2015.

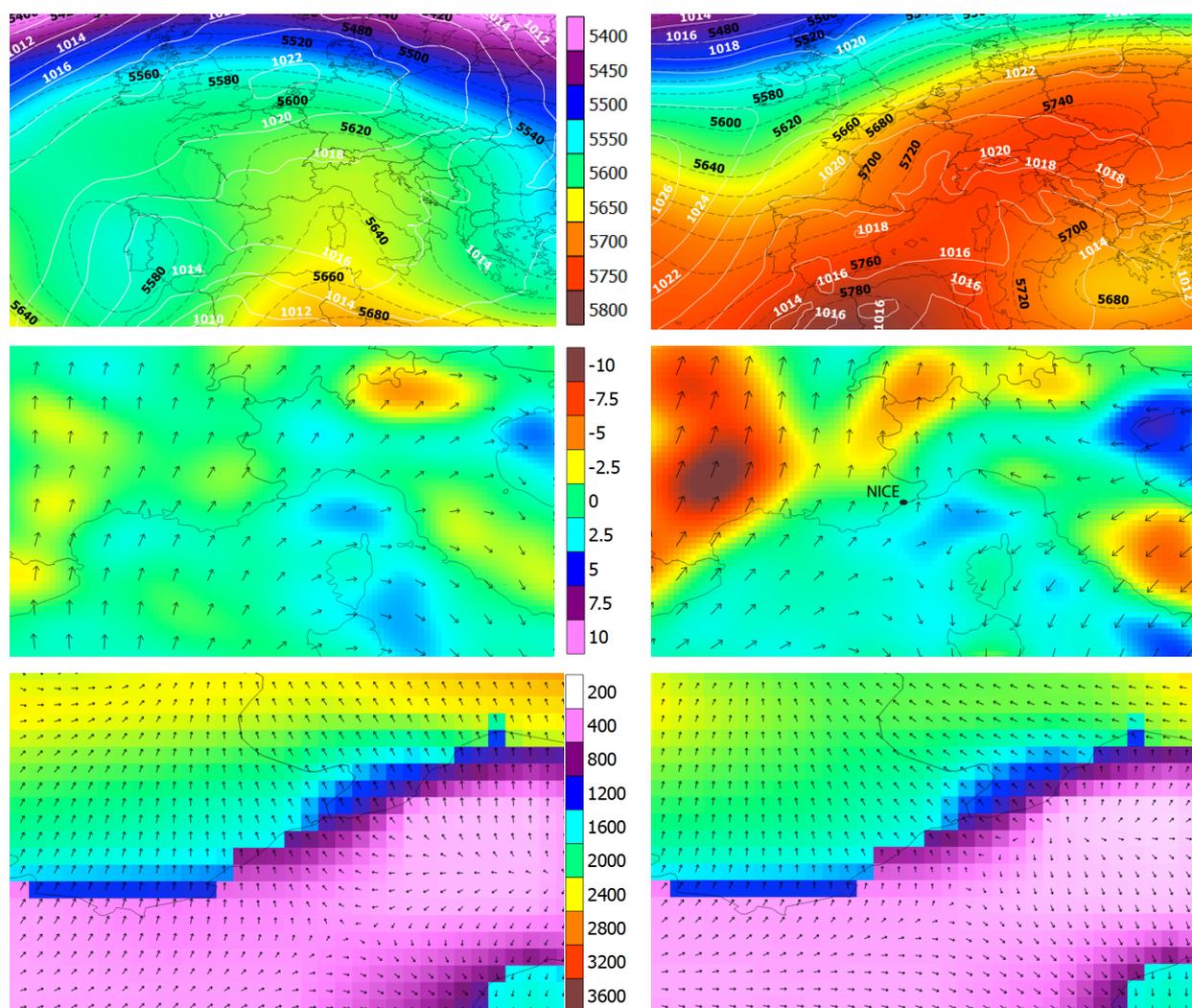
### **2.1 Réanalyses ERA Interim**

La réanalyse météorologique est une modélisation de l'atmosphère a posteriori qui a pour but d'intégrer l'ensemble des données observées à chaque pas de temps de la modélisation pour que celle-ci soit la plus fidèle possible à l'évolution d'un très grand nombre de variables météorologiques. Les résultats ainsi obtenus sont plus proches de la réalité que ce que ne l'étaient les prévisions météorologiques faites pour la même échéance. Le centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme (CEPMMT) propose en libre accès les sorties de ses réanalyses ERA-Interim (de 1979 à aujourd'hui) à une résolution spatiale de 0,75° pouvant être raffinées jusqu'à 0,125° (Dee et al., 2011). Ces tailles de pixels permettent d'atteindre des échelles spatiales proches de celles des conditions météorologiques locales, largement préférables aux résolutions proposées par les réanalyses du National Centers for Environmental Prediction (NCEP).

### **2.2 Configurations synoptiques moyennes des épisodes de pollution**

Les journées les plus polluées par l'ozone en 2007 et 2015 sont toutes marquées par la présence d'une dorsale anticyclonique surplombant le pourtour méditerranéen français et italien. Toutefois les cartographies du géopotential 500 hPa ne sont pas identiques ; l'anticyclone subtropical se positionne plus haut en latitude en 2015 par rapport à 2007 avec des pressions plus fortes puisque ses altitudes sont plus élevées d'une centaine de mètres. Cette différence peut s'expliquer par les dates printanières des pics de 2007 au regard de 2015, époque à laquelle classiquement les anticyclones subtropicaux sont plus bas en latitude qu'en été.

La présence de ces centres d'action génère des vitesses verticales positives sur l'extrême sud-est français et le golfe de Gènes, synonymes d'une grande stabilité atmosphérique, notamment au-dessus de la mer Méditerranée. En effet, la subsidence de la masse d'air est marquée à 500 hPa, mais faiblit ensuite au-dessus du continent à plus basse altitude ; les hauteurs de couche limite illustrent d'ailleurs la convection thermique induite par la proximité du substrat continental. A l'inverse cette dernière variable rencontre de très faibles valeurs au-dessus de la mer où les polluants atmosphériques primaires et secondaires s'accumulent dans une mince pellicule d'air de 100 à 300 m d'épaisseur (fig. 2). Cette accumulation se produit notamment la nuit lorsque le flux de brise de terre advecte au-dessus de la mer les masses d'air pollué par le trafic routier intense tout au long de la journée. Dès l'intensification du rayonnement solaire le lendemain matin, ces volumes d'air chargés en oxydes d'azote, composés organiques volatils, mais également en ozone produit la veille, sont le théâtre de nouvelles réactions de production de polluants secondaires. Ces nouveaux polluants se déplacent alors via la brise de mer sur le littoral où une hausse des concentrations d'ozone est observée ; celle-ci est provoquée par une photochimie locale à proximité des émissions de polluants primaires, mais également par un apport externe en provenance de la mer. Ce processus pluri journalier de « re-circulation » des masses d'air pollué via les brises thermiques explique pourquoi les plus fortes concentrations d'ozone sont enregistrées sur le littoral soumis à la brise de mer en journée. La confrontation des configurations moyennes de 2007 et 2015 des variables issues des réanalyses ERA-Interim ne montre pas d'évolution dans les mécanismes météorologiques décrits ci-dessus.



**Figure 2.** Configurations moyennes en 2007 (à gauche) et en 2015 (à droite) du géopotentielle 500 hPa en m et de la pression en surface en hPa (en haut), de la direction du flux à 500 hPa et des vitesses verticales en hPa/h (au milieu), et du flux à 10 m et des hauteurs de la couche limite atmosphériques en m (en bas) associées aux 10 jours les plus pollués des mesures itinérantes chaque année.

### 3. Discussion

Après analyse des données d'ozone récoltées sur le terrain et des conditions synoptiques moyennes associées aux jours les plus pollués de 2007 et 2015, aucune conclusion nette n'émerge. L'ozone, polluant secondaire complexe, et les pics d'ozone sont pour partie tributaires de la variabilité climatique naturelle interannuelle. Il s'agit d'un obstacle de taille au travail de comparaison présenté : les saisons photochimiques 2007 et 2015 ne proposent pas le même calendrier des situations synoptiques propices aux épisodes d'ozone. En effet, l'occurrence printanière en 2007 et estivale en 2015 des jours pollués par l'ozone nuit à l'identification d'un signal sur l'évolution des niveaux de concentrations au cours des pics. Cependant l'évolution pluriannuelle des plus fortes concentrations d'ozone ne dépend pas seulement des conditions météorologiques, mais aussi du niveau de fond d'ozone dans la troposphère ainsi que de l'intensité d'émission des gaz précurseurs.

Bien qu'étant très instable chimiquement, ce polluant persiste parfois plusieurs semaines dans l'atmosphère, et puisqu'il est tout le temps produit, naturellement ou artificiellement par les émissions des activités humaines, on constate un niveau de fond en dessous duquel les concentrations ne descendent pas (excepté en milieu urbain par destruction au contact du

monoxyde d'azote ou par dépôt sec au sol la nuit localement). Plus ce niveau de fond est élevé et moins il faut enrichir la masse d'air en nouvelles molécules d'ozone pour atteindre la même intensité de pic. Peu de postes de mesures en Europe permettent d'étudier l'évolution de cette valeur plancher ; à Mace Head en Irlande, une étude menée de 1987 à 2012 a montré qu'après avoir progressé à un taux de plusieurs  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  par an jusqu'au début du XXI<sup>e</sup> siècle, le niveau de fond en ozone était aujourd'hui stable dans cette partie du globe (Derwent et al., 2013). Ainsi, si un signal sur l'évolution des pics d'ozone enregistrés à Nice avait clairement été décelé entre 2007 et 2015, il ne serait pas la conséquence d'une modification de cette valeur seuil de l'ozone dans la troposphère.

Par ailleurs les pouvoirs publics européens ont mis en œuvre depuis le début des années 1990 une législation contraignante pour les constructeurs de véhicules à moteurs thermiques afin de réduire les émissions de polluants primaires. Ces normes d'émissions Euro évoluent tous les 4 à 5 ans, et depuis le 1<sup>er</sup> septembre 2015 la 6<sup>ème</sup> version est en vigueur sur notre continent alors qu'il y a 8 ans il s'agissait seulement de la 4<sup>ème</sup> version. Ainsi au fil du temps les parcs automobiles/poids lourds se renouvellent (il faut en moyenne une décennie pour un renouvellement profond), et les rejets de gaz précurseurs de l'ozone baissent. En France, le Centre Interprofessionnel Technique d'Étude de la Pollution Atmosphérique établit des inventaires d'émissions pour quantifier l'évolution des émissions polluantes sur le territoire national année après année. De 2007 à 2014 (chiffres de 2015 non disponibles), les émissions d'oxydes d'azote, de composés organiques volatils non méthaniques, de monoxyde de carbone et de méthane (gaz précurseurs de l'ozone) ont respectivement baissé d'environ 30%, 25%, 15% et 8% (CITEPA, 2015). Ces données suggèrent donc une atténuation du potentiel de production d'ozone durant les périodes de temps propices à la hausse des concentrations de ce polluant secondaire. Cependant ce n'est pas le constat qui a été dressé dans notre étude comparative entre 2007 et 2015.

## Conclusion

Les mesures d'ozone menées à Nice à 8 ans d'intervalle dressent un tableau similaire de la variabilité spatiale de ce polluant et de ses concentrations, à quelques nuances près. Bien que n'étant pas le miroir parfait l'une de l'autre, les conditions météorologiques moyennes associées aux pics d'ozone sont proches, mais pas complètement identiques, et confinent les polluants dans un faible volume d'air près de la surface, ce qui a pour conséquence de faire croître leurs concentrations. Les bénéfices de la réglementation européenne, qui impose régulièrement de plus faibles rejets polluants aux constructeurs de véhicules à moteur thermique, ne s'observent pas encore à Nice et dans ses environs pour la pollution par l'ozone en moyenne et lors des pics durant ces 8 dernières années.

**Remerciement :** Nous remercions le CEPMMT pour l'accès aux réanalyses ERA Interim.

## Bibliographie

- CITEPA, 2015. *Inventaire des émissions de polluants atmosphériques et des gaz à effet de serre en France – Séries sectorielles et analyses étendues*. Paris, CITEPA, 322 p.
- Dee D. P., Uppala S. M., Simmons A. J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., ... Vitart F., 2011. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **137** 553–597. <http://doi.org/10.1002/qj.828>
- Derwent R. G., Manning A. J., Simmonds P. G., Spain T. G., O'Doherty S., 2013. Analysis and interpretation of 25 years of ozone observations at Mace Head Atmospheric Research Station on the Atlantic Ocean coast of Ireland from 1987 to 2012. *Atmospheric Environment*, **80**, 361-368.
- Martin N., 2008. *La pollution par l'ozone et la climatologie dans un espace méditerranéen : les Alpes-Maritimes* (Thèse de doctorat). Université de Nice – Sophia Antipolis, France.

## LES TYPES DE TEMPS ET LA QUALITE DE L'AIR A CURITIBA (BRÉSIL)

MENDONÇA, F. A<sup>1</sup>, CASTELHANO, F. J.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>LABOCLIMA-UFPR – Centro Politécnico, Curitiba (Brésil), chico@ufpr.br ficastelhana@gmail.com

**Résumé** – Les conditions climatiques associées à des facteurs déterminants de la qualité de l'air ont un impact direct sur le processus de la dispersion ou de la concentration des polluants. La ville de Curitiba, située au sud du Brésil, dispose d'un réseau de surveillance de la qualité de l'air (Institut Environnemental du Paraná - IAP). Pour cette étude, nous analysons les données enregistrées pendant trois semaines (entre 2011 et 2012) où la qualité de l'air était spécifiquement mauvaise dans 4 stations de surveillance. Les données analysées concernent les particules totales en suspension (TSP), le NO<sub>2</sub> et le SO<sub>2</sub>. Pour la dispersion atmosphérique, nous appliquons l'analyse des types de temps hebdomadaires choisis pour l'étude en utilisant la méthode de l'analyse rythmique (Monteiro, 1971). Les résultats montrent que, tant pour les PST que pour le NO<sub>2</sub>, la dynamique similaire, avec une plus forte concentration lorsque les types de temps sont dominés par des systèmes polaires. Le SO<sub>2</sub> a cependant montré de plus fortes concentrations sous les types de temps dominés par les systèmes tropicaux.

**Mots-clés** : Qualité de l'air, analyse rythmique, types de temps, Curitiba, Brésil.

**Abstract** – *Weather types and air quality in Curitiba (Brazil).* The climate conditions, related to some determinants factors of the air quality have a direct impact over the process of dispersion and accumulation of the pollutants. The city of Curitiba, south of Brazil, keeps a monitoring network of air quality (Environmental Institute of Paraná – IAP). For this paper, will be analyzed the data registered in three specific weeks (between 2011 and 2012) that reveals bad air quality in four monitoring stations. The analyzed data are Total Suspended Particles (TSP), NO<sub>2</sub> and SO<sub>2</sub>. For the atmospheric dispersion, were made a weather types analysis using the Rhythmic Analysis method (Monteiro, 1971). The results highlight that the TSP and the NO<sub>2</sub> have a similar dynamic, with a higher concentration under the domain of polar systems. Otherwise the SO<sub>2</sub> has a stronger relation with tropical systems.

**Keywords:** Air quality, rhythmic analyse, weather types, Curitiba, Brazil.

### Introduction

Les niveaux de pollution atmosphérique dans les zones urbaines présentent des différences de valeurs et de spatialité, dépendant de plusieurs facteurs. Par exemple : l'urbanisation, l'industrialisation, les espaces verts, la quantité et le flux de véhicules, les conditions météorologiques, etc.

Les conditions météorologiques peuvent être définies comme un élément crucial dans la compréhension de la dispersion ou la concentration de polluants atmosphériques à un site donné (Hufty, 2001 ; McCormac, 1971).

Danni-Oliveira (2000) mentionne dans son étude de la pollution de l'air dans la ville de Curitiba (Brésil), la difficulté d'établir des liens directs entre les types de temps et la qualité de l'air, ce qui suggère toutefois une concentration plus élevée de polluants lorsque la région est dominée par des systèmes polaires (des systèmes froids originaires de pôle sud).

La relation entre les conditions météorologiques et la qualité de l'air a été amplement étudiée par des nombreux chercheurs dont Derisio (2012), Akpinar et al (2009), Guthjar (2002), Danni-Oliveira (2000) et Romero et al (1999), qui ont montré une corrélation négative entre les niveaux de pollution et l'humidité relative de l'air, les précipitations et la vitesse du vent.

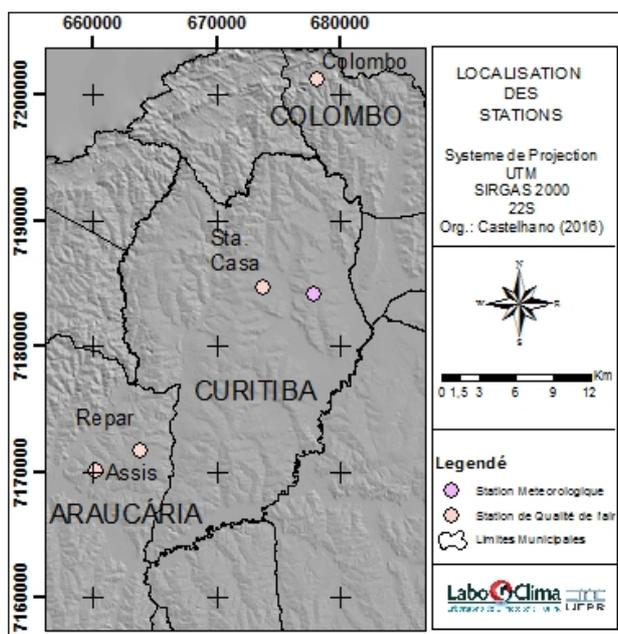
Ainsi, cette étude vise à examiner la relation entre les types de temps et la qualité de l'air dans la ville de Curitiba, capitale de l'État du Paraná, située dans le sud du Brésil. L'industrie et les services représentent la principale fonction de l'AUC – Agglomération Urbaine de Curitiba - qui compte environ 3 millions d'habitants et est située dans une région de climat

tropical d'altitude (Cfb selon Koeppen) – Mendonça (2012). La qualité de l'air dans cette zone urbaine a montré des moments de forte concentration de polluants au cours des dernières décennies, en particulier après l'intensification de l'industrialisation, de l'urbanisation et du trafic de véhicules.

## 1. Données et Méthodes

Cette étude traite de polluants tels que le dioxyde d'azote (NO<sub>2</sub>), le dioxyde soufre (SO<sub>2</sub>) et des particules totales en suspension (TSP) enregistrés dans les 11 stations officielles de l'IAP (Institut Environnemental du Paraná). Parmi celles-ci, nous en avons sélectionné 4 (REPAR, Assise, Colombo et Santa Casa - Figure 1) représentant des zones géographiques avec des caractéristiques différentes de l'AUC. Et pour 2 de ces stations (Colombo et Santa Casa), l'analyse a été limitée aux données de TSP parce qu'elles ne recueillent pas de données de NO<sub>2</sub> et de SO<sub>2</sub>.

La station REPAR est située à côté du complexe pétrochimique industriel dans le secteur sud de l'AUC. La station d'Assise est située dans un quartier résidentiel de la commune d'Araucaria et à côté du pôle pétrochimique. La station de Santa Casa est située dans la région centrale (densément urbanisée et vertical avec un important trafic de véhicules). Et finalement, la station Colombo est située dans la zone urbaine, une région légèrement dense et entourée par des grandes industries minières.



**Figure 1.** Localisation des stations de qualité de l'air et de la station météorologique dans le AUC.

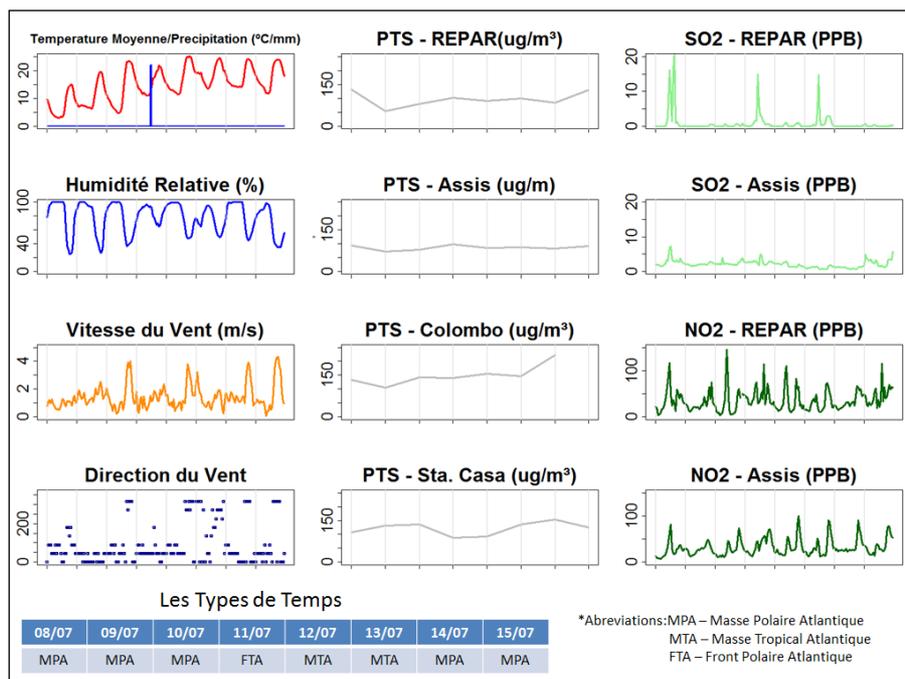
Pour l'analyse conjointe de ces données avec les types de temps, trois semaines ont été sélectionnées au cours des années 2011 et 2012, parmi lesquelles les niveaux de polluants ont été particulièrement élevés. Les données météorologiques ont été recueillies depuis la station officielle SIMEPAR située dans le secteur oriental de la ville. Les données météorologiques ainsi que les données de qualité de l'air ont été traitées avec l'utilisation des logiciels Excel et R. Les semaines sélectionnées pour l'analyse étaient les suivantes : du 08/07/2011 au 15/07/2011, du 28/09/2011 au 05/10/2011, et du 01/01/2012 au 08/01/2012.

L'étude des conditions météorologiques a été basée sur la méthode de l'analyse rythmique de types de temps (Monteiro, 1971), qui permet l'identification des types de temps quotidien à partir des éléments météorologiques et synoptiques du site d'étude.

## 2. Résultats

### 2.1 La semaine du 08/07/2011 au 15/07/2011

Le début de la première semaine d'analyse a été marqué par une stabilité atmosphérique sous l'action de la MPA (Masse Polaire Atlantique), ensuite une MTA (Masse Tropicale Atlantique) lui a succédé après le passage d'un FC (Front Chaud) le 11/07. Les vents dominants étaient d'est-nord-est toute la semaine ; il y a eu un petit événement de pluie (20 mm le 11/07) et des températures relativement basses (minimale de 2,2°C et maximale de 26,4°C) - Figure 2.



**Figure 2.** Curitiba : Observations atmosphériques et pollution de l'air - 08 au 15/07/2011.

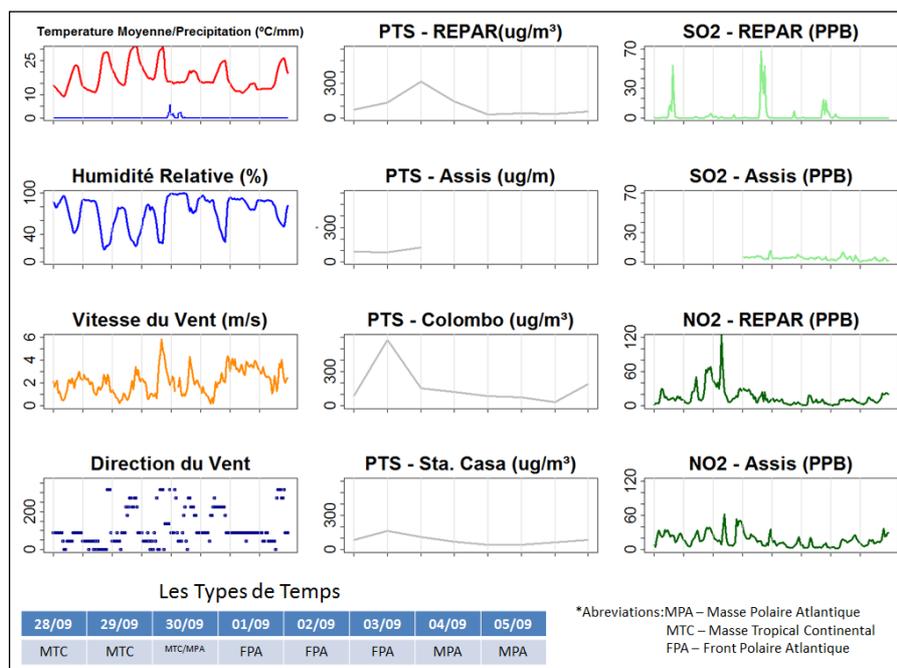
Source : SIMEPAR et IAP

Le SO<sub>2</sub> a présenté, en général, une concentration faible ; le pic était de 21,3 ppb à la Station REPAR. La plus forte concentration de ce polluant coïncide avec une période de vents plus faibles (moins de 1m/s et direction est-nord-est). Les niveaux de SO<sub>2</sub> de la Station d'Assise ont montré des effets similaires, car, après un pic des émissions à la Station REPAR sous vents forts de direction est-nord-est, un pic inférieur a été enregistré à la station d'Assise.

En ce qui concerne les TSP, on observe qu'à la Station Colombo des valeurs supérieures à 100 µg/jour ont été enregistrées pendant la semaine (223 µg/jour le 14/07/2011), le même jour où la Station de Santa Casa enregistrerait son pic de 153 µg/jour. La stabilité atmosphérique couplée avec un seul événement pluvieux tout au long de la semaine peuvent être considérés comme les facteurs responsables d'une telle situation. Au cours de ce seul événement pluvieux, il y a eu une baisse des valeurs TSP dans les stations de Santa Casa, Assise et REPAR, et les valeurs à la station de Colombo sont restées inchangées. Toutefois, dans les jours suivants, une baisse de l'humidité relative a été observée qui, associée aux vitesses de vent faibles, a entraîné une augmentation de la concentration des polluants dans toutes les stations le 14/07/2011.

## 2.2 La semaine du 28/09/2011 au 04/10/2011

Avant cette semaine, une MTC – Masse Tropicale Continentale – a marqué le temps dans la zone d'étude en provoquant des températures élevées et une faible humidité. Depuis le jour 01/10/2011, le passage d'un FPA (Front Polaire Atlantique) a été enregistré, il est resté pendant deux jours provoquant de petits épisodes de précipitations (12,6 mm et 5,0 mm respectivement les 02/10/2011 et 03/10/2011), une augmentation de l'humidité et la chute des températures (figure 3). Dès le deuxième jour, le TSP a fortement augmenté dans toutes les stations (atteignant 574  $\mu\text{g}/\text{jour}$  le 29/09 à la station Colombo).



**Figure 3.** Curitiba : Observations atmosphériques et pollution de l'air – 28/09/2011 au 05/10/2011.  
Source : SIMEPAR et IAP

Le passage d'un FPA le 30/09/2011 a entraîné une réduction significative des valeurs de pollution de l'air dans la zone d'étude. Jusqu'à ce jour, le temps présentait des teneurs en humidité faibles (17,5% le 29/09/2011), et les valeurs de TSP enregistrées étaient les plus élevées dans toutes les stations. L'arrivée du FPA a augmenté l'humidité relative ainsi que la vitesse du vent, favorisant de cette façon la dispersion des polluants qui ont effectivement chuté à partir du 30/09/2011.

Le  $\text{NO}_2$  suit une dynamique similaire (les émissions étaient maximales le 30/09/2011 et sont suivies par une chute brutale). La Station de REPAR a enregistré la plus forte concentration de ce polluant, ainsi que la Station d'Assise avec quelques heures de retard, sous un vent orienté est-nord-est.

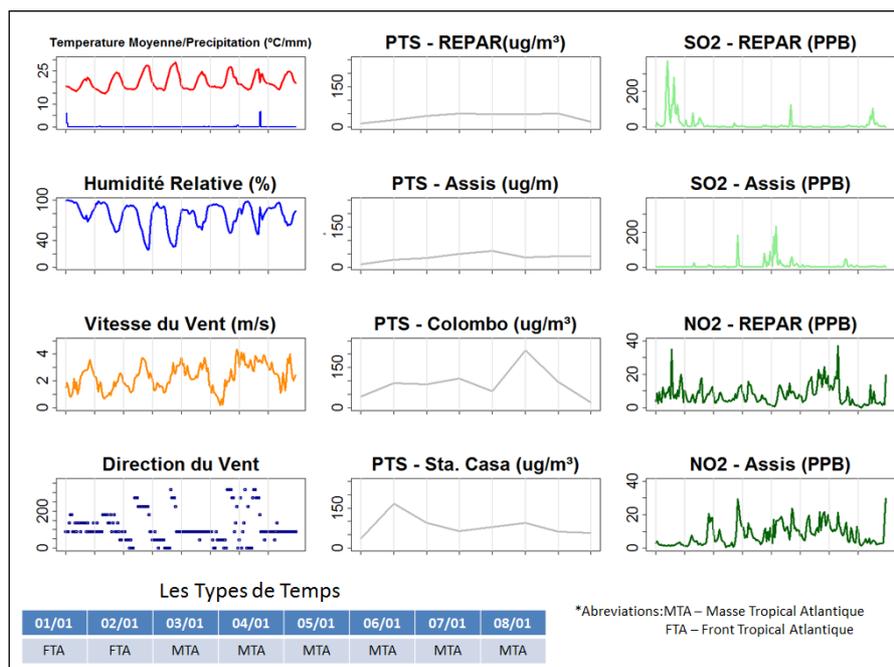
Au cours de la période d'analyse, le  $\text{SO}_2$  n'a pas dépassé les valeurs légales (75ppb) autorisées tels que ça s'était produit dans les semaines précédentes. Dans ce cas, il y avait une certaine difficulté à relier les pics maximums du polluant avec les systèmes météorologiques actifs, étant donné qu'il avait des valeurs continuellement élevées enregistrées à la fois sous l'actuation de la FPA que de la MTC.

## 2.3 La semaine du 01/01/2012 au 08/01/2012

Durant le début de la troisième semaine, la zone d'étude a été marquée par l'arrivée de la Zone de Convergence de l'Atlantique Sud (ZCAS), ce qui a favorisé le passage d'un FTA -

Front Tropical Atlantique. Ainsi, durant les deux premiers jours, il y a eu des pluies, une humidité relative élevée et des vitesses de vent importantes de direction est-sud-est.

Les observations de TSP tout au long de la semaine montrent une forte influence des épisodes de précipitations et de la vitesse du vent. Durant le premier jour, l'humidité était importante et quelques précipitations sont tombées, les indices étaient donc faibles. Durant le second jour, avec la baisse constante de l'humidité relative et de la vitesse du vent, les valeurs de TSP ont augmenté, avec un pic à la Station de Santa Casa (166  $\mu\text{g}/\text{jour}$ ). Depuis le jour 07/01/2012, avec la diminution des pluies et l'augmentation des valeurs de vitesse du vent, les valeurs du polluant ont fortement chuté, avec les valeurs les plus basses des trois semaines apparaissant le 08/01/2012.



**Figure 4.** Curitiba : Observations atmosphériques et pollution de l'air - 01 au 08/01/2012.  
Source : SIMEPAR/IAP.

Le  $\text{SO}_2$  et le  $\text{NO}_2$  suivent la même logique rapport à la précipitation. Les valeurs des deux polluants étaient faibles dans les heures exactes où les pluies ont été enregistrées, et ils ont augmenté directement après la fin de la pluie. Le pic de  $\text{SO}_2$  dans la station située à proximité de la raffinerie (REPAR) a été enregistré le premier jour (375 ppb / heure) : même si cette valeur était élevée, elle n'a pas été observée à la station d'Assise, pourtant située à proximité, en raison de la direction du vent dominant est-sud-est.

En ce qui concerne le  $\text{NO}_2$ , le pic observé le premier jour de l'année dans la station REPAR n'a pas été enregistré de la même manière dans la station d'Assise, parce que les vents ne soufflaient pas dans sa direction. Cependant, un délai d'environ six heures a été observé entre les deux, et cette situation peut encore être observée durant les jours 06/01 et 07/01. Les valeurs de  $\text{NO}_2$  de la station d'Assise suivent un même comportement que celles pour le  $\text{SO}_2$ , avec des pics les jours 04/01 et 05/01 à la même heure et différés par rapport aux valeurs de REPAR.

## Conclusion

L'analyse de l'interaction entre la qualité de l'air et certaines variables climatiques de l'AUC – Agglomération Urbaine de Curitiba - développée dans le cadre de cette brève étude a confirmé plusieurs perspectives théoriques, mais a ouvert quelques questions.

Au cours des périodes durant lesquelles la région est sous la dominance de systèmes atmosphériques continentaux, il y avait une plus forte concentration et une augmentation des niveaux de TSP ainsi que de SO<sub>2</sub>, tandis que sous des systèmes frontaux il y avait une plus grande dispersion d'entre eux. Une telle logique ne vaut pas pour le NO<sub>2</sub>, qui, en fonction de ses caractéristiques chimiques, montre une augmentation de la concentration en agissant des systèmes tropicaux continentaux et océaniques, et ses concentrations sont directement corrélées à la vitesse du vent et à la température de l'air.

Comprendre les facteurs spatiaux apparaît crucial dans la compréhension de la dynamique des polluants dans l'AUC. À Colombo, l'influence des zones minières est visible autour d'elle. Ce site a été marqué comme le pire de l'AUC par rapport aux valeurs enregistrées de TSP, bien loin au-dessus des valeurs légales acceptables.

La station de Santa Casa obtient des résultats liés à un certain nombre de facteurs spatiaux caractéristiques des grands centres urbains : l'importante circulation des véhicules, l'augmentation des émissions, la présence de hauts bâtiments qui empêchent la circulation du vent, et par conséquent, empêchent également la dispersion des polluants, et néanmoins, il existe quelques espaces verts qui aideraient à la filtration et à la rétention des polluants.

À la station de REPAR, on a pu observer l'influence directe de complexes industriels sur la mauvaise qualité de l'air dans la région.

Il est important de noter également la saisonnalité dans les données recueillies. Il a été observé, par exemple, que les TSP et les polluants de NO<sub>2</sub> ont montré des valeurs plus élevées durant les mois d'hiver. Alors que c'est pendant les semaines d'été que le dioxyde de soufre a montré une concentration plus élevée. Notons encore que dans cette étude, les données climatiques sont originaires d'une seule source (station météorologique du SIMEPAR) ; ainsi, une étude plus approfondie du climat urbain (et ses variations spatiales et temporelles) pourrait améliorer la compréhension des épisodes analysés.

Finalement, le problème de la pollution de l'air de l'AUC met en évidence la conjonction de conditions d'urbanisation, d'industrialisation, du flux de véhicules et des types de temps favorables à la concentration de polluants dans la ville.

## Bibliographie

- Akpınar E., Akpınar S., Oztop H., 2009. Statistical analysis of meteorological factors and air pollution at winter months in Elazığ, Turkey. *Journal of Urban and Environmental Engineering*, **3**, 7-16.
- Danni-Oliveira I. M., 2000. *A cidade de Curitiba e a Poluição do ar* (Thèse de doctorat). Université de São Paulo, Brazil.
- Derisio J. C., 2012. *Introdução ao Controle de Poluição Ambiental*. São Paulo, Oficina de Textos.
- Gutjahr M. R., 2002. *A Poluição do Ar em Paulínia (SP) : Uma Análise Histórico-Geográfica do Clima* (Thèse de doctorat). Université de São Paulo, Brazil.
- Huft A., 2001. *Introduction à la Climatologie – Le rayonnement et la température, l'atmosphère, l'eau, le climat et l'activité humaine*. Laval, Presses de l'Université.
- Mc Cormac B. M., 1971. *Introduction to the Scientific Study of Atmospheric Pollution*. Dordrecht, D. Reidel Publishing Company.
- Mendonça F., 5-8 sept. 2012. Les inondations urbaines à Curitiba (Brésil). *Actes du XXV<sup>ème</sup> colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, 5-8 septembre 2012 (pp. 517-523). Grenoble, France.
- Monteiro C., 1971. *Análise Ritmica em Climatologia*. Université de São Paulo, Brazil.
- Romero H., Rivera, A., Zalazar P., Azocar, P., 1999. Rapid Urban Growth, Land-use Changes and Air Pollution in Santiago, Chile. *Atmospheric Environment*, **33**, 4039-4047.

## L'AUGMENTATION DE LA POLLUTION ATMOSPHERIQUE PAR TEMPS DE BROUILLARD A LYON

RENARD F.<sup>1</sup>, FUJIKI K., LANGLOIS de SEPTENVILLE W., SOTO D.

<sup>1</sup>Université Jean Moulin Lyon 3 – UMR 5600 Environnement Ville Société CNRS,  
18, rue Chevreul – 69007 Lyon, florent.renard@univ-lyon3.fr

**Résumé** – Lyon a longtemps été connu pour ses brouillards. La fréquence de ces derniers est en baisse depuis le début du 20<sup>ème</sup> siècle, en raison de l'augmentation des températures minimales en ville et d'un brassage de l'air plus vigoureux. Nous assistons cependant à une recrudescence de ceux-ci, depuis la fin du 20<sup>ème</sup> siècle. Ce phénomène est à considérer avec attention, à cause des risques pour le transport mais aussi pour la santé que ces derniers représentent. En effet, le brouillard est concomitant à une diminution de la qualité de l'air avec des concentrations en augmentation pour les principaux polluants, à l'exception de l'ozone. Ces augmentations de concentration se retrouvent à l'échelle horaire et la qualité de l'air est d'autant plus dégradée lors de la persistance des brouillards sur plusieurs jours.

**Mots-clés** : brouillard, pollution atmosphérique, santé, particules fines, ozone

**Abstract** – *The increase of air pollution in Lyon during fog time.* Lyon has long been known for its fog. The frequency of these is declining since the early 20th century, due to the increase in minimum temperatures in the city and a more vigorous mixing of air. However, a resurgence of these can be observed, since the late 20th century. This is to be carefully considered, because of the risks for health. Indeed, the fog is linked with a decrease in air quality. The concentrations of main pollutants significantly increase, with the exception of ozone. These increases in concentration are found at an hourly scale and air quality is particularly degraded during persistent fog on consecutive days.

**Keywords**: fog, atmospheric pollution, health, particulate matter, ozone

### Introduction

Si, à l'échelle nationale, l'agglomération lyonnaise est aujourd'hui favorablement connue pour sa gastronomie, elle l'a aussi longtemps été d'une manière plus négative pour ses nombreux brouillards. Stendhal a écrit que « Lyon est le pays de la boue noire et des brouillards épais, cent fois plus que Paris » (1838). Ce brouillard est un phénomène très dangereux pour la visibilité mais aussi pour son impact sur la santé, notamment sur les voies respiratoires. En effet, ils ont des « impacts sur la chimie atmosphérique dans la couche de surface et donc sur la qualité de l'air » (Dupont, 2011). Cet article va s'intéresser aux évolutions des brouillards lyonnais puis étudiera les relations entre la pollution atmosphérique contemporaine et les occurrences de brouillard, notamment les concentrations en particules fines, en oxydes d'azote et en ozone.

### 1. Le brouillard Lyonnais : une tendance à la baisse malgré une récente remontée

Le brouillard est un type de condensation fait de gouttelettes en suspension ou de cristaux de glace, à un niveau très bas et limitant la visibilité horizontale à moins de 1 km. Au-delà, cette manifestation est appelée « brume » (Tardif and Rasmussen, 2007). A Lyon, ils se répartissent principalement d'octobre à février, avec des maximums pour les mois de décembre et de janvier avec respectivement 6,8 et 6,9 jours de brouillards par mois, en moyenne, sur la période 1921 – 2015<sup>2</sup>. En effet, avec 25 jours de brouillard par an sur la période 1981-2010, Lyon se place loin derrière des villes comme Mâcon (41 jours), Bordeaux (52) ou Limoges (82). Le déclin du brouillard est observé dans toutes les grandes villes

---

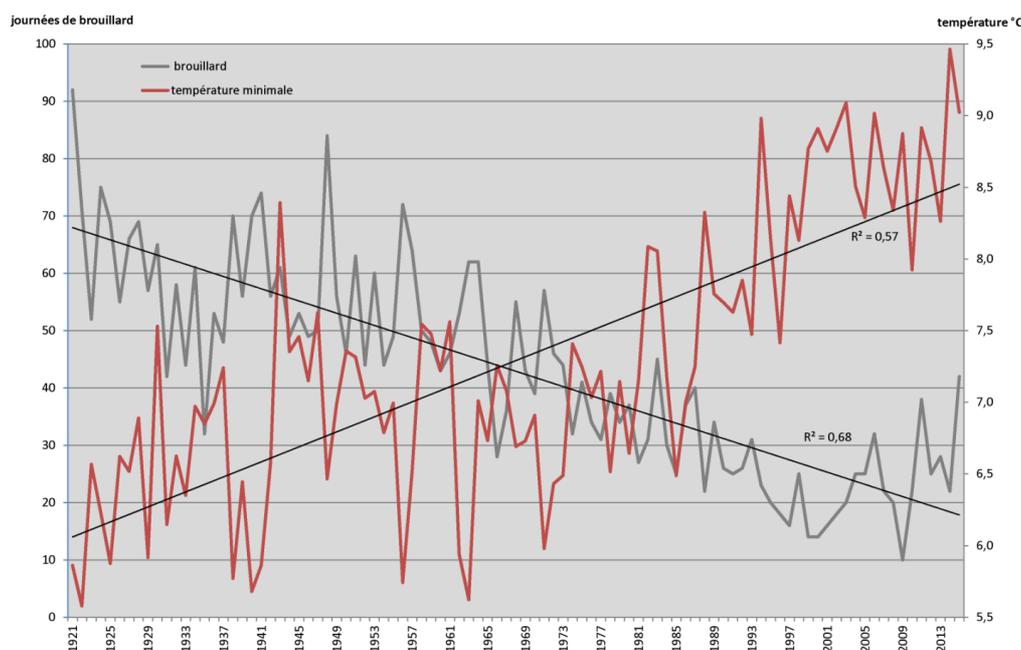
<sup>2</sup> Données de la station Météo-France de Lyon-Bron

européennes et Lyon ne fait pas exception à la règle (Vautard et al., 2009) avec 70 jours de brouillard environ au début des années 1920 et seulement une quinzaine à la fin du 20<sup>ème</sup> siècle, soit -0,53 jour/an (Fig. 1).

Le test de tendance de Mann-Kendall (Mann, 1945) confirme cette tendance à la baisse avec un tau de Kendall de -0,65 (p-value < 0,0001). Il peut cependant être remarqué un accroissement depuis 1999, et nous connaissons aujourd'hui des valeurs annuelles similaires à celles du milieu des années 1980, avec par exemple 42 journées de brouillard pour 2015. Le test de tendance de Mann-Kendall confirme cet accroissement sur la période 1999-2015 (tau de Kendall = 0,51 ; p-value = 0,03).

Deux explications principales sont avancées pour expliquer cette baisse (dans Comby (1997) et Vautard et al. (2009) par exemple) :

- la hausse des températures en milieu urbain lié à l'îlot de chaleur urbain, auquel nous pouvons rajouter le réchauffement climatique global actuel. Cette hausse des températures repousse le seuil de condensation et limite ainsi la formation du brouillard (à condition que l'humidité absolue de la masse d'air n'augmente pas également en même temps que la température) ;
- une atmosphère plus agitée, notamment la proportion des vents supérieurs à 1 m/s, défavorables à l'apparition du brouillard.



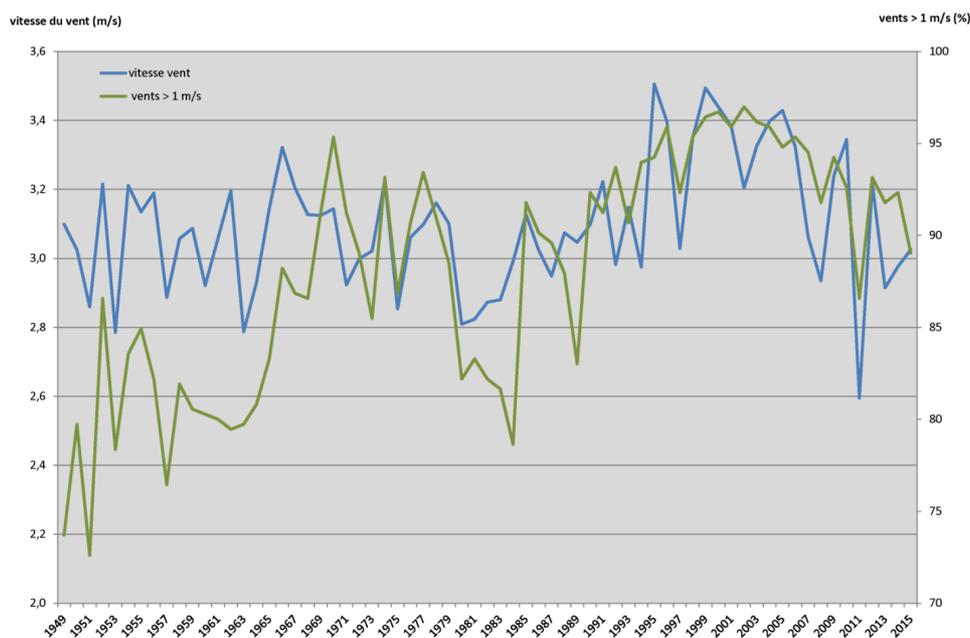
**Figure 1.** Nombre annuel de jours de brouillard et température minimale moyenne annuelle à Lyon (1921-2015)

Or, les températures minimales moyennes annuelles sont en augmentation depuis le début du siècle (Fig. 2) comme le révèle le test de Mann-Kendall et son tau de 0,55 (p-value < 0,0001), passant de 6°C environ au début des années 20 à 9°C aujourd'hui. Le coefficient de corrélation entre le nombre de jours de brouillard annuel et la température minimale moyenne annuelle est de -0,73 et traduit ainsi une forte corrélation négative.

Nous constatons aussi un brassage plus fort et plus fréquent de l'air, ce qui limite aussi la formation du brouillard (Fig. 2). Les tests de tendance de Mann-Kendall sur la vitesse du vent et la proportion des vents supérieurs à 1 m/s nous indiquent des tendances à la hausse avec respectivement des tau de 0,16 et 0,53 (p-values ≤ 0,03). Il existe ici aussi une forte corrélation négative entre le nombre de jours de brouillard annuel et la proportion des vents supérieurs à 1 m/s car le coefficient de corrélation est de -0,77. La conjugaison de ces deux

paramètres peut ainsi expliquer la tendance à la baisse du nombre de jours de brouillard à Lyon depuis le début du 20<sup>ème</sup> siècle.

La remontée du nombre de jours de brouillards depuis la fin du 20<sup>ème</sup> siècle pourrait s'expliquer par les baisses de la vitesse du vent constatée depuis 1999 et de la proportion des vents supérieurs à 1 m/s. Ces tendances à la baisse sont identifiées par le test de Mann-Kendall, avec des tau respectifs de -0,56 et -0,75 (p-values  $\leq 0,001$ ). Le coefficient de corrélation entre le nombre de jours de brouillard et la vitesse du vent, sur la période 1999-2015, est de -0,54. La corrélation négative est encore plus forte entre le nombre de jours de brouillard et la proportion des vents supérieurs à 1 m/s car le coefficient de corrélation atteint pour cette période une valeur de -0,72. Cette atmosphère moins agitée pourrait ainsi expliquer cette récente tendance à la hausse des jours de brouillard, malgré une augmentation des températures minimales qui se poursuit. Cette recrudescence des jours de brouillard est inquiétante pour les risques qu'elle induit, notamment pour le manque de visibilité et le ralentissement des circulations, mais surtout pour ses conséquences sur la qualité de l'air. En effet, les occurrences de brouillard jouent un rôle considérable sur le plan sanitaire car « les rejets de polluants, dans une atmosphère stable et saturée en eau, peuvent conduire à une accumulation de composés pouvant avoir des effets nocifs sur la santé » (Bergot et al., 2008). Ainsi, la deuxième partie de cet article va s'intéresser aux relations entre les jours de brouillards et la qualité de l'air à Lyon.



**Figure 2.** Vitesse du vent (à 10 m) moyen annuel (m/s) et proportion (%) des vents supérieurs à 1 m/s (1949 – 2015)

## 2. De fortes variations de la pollution atmosphérique lors des occurrences de brouillard

D'après l'OCDE, « la pollution atmosphérique extérieure constitue un problème environnemental important qui pèse directement sur la qualité de vie des gens. En dépit d'initiatives nationales et internationales et d'une baisse des principales émissions de contaminants, les effets de la pollution atmosphérique urbaine sur la santé continuent de s'aggraver et la pollution de l'air devrait devenir la première cause environnementale de mortalité prématurée au niveau mondial à l'horizon 2050 ».

Les différentes études de l'Institut de Veille Sanitaire (InVS) sur Lyon (Coparly, 2010 ; INVS, 2006) ont confirmé l'impact de la pollution particulaire sur la santé humaine en

réduisant de 7 mois la durée de vie des lyonnais âgés de plus de 30 ans, et en augmentant de 15% l'asthme chez les enfants résidants à proximité du trafic routier. L'agglomération lyonnaise possède les teneurs en particules fines et en dioxyde d'azote les plus élevées de la région Rhône-Alpes, et est visée par l'Union Européenne pour non-respect de la Directive du 21 mai 2008, relative à la qualité de l'air ambiant et un air pur pour l'Europe.

Le phénomène d'inversion thermique est un facteur péjorant de la qualité atmosphérique et le brouillard peut parfois renforcer ce phénomène en masquant une grande partie du rayonnement solaire. Ainsi, les fumées d'origine industrielle ou domestique qui s'élèvent dans un premier temps puisqu'elles sont chaudes « prennent rapidement la température de la couche environnante » (Ruby, 1932), « se refroidissent et ne peuvent plus dépasser le sommet du brouillard en raison de l'inversion de température à ce niveau » (Comby, 1997). En milieu urbain, ce phénomène a le désavantage de concentrer les polluants atmosphériques.

Les concentrations en polluants sont fournies par l'observatoire Air Rhône-Alpes. Le choix de la station de mesure a été motivé par trois critères : sa centralité lyonnaise, sa mesure des polluants de fond et son emplacement urbain. La station de Lyon Centre a donc été choisie et les principales données utilisées dans cette étude sont à disposition depuis février 2007. En outre, elle est relativement proche de la station météorologique (8 km).

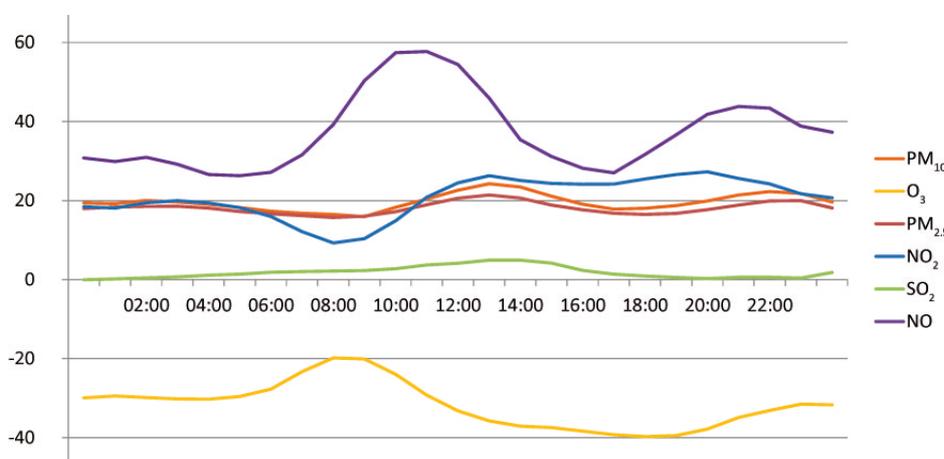
Le brouillard a une action directe sur les principaux polluants mais il convient de préciser dans un premier temps que tous ces polluants présentent des concentrations en baisse depuis début février 2007, à l'exception de celle en ozone qui reste stable. Cependant, ces concentrations en polluants connaissent une forte augmentation lors de la présence de brouillard. Le test de Mann-Whitney a aussi été utilisé ici pour tester la significativité des différentes concentrations enregistrées lors de la présence ou de l'absence de brouillard et indique une différence significative ( $p$ -value < 0,0001) sur les différentes concentrations.

Plus précisément, nous constatons une augmentation des concentrations en oxydes d'azote qui avoisinent toutes deux les  $50 \mu\text{g}/\text{m}^3$  (Tableau 1). Le NO connaît une très forte augmentation, passant d'une concentration moyenne de  $11,3 \mu\text{g}/\text{m}^3$  à  $48,4 \mu\text{g}/\text{m}^3$ , soit un accroissement relatif de 329 %. Il en est de même pour les particules. Les PM10 passent de  $25,4$  à  $41,9 \mu\text{g}/\text{m}^3$  et les PM2,5 de  $18,6$  à  $33,9 \mu\text{g}/\text{m}^3$ . Même le SO<sub>2</sub> connaît un accroissement significatif, passant de  $2,3$  à  $3,7 \mu\text{g}/\text{m}^3$ . A l'inverse, la concentration en ozone connaît une forte baisse par jours de brouillard, passant en moyenne de  $47$  à  $15,1 \mu\text{g}/\text{m}^3$ . Cette diminution ne serait sans doute pas expliquée par le blocage par la couche de brouillard du rayonnement solaire qui ne pourrait ainsi contribuer à la formation d'ozone troposphérique, mais plus par les fortes concentrations en polluants primaires. En effet, dans l'hémisphère Nord, le niveau de fond en ozone se situe entre  $80$  et  $100 \mu\text{g}/\text{m}^3$ , alors qu'il n'est que de  $47 \mu\text{g}/\text{m}^3$  à la station de mesure (Tableau 1). Cette faible concentration serait expliquée par les fortes concentrations en polluants primaires (NO<sub>2</sub> :  $31,5 \mu\text{g}/\text{m}^3$ , NO :  $11,3 \mu\text{g}/\text{m}^3$  par absence de brouillard – tableau 1) qui détruiraient l'ozone en grande partie. Par temps de brouillard, en raison d'une plus forte stabilité atmosphérique, l'augmentation de la concentration en polluants primaires (NO<sub>2</sub> :  $51,4 \mu\text{g}/\text{m}^3$ , NO :  $41,4 \mu\text{g}/\text{m}^3$  par temps de brouillard) expliquerait ainsi la baisse de concentration en ozone (titration d'ozone). Enfin, le dépôt sec d'ozone au sol détruit efficacement ce polluant quand l'air est stable.

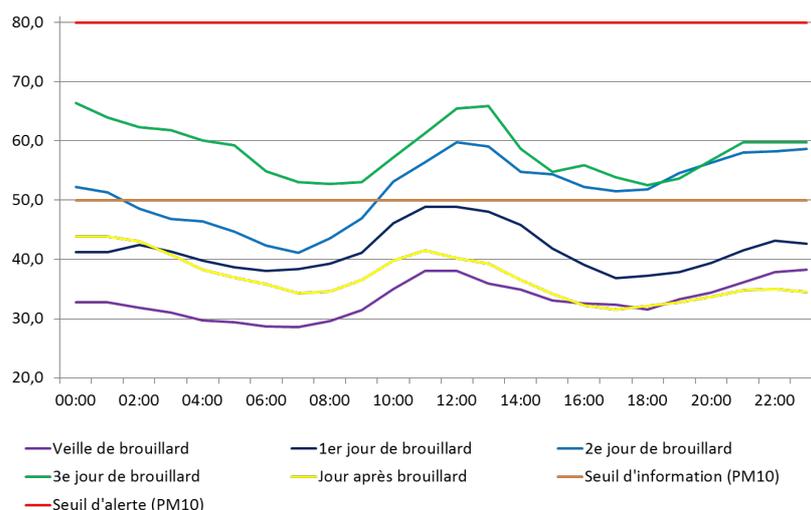
**Tableau 1.** Concentrations ( $\mu\text{g}/\text{m}^3$ ) et accroissement relatif (%) des différents polluants lors de l'absence ou de la présence de brouillard (2007 – 2015)

	NO <sub>2</sub>	NO	O <sub>3</sub>	PM10	PM2,5	SO <sub>2</sub>	ATMO
absence de brouillard	31,5	11,3	47,0	25,4	18,6	2,3	4,3
présence de brouillard	51,4	48,4	15,1	41,9	33,9	3,7	5,3
accroissement (%)	+63,3	+329,2	-67,9	+64,8	+82,2	+61,7	+23,3

Ces effets du brouillard se confirment aussi à l'échelle horaire (Fig. 3). Ainsi, nous assistons à un pic de NO en milieu de matinée et en soirée, qui atteint une concentration de 85  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  puis de 55  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  environ. Le NO<sub>2</sub> et les particules ne sont pas en reste avec une augmentation nette, notamment durant les mêmes créneaux horaires que le NO. La baisse de concentration de l'ozone identifiée à l'échelle journalière se retrouve à l'échelle horaire. La variation quotidienne est similaire, avec un creux entre 08h et 09h et un pic vers 16h, mais avec des concentrations inférieures d'environ 30  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  pour chaque heure de la journée, par rapport à des jours sans brouillard.



**Figure 3.** Evolution horaire moyenne ( $\mu\text{g}/\text{m}^3$ ) de la concentration en principaux polluants lors de la présence de brouillard, par rapport aux jours clairs (2007 – 2015)



**Figure 4.** Concentration en PM10 ( $\mu\text{g}/\text{m}^3$ ) à Lyon Centre, en fonction de jours de brouillard consécutifs (2007 – 2015 ; 225 jours de brouillards, 139 épisodes)

Enfin, l'évolution de la concentration de PM10 est étudiée lors des brouillards persistants plusieurs jours, heures après heures. On assiste à une constante et très forte augmentation de cette concentration avec les jours consécutifs de brouillard, allant même jusqu'à un

accroissement de 30  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  environ au troisième jour (Fig. 4). Il est à noter que le seuil d'information de 50  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  est dépassé dès 10h le deuxième jour de brouillard.

## Conclusion

Lyon a longtemps été connu pour ses brouillards, même si cette réputation de capitale française a quelque peu été exagérée. Ces derniers sont cependant en nette diminution depuis le début du 20<sup>ème</sup> siècle. Cette diminution de fréquence serait liée à l'augmentation des températures, notamment minimales, ainsi qu'à un brassage de l'air plus vigoureux. Outre son risque pour la circulation, le brouillard est concomitant à une diminution de la qualité de l'air : on observe des augmentations en concentrations en particules, en dioxyde de soufre et en oxydes d'azote. A l'inverse, on observe une diminution de la concentration en ozone en raison de l'augmentation de la concentration en oxydes d'azote. Ces variations quotidiennes se retrouvent aussi à l'échelle horaire. En effet, dans ce cas de figure, on assiste aussi à une augmentation des polluants et des particules avec la persistance du brouillard pendant plusieurs jours consécutifs. A cela s'ajoute la recrudescence des journées de brouillard, observée depuis la fin du 20<sup>ème</sup> siècle.

## Remerciements

Les auteurs remercient Météo-France et Air Rhône-Alpes pour la mise à disposition des données, ainsi que M. Martin pour ses conseils très pertinents.

## Bibliographie

- Air Rhone-Alpes, 2016. *La qualité de l'air en Rhone-Alpes* [en ligne]. Disponible sur : <http://www.air-rhonealpes.fr/>
- Bergot T., Haeffelin M., Musson-Genon L., Tardiff R., Colomb M., Boitel C., Bouhours G., Bourriane T., Carrer D., Challet J., Chazette P., Drobinski P., Dupont E., Dupont J.-C., Elias T., Fesquet C., Garrouste O., Gomes L., Guérin A., Lapouge F., Lefranc Y., Legain D., Morange P., Pietras C., Plana-Fattori A., Protat A., Rangognio J., Raut J.C., Remy S., Richard D., Romand B., Zhang X., 2008. Paris-Fog: researchers in the fog. *La Météorologie*, **62**, 48–58.
- Comby J., 1997. A propos des brouillards lyonnais. *Revue de Géographie de Lyon*, **72**, 333–337. doi:10.3406/geoca.1997.4714
- Coparly, 2010. *L'air du Rhône et de la côte de l'Ain*. Rapport annuel. Lyon, Coparly, 46 p.
- Dupont J.-C., 2011. La campagne de mesure ParisFog. *La Météorologie*, **74**, 4–5.
- INVS, 2006. *Evaluation de l'impact sanitaire de la pollution atmosphérique urbaine. Agglomération de Lyon. Impacts à court et à long terme*, DRASS Rhône-Alpes, Lyon, 24 p.
- Mann H. B., 1945. Nonparametric Tests Against Trend. *Econometrica*, **13**, 245–259. doi:10.2307/1907187
- OECD Better Life Index, 2016. *Environnement* [en ligne]. Disponible sur: <http://www.oecdbetterlifeindex.org/fr/topics/environnement/> (consulté le 15/01/2016)
- Ruby C., 1932. A propos des brouillards lyonnais. Brouillard et Brume. *Études Rhodan.* **8**, 1–8. doi:10.3406/geoca.1932.5571
- Stendhal, 1838. *Mémoires d'un touriste*. Paris : Gallimard, Collection Folio classique (n° 5857), 148 p.
- Tardif R., Rasmussen R.M., 2007. Event-Based Climatology and Typology of Fog in the New York City Region. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* **46**, 1141–1168. doi:10.1175/JAM2516.1
- Vautard R., Yiou P., van Oldenborgh G. J., 2009. Decline of fog, mist and haze in Europe over the past 30 years. *Nat. Geosci.* **2**, 115–119. doi:10.1038/ngeo414

## QUI CONTROLE LES PICS DE POLLUTION ? LA SITUATION METEOROLOGIQUE OU LE PREFET ?

ROUSSEL I.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Université de Lille 1, Association pour la prévention de la pollution atmosphérique APPA, appa.rou@ gmail.com

**Résumé** – Pour de nombreuses raisons, les normes ont joué un grand rôle dans la gestion de la pollution atmosphérique en France. Ainsi, les épisodes au cours desquels les niveaux de pollution dépassent les normes adoptées suscitent un émoi certain auquel les médias accordent beaucoup de prix tandis que les pays voisins, soumis eux aussi à des niveaux de pollution élevés, restent beaucoup plus sereins. La typologie de ces épisodes est variée car ils peuvent être plus ou moins étendus ou persistants selon la situation météorologique. En outre, leurs effets sont différents selon le type de polluant piégé dans les basses couches de l'atmosphère. L'Etat français a opéré une gestion de la pollution atmosphérique à travers les pics transformés en alertes administratives dont les caractéristiques ont évolué selon les nombreux décrets ou arrêtés donc ces pics ont fait l'objet. Pourtant, on peut s'interroger sur la pertinence de ce mode de gestion qui ne correspond pas à des impératifs sanitaires et qui a eu tendance à démobiliser les acteurs locaux.

**Mots-clés** : pics de pollution, normes de pollution, alertes préfectorales, réglementation

**Abstract** – *Who controls the peaks of air pollution ? The meteorological situation or the Prefect ?* For several reasons, the standards played a large part in the management of the air pollution in France. So, the episodes during which the levels of pollution exceed the adopted standards arouse certain emotion to which the media grant a lot of price whereas the nearby, countries showing too a high levels of pollution, remain much more quiet. The typology of these episodes is varied because they can be more or less spread or persistent according to the meteorological situation. Besides, their effects are different according to the type of pollutant trapped in the boundary layers of the atmosphere. The French State operated a management of the atmospheric pollution through peaks transformed into administrative alerts the characteristics of which evolved according to the numerous orders and laws controlling these peaks. Nevertheless, we can wonder about the relevance of this mode of management which does not correspond to sanitary aims and which tended to demobilize the local actors. espace après 6 points.

**Keywords**: peak of atmospheric pollution, alert, standards and rules

### Introduction

Les pointes de pollution correspondent à une forte accumulation de polluants dans l'atmosphère à la faveur d'inversions de température qui bloquent la dispersion des émissions. L'origine de ces concentrations élevées est donc liée à la situation météorologique comme le montre Deprost (2015) : « *Les conditions météorologiques régissent le transport des masses d'air, la dispersion et le lessivage, mais aussi les émissions (davantage d'émissions liées au chauffage ou au moteurs froids lorsque les températures baissent) et les réactions chimiques (formation photochimique du nitrate d'ammonium). La météorologie agit donc de façon multiple sur les concentrations de particules PM<sub>10</sub>, et peut donc aussi bien provoquer ou accentuer les épisodes de pollution que permettre de les résorber* ». Ces épisodes caractérisés par des niveaux élevés de pollution, supérieurs à des seuils qui ont pu varier dans le temps, s'opposent à la pollution de fond, chronique, pouvant bénéficier de bonnes conditions de dispersion dans l'atmosphère, correspondent à des niveaux de pollution plus faibles même si les émissions locales restent les mêmes.

Quelle que soit la réalité géographique de ces épisodes de forte pollution, l'Etat français dans sa compétence régaliennne s'est saisi du phénomène pour assurer la sécurité sanitaire des habitants. De très nombreux décrets et circulaires ont essayé de gérer ces épisodes en transformant la réalité de la pointe en alerte à l'aide des normes. Contrairement aux pays voisins qui ne disposent pas de réglementations spécifiques pour ces épisodes, les pointes, en

France, sont devenues un outil de la gestion de la pollution qui relève d'une compétence de l'Etat comme le souligne le récent rapport de la Cour des comptes (2016).

Autant les alertes industrielles à la fin du XXe siècle, ont pu présenter une certaine efficacité pour réduire les émissions industrielles, autant, par la suite, la complexité des sources, de plus en plus diffuses, a rendu les alertes inefficaces pour réduire les émissions ; en revanche, très médiatisées, ces épisodes ont servi à dévoiler la question de la pollution de l'air et à développer toute une pédagogie à partir de la forte médiatisation du phénomène.

Toutes ces considérations, largement développées dans un numéro spécial de la revue « Pollution atmosphérique » (Rousset, 2015) montrent combien la prévention de la pollution atmosphérique relève d'une œuvre de longue haleine qui doit susciter un bénéfice sanitaire sur le long terme lorsque les projecteurs médiatiques tournés vers l'exceptionnalité des pics se sont éteints.

## **1. La diversité des pointes de pollution**

Ce sont les situations anticycloniques ou celles de marais barométrique qui, en général, sont à l'origine de ce phénomène qui peut revêtir des caractéristiques différentes selon la saison, la nature du polluant accumulé et la hauteur, la persistance ou la généralisation de l'inversion. Les épisodes anticycloniques de l'été permettent la formation d'ozone qui, généralement, affecte de vastes étendues. En hiver, ce sont surtout les oxydes d'azote et les particules qui, sous des formes très diverses, s'accumulent sous la couche d'inversion. Ces épisodes sont principalement centrés sur les zones de fortes émissions telles que les grandes agglomérations tandis que les épisodes d'ozone peuvent concerner des zones rurales.

### ***1.1 Les épisodes d'ozone***

L'été, l'association du soleil (rayonnement), de la température (action sur la cinétique chimique et sur les émissions) et des vents faibles (mauvaise dispersion) conduit aux pics d'ozone lors des situations anticycloniques. L'ozone et ses précurseurs, peuvent être transportés sur de grandes distances ce qui limite l'influence des émissions locales qui, peuvent être d'origine biogénique (COV émis par les conifères). Les épisodes de pollution par l'ozone se caractérisent par leur ampleur géographique ; cependant, dans le détail, la direction des vents, les brises de mer, les émissions locales, la topoclimatologie se combinent pour donner une grande variabilité spatiale aux niveaux d'ozone (Martin, 2009 ; Michelot, 2014). De manière générale, les niveaux les plus élevés sont observés en périphérie des villes tandis que les villes sont plutôt affectées par des niveaux élevés de NOx et de particules.

### ***1.2 Les épisodes de pollution urbaine : oxydes d'azote et particules***

Les émissions urbaines de NOx et de P.M., liées principalement à la circulation automobile, ont tendance à s'accumuler pendant les périodes anticycloniques hivernales ou printanières. En France, l'attention portée aux incidences sanitaires des particules a généralisé leur mesure ; Ainsi, les principaux épisodes de pollution enregistrés ces dernières années sont liées aux particules ; Toutefois, le premier épisode parisien ayant donné lieu à la mise en place de la circulation alternée en octobre 1997 était dû à l'accumulation de NOx.

Les épisodes hivernaux sont caractérisés par la présence d'inversions persistantes tout au long de la journée ; celles-ci piègent les émissions de carbone suie issues du chauffage et/ou des moteurs Diesel. Au printemps, la disparition de l'inversion nocturne au cours de la journée permet le brassage des masses d'air et la formation de particules secondaires mélangeant les émissions agricoles avec celles de la ville. La caractérisation chimique des particules permet effectivement d'identifier la part grandissante au printemps des particules

secondaires : nitrates, sulfates, ammonium, contribuant à dégrader la qualité de l'air. Ainsi, en dépit de niveaux identiques, la composition chimique des particules peut être très différente et sa connaissance devient essentielle pour établir des stratégies de réduction pertinentes.

La modélisation a permis d'identifier la fréquence des pics de pollution dans des zones situées dans des fonds de vallée comme la vallée alpine de l'Arve par exemple. Lors des inversions basses (inversions de rayonnement hivernales), l'extension des pointes de pollution est limitée et les polluants enregistrés ont été émis localement. Cependant, la persistance de ces inversions ou bien les mouvements des masses d'air au sol, permis lorsque l'inversion est plus haute, étendent l'extension des zones affectées par des niveaux élevés qui peuvent même, dans certain cas, se répandre sur l'ensemble de la France.

Deprost (2015) a comparé trois épisodes de pollution, une pollution locale en 2009, un épisode lié à des transferts de masse d'air en 2010, et un exemple d'épisode généralisé en 2014. Ce sont ces épisodes qui ont attiré l'attention du gestionnaire à travers les normes établies en conformité avec l'adage de Paracelse selon lequel «c'est la dose qui fait le poison» considérant donc que le risque sanitaire induit est proportionnel au niveau de polluant mesuré. C'est ainsi qu'en France, fort du pouvoir régalién de garant de la sécurité sanitaire, l'Etat a transformé ces épisodes observés en alerte en fonction de seuils définis.

## **2. La gestion politico-médiatique des pointes de pollution**

La connaissance de ces épisodes a beaucoup évolué au fil des âges : au cours des premières mesures de pollution effectuées, ce sont les variations temporelles des niveaux acido-particulaires, caractéristiques des émissions industrielles, qui attiraient l'attention puisque les faibles doses étaient mal mesurées. Puis, la mesure des polluants s'est affinée (cf. ci-dessus) et la modélisation a permis de visualiser l'extension spatiale des pointes ce qui a complexifié leur gestion. Les pics de pollution ont été intégrés dans un cadrage administratif et qualifiés en fonction de normes qui, comme le démontre Scarwell (2015), sont avant tout des compromis scientifico-politiques.

### **2.1 Les alertes industrielles, le socle du dispositif**

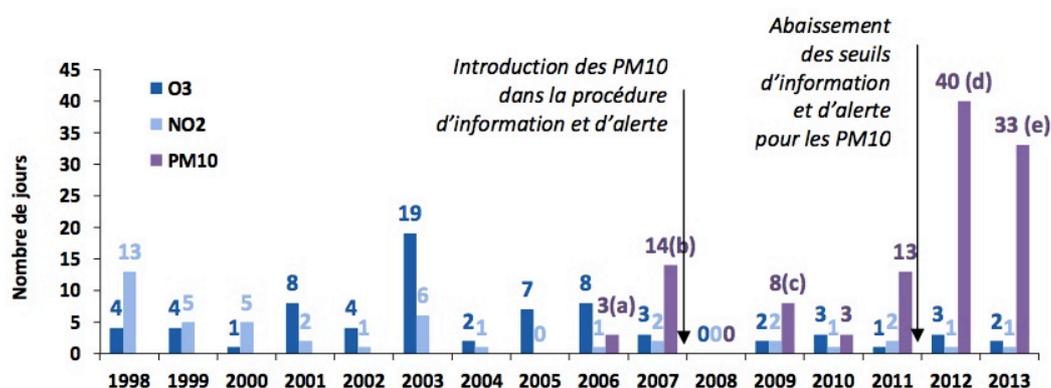
Ces alertes s'appuient sur la situation météorologique, elles ont pour ambition d'agir pour éviter que les niveaux ne dépassent les seuils d'alerte. Il s'agit d'une mesure préventive négociée entre le Préfet et l'industriel qui doit utiliser un fuel avec une basse teneur en soufre. Ce dispositif étatique s'inscrit dans le rôle sécuritaire de l'État qui doit respecter les normes en vigueur censées représenter l'intérêt des habitants en garantissant leur bonne santé. Ces dispositifs, peu médiatisés, fondés sur la linéarité entre émission et immissions, ont permis d'écarter les pointes et de faire prendre conscience aux industriels des pollutions émises et de leur nécessaire limitation en modifiant les procédés utilisés. Ainsi, à Dunkerque, plusieurs entreprises, plutôt que de changer de type de fuel plusieurs fois dans l'année, ont adopté le gaz naturel. Au fil des ans, le nombre d'alertes au dioxyde de soufre a diminué en raison de la plus grande maîtrise des émissions industrielles polluantes.

### **2.2 Les dispositifs d'alerte**

Petit à petit, l'évolution de la société, des connaissances et des caractéristiques de la pollution ont mis en lumière les limites de ce dispositif industriel pour constituer des bases nouvelles qui ont fait l'objet de la loi sur l'air de décembre 1996 intégrée dans l'article L.223-1 du code de l'environnement qui prévoit « *qu'en cas d'épisode de pollution, le préfet informe immédiatement le public et, selon le niveau de seuil atteint (seuil d'information-recommandation ou seuil d'alerte), émet des recommandations ou prend des mesures propres à limiter l'ampleur et les effets de la pointe de pollution sur la population* ». Les dispositifs

d'urgence changent de logique, il ne s'agit plus d'éviter de dépasser les seuils admissibles mais de suivre deux objectifs : l'un consiste à diffuser un message sanitaire pour prévenir les personnes sensibles qu'elles doivent prendre des précautions et l'autre doit encourager la diminution des émissions locales pour, sinon effacer le pic, du moins ne pas l'aggraver. Destinées au grand public, tout en restant sous l'autorité du Préfet, ces épisodes d'alerte sont l'occasion d'une forte médiatisation. L'alerte n'est plus prédictive, elle est donc pilotée non plus par Météo-France mais par les AASQA (Association agréée de surveillance de la qualité de l'air) dont le rôle est institutionnalisé ; elles sont impliquées, aux côtés du Préfet pour définir l'alerte et la caractériser mais elles se situent dans le champ de l'expertise sans intervenir sur les mesures prises qui relèvent de la responsabilité du Préfet.

Pendant le passage du pic de pollution observé à la définition administrative de l'alerte a évolué dans le temps selon la valeur des normes adoptées comme le montre le graphique d'Airparif (fig.1).



**Figure 1.** Nombre de jours d'information et d'alerte, détaillé par polluant, en Ile de France de 1998 à 2013 (source Airparif).

Ces seuils sont précisés par des décrets qui reprennent les directives européennes 2008/50/CE et 2004/107/CE, transposées en droit français dans le code de l'environnement. Ces décrets ont été ensuite détaillés à travers de nombreux arrêtés préfectoraux. L'arrêté interministériel du 26 mars 2014 (dit arrêté de « mesures d'urgence ») a pour objectif d'harmoniser les procédures préfectorales et les critères de déclenchement. Il est décrit en détail par Michelot (2015).

### 2.3 L'information et les mesures d'urgence

Dès le déclenchement de l'alerte par le Préfet, les services de communication de la Préfecture ou de l'AASQA envoient automatiquement des avis aux personnes aux administrations et communes concernées et préviennent la presse.

Des arrêtés préfectoraux précisent quels sont les messages à faire passer selon deux niveaux, celui de l'information et celui de l'alerte qui donne au Préfet la possibilité de décréter des mesures contraignantes. Ces messages utilisent la situation exceptionnelle pour donner des recommandations valables tous les jours. L'annonce d'un « pic » est l'occasion pour la presse de diffuser, souvent sur un ton alarmiste, une explication détaillée des effets délétères de la pollution atmosphérique.

### 2.4 Le préfet et les AASQA délivrent également des messages sanitaires.

Ceux-ci sont un peu compliqués à comprendre puisque, outre le niveau de dépassement (information ou alerte), ils distinguent les personnes sensibles (celles dont les symptômes apparaissent ou sont amplifiés lors des pics (par exemple : personnes diabétiques, personnes

immunodéprimées, personnes souffrant d'affections neurologiques ou à risque cardiaque, respiratoire, infectieux)) ou vulnérables (les femmes enceintes, nourrissons et enfants de moins de 5 ans, personnes de plus de 65 ans, personnes souffrant de pathologies cardiovasculaires, insuffisants cardiaques ou respiratoires, personnes asthmatiques) qui sont appelées à faire plus attention.

L'efficacité de ces dispositifs est compliquée à évaluer car la situation météorologique plus que les arrêtés préfectoraux mettent fin à l'épisode. En outre, la pédagogie déployée et la prévention mises en œuvre sont difficiles à traduire en termes de bénéfices sanitaires. Pourtant, on peut s'interroger sur la pertinence de ce mode de gestion très spécifique à la France et sur sa contribution à la construction d'une culture de la qualité de l'air.

### **3. Les limites du dispositif**

#### ***3.1 Ces limites sont dénoncées par les médias***

Ils constatent la répétition des alertes sans une amélioration sensible de la qualité de l'air. Le Monde du 15 mars 2014 dénonce « l'inertie de la France depuis 20 ans » et « l'inaction des politiques ». Le découragement se fait sentir aussi l'été lors des pics d'ozone comme on peut le lire dans Var matin, le 13 juillet 2010 : « *La région Provence-Alpes-Côte-d'Azur est asphyxiée, chaque été, sous l'effet catalyseur du soleil, par des pics de pollution à l'ozone, sans que les mesures ponctuelles et pérennes mises en place prouvent leur efficacité, jugent les associations et les pouvoirs publics* ».

#### ***3.2 L'effacement des élus locaux jusqu'à une date récente***

La responsabilité du préfet, assisté par les AASQA, dans le déclenchement des alertes, a effacé, jusqu'à une date récente, l'investissement des élus locaux qui sont pourtant, les vrais acteurs de la diminution de la pollution sur le long terme : ils peuvent intervenir sur les transports urbains, sur l'urbanisme voire même sur le chauffage et la gestion des déchets. Actuellement, les villes se sont dotées d'une expertise forte et peuvent gérer leur dispositif de réduction de la pollution sans attendre les ordres du préfet.

#### ***3.3 La gestion par les pointes, une faible efficacité sanitaire***

Les médecins ont montré que l'écrêtement des pointes n'est pas un mode de gestion efficace et que seule la diminution de l'exposition chronique<sup>3</sup> des populations peut avoir une certaine efficacité. Il est vrai que ces affirmations s'appuient sur des données épidémiologiques axées sur la mortalité ou sur les hospitalisations. Sans doute conviendrait-il de prendre en compte la morbidité dans la mesure où les bronchites chroniques, les bronchiolites qui seraient déclenchés suite à ces épisodes se traduisent de manière tout à fait préjudiciable à la détérioration de la qualité de vie. Cependant, les résultats recueillis à l'issue de la surveillance syndromique effectuée en 2014 par l'Institut national de veille sanitaire (INVS) et par l'Observatoire régional de santé (ORS) Ile-de-France (Host, 2015), sont peu significatifs et montrent combien il est difficile d'attribuer l'origine d'une crise d'asthme à un épisode de pollution. De plus, au cours des épisodes printaniers, la présence de pollen peut aussi agir pour renforcer, par une synergie encore mal connue, les effets de la pollution de l'air (Monnier et al., 2015).

---

<sup>33</sup>L'exposition chronique représente l'ensemble des pollutions à laquelle un individu est soumis au fil du temps.

## Conclusion

La gestion de la pollution par les pointes est une spécificité française soulignée par le rapport de la Cour des comptes 2016. L'application de ces dispositifs d'alerte s'arrête aux frontières puisqu'il s'agit d'un mode de gestion national, peu partagé par les pays voisins. Cette approche de la pollution par l'urgence encourage une vision de la pollution perçue ponctuellement, au cours des crises, et non pas comme un processus durable. C'est aussi une façon de mettre la pollution comme phénomène extérieur, sans doute de l'objectiver sous l'angle d'une menace circonscrite, de s'en détacher en même temps en quelque sorte, et d'une certaine manière de l'ignorer. L'investissement de l'Etat français, historiquement lié à l'industrie, a sans doute, jusqu'à une date récente, contribué au désengagement des autres acteurs qui auraient pu intervenir dans la durée pour que les habitants puissent s'approprier la réalité quotidienne de la pollution de l'air. Plutôt que d'accorder trop d'importance à ces phénomènes exceptionnels, il conviendrait, comme pour les politiques de maîtrise du changement climatique, de mieux intégrer les caractéristiques du climat local dans les politiques d'aménagement. Un feu à l'âtre n'a pas les mêmes conséquences collectives quand il se pratique au-dessus du niveau d'inversion ou dans le fond de vallée. Ces précautions de bon sens, peu écoutées en temps normal sont sans doute plus audibles au moment des situations de crise dont la gestion peut avoir des fins pédagogiques. Pourquoi ne pas utiliser les caprices de la météo pour faire passer des messages tout en sachant que c'est elle qui sera décisive ?

## Bibliographie

- Cour des comptes, 2015. *Les politiques publiques de lutte contre la pollution de l'air* (Rapport). Disponible sur : <https://www.ccomptes.fr/Publications/Publications/Les-politiques-publiques-de-lutte-contre-la-pollution-de-l-air> (consulté en avril 2016)
- Desprost R., 2015. Conditions météorologiques et épisodes de pollution par les particules fines en Alsace. *Pollution atmosphérique*, numéro spécial, 115-134.
- Dab W., Le Moullec Y., Dusseux E., Medina S., Le Tertre A. 1998. Les effets sanitaires des pics de pollution hivernaux. *Extrapol*, n°12 (supplément de *Pollution atmosphérique*, n°156).
- HCSP, 15 novembre 2013. *Avis relatif aux messages sanitaires à diffuser lors d'épisodes de pollution de l'air ambiant par les particules, l'ozone, le dioxyde d'azote et/ou le dioxyde de soufre*. Disponible sur : <http://www.airparif.asso.fr/reglementation/episodes-pollution> (consulté en avril 2016).
- Host S., Karusisi N., Fiori M., Fouillet A. et Caserio-Schönemann C., 2015. Analyse de l'impact sanitaire d'un épisode de pollution : retour d'expérience sur la surveillance syndromique lors de l'épisode de mars 2014 et difficultés méthodologiques. *Pollution Atmosphérique. Climat, Santé, Société*, Numéro spécial 2015. 179-184.
- Martin N., 2009. *La pollution par l'ozone et la climatologie dans un espace méditerranéen : les Alpes-Maritimes* (Thèse de doctorat). Géographie, Université Nice Sophia Antipolis, 281 p. Disponible sur : <https://hal.archives-ouvertes.fr/file/index/docid/358297/filename/These.pdf>
- Michelot N., 2014. *L'influence des topoclimats sur la pollution de l'air aux particules dans le Sud-Ouest des Alpes Maritimes* (Thèse de doctorat). Géographie, Université Nice Sophia Antipolis, France.. Disponible sur : [https://tel.archives-ouvertes.fr/file/index/docid/959704/filename/THESE\\_MICHELOT\\_fev2014.pdf](https://tel.archives-ouvertes.fr/file/index/docid/959704/filename/THESE_MICHELOT_fev2014.pdf)
- Michelot N., 2015. Le nouveau dispositif français de gestion des pics de pollution : l'arrêté interministériel du 26 mars 2014 relatif au déclenchement des procédures préfectorales en cas d'épisodes de pollution de l'air ambiant. *Pollution Atmosphérique. Climat, Santé, Société*, Numéro spécial 2015, 20-28.
- Monnier S., Thibaudon M., Besancenot J-P., Michelot N., 2015. Pollution, pollen et pollinoses : retour sur l'épisode de pollution de mars 2014 en France. *Pollution atmosphérique*, numéro spécial, 157-164.
- Roussel, I. (Ed.). (2015). Les épisodes de forte pollution des années 2013 et 2014 : un retour d'expérience. *Pollution Atmosphérique. Climat, Santé, Société*, Numéro spécial 2015.
- Scarwell H., 2015. Élaboration et signification des normes: une tendance à la simplification d'une réalité plus complexe. *Pollution Atmosphérique. Climat, Santé, Société*, Numéro spécial 2015, 67-77.

## ILOT DE CHALEUR URBAIN ET QUALITE DE L'AIR, DIJON, HIVER 2014-2015

ZITO S.<sup>1</sup>, RICHARD Y.<sup>1</sup>, POHL B.<sup>1</sup>, PERGAUD J.<sup>1</sup>, DODET M.-F.<sup>2</sup>,  
CODET-HACHE O.<sup>2</sup>, DUMAITRE F.<sup>3</sup>, JEANNERET M.<sup>3</sup>, TISSOT A.-C.<sup>4</sup>,  
THEVENIN D.<sup>5</sup>, MONTEIRO S.<sup>6</sup>, THEVENIN T.<sup>7</sup>, JOLY D.<sup>7</sup>

<sup>1</sup>Centre de Recherches de Climatologie, UMR 6282 Biogéosciences, CNRS/Univ Bourgogne Franche-Comté, [sebastien.zito@u-bourgogne.fr](mailto:sebastien.zito@u-bourgogne.fr), [yves.richard@u-bourgogne.fr](mailto:yves.richard@u-bourgogne.fr),

<sup>2</sup>Service écologie urbaine, Communauté Urbaine du Grand Dijon

<sup>3</sup>ADEME Bourgogne Franche-Comté

<sup>4</sup>Alterre Bourgogne

<sup>5</sup>CDM 21, Météo France

<sup>6</sup>ATMOSF'air Bourgogne

<sup>7</sup>THEMA, UMR 6049, CNRS/univ Bourgogne Franche-Comté

**Résumé** – Sur l'hiver 2014-2015, les variations spatio-temporelles de température et de la Qualité de l'Air (QA) mesurées sur le territoire du Grand Dijon sont étudiées conjointement. Sont distinguées les conditions météorologiques favorisant le développement d'un îlot de chaleur urbain (ICU) de celles à l'origine d'épisodes de pollution. L'ICU hivernal est documenté, dissociant des situations radiatives où il est relativement prononcé (de l'ordre de 3°C), et des situations sans soleil où la chaleur anthropogénique est suspectée d'induire un petit ICU (quelques dixièmes de °C).

**Mots-clés** : Grand-Dijon, hiver, Îlot de Chaleur Urbain (ICU), Qualité de l'Air (QA)

**Abstract** – *Urban Heat Island and Air Quality, Dijon, Winter 2014-2015.* For the 2014-2015 Winter, the temperature patterns and the Air Quality measured over the Grand Dijon urban area are studied together. Meteorological conditions favoring the development of an Urban Heat Island (UHI) are distinguished from those giving rise to pollution episodes. Winter UHI are next characterized, with radiative situations followed after the sunset by relatively strong UHI (about 3°C), and days with no insolation during which anthropogenic heat is suspected to produce a small UHI (few tenths of °C).

**Keywords**: Grand-Dijon, Winter, Urban Heat Island (UHI), Air Quality (AQ)

### Introduction

En atmosphère urbaine, les spécificités des conditions de surface, occupation du sol ou émissions de polluants, forment une couche limite urbaine (Mestayer *et al.*, 2005 ; Rotach *et al.*, 2005). Par temps calme, anticyclonique, peu venté, sans pluie, des Îlots de Chaleur Urbains (ICU) sont observés (Lázló *et al.*, 2015). En contexte de blocage favorisant la subsidence, la faible dispersion peut induire des épisodes de pollution (Hewson, 1956). On distingue les épisodes radiatifs s'installant la nuit avec développement d'une pollution endogène, des épisodes advectifs associés à un niveau d'inversion plus haut pouvant persister plusieurs jours et incluant des polluants exogènes (Roussel, 2015). Avec fraîcheur et faible ensoleillement, les polluants primaires prévalent, la destruction d'ozone l'emporte sur sa formation. Inversions thermiques, ICU et mauvaise Qualité de l'Air (QA) sont-ils systématiquement associés ? L'analyse porte sur l'agglomération dijonnaise hiver 2014-2015.

### 1. Données et méthode

Les mesures sont horaires, le pas de temps analysé quotidien : 182 jours du 01/10/2014 au 31/03/2015. Les données relèvent de trois sources : le programme MUSTARDijon (de Lapparent *et al.*, 2015), l'association agréée de surveillance de la QA ATMOSF'air Bourgogne, et Météo France. MUSTARDijon fournit la température sur 47 points du Grand Dijon (Figure 1). Six stations de QA renseignent la pollution azotée (NO et NO<sub>2</sub>), en ozone (O<sub>3</sub>) et en particules fines (PM<sub>10</sub> et PM<sub>2.5</sub>). A la station de Dijon Longvic, en plus des

températures de l'air à 2m et du point de rosée, est mesurée la température à 50 cm, en surface et dans le sol (à 1 m, 50 cm, 20 cm et 10 cm). Pour chacun des 182 jours, sont calculées moyennes, minimales, maximales et amplitudes diurnes. Les moyennes quotidiennes d'humidité relative et absolue, de pression au niveau de la mer, de vitesse du vent à 2 m, de rayonnement global, de durée d'insolation et de hauteur de la base de la première couche nuageuse sont également analysées.

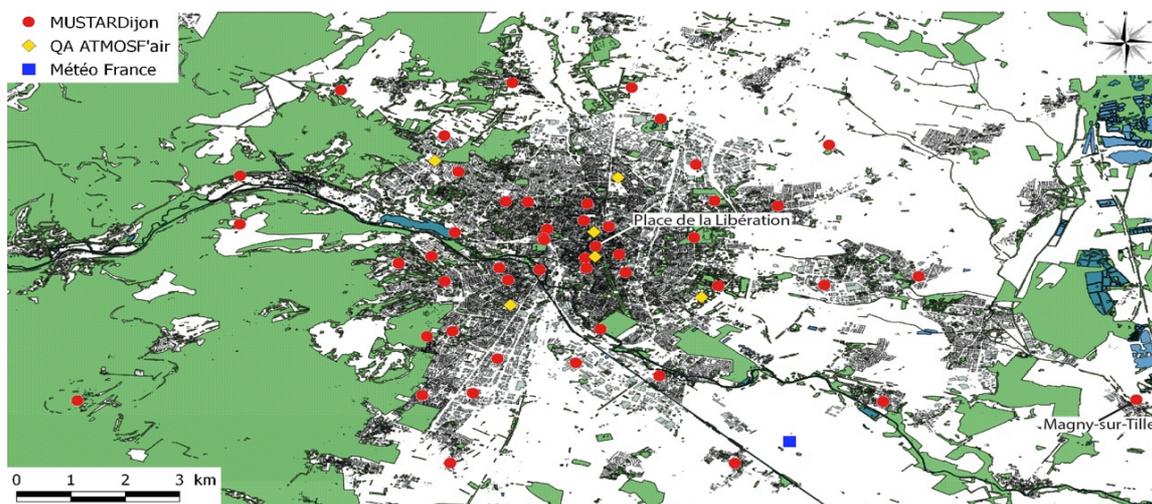


Figure 1. Réseau de mesures sur le Grand Dijon.

Sept Analyses en Composantes Principales (ACP) permettent d'élaborer des indices synthétiques, via la première Composante Principale (CP1) de chaque ACP. Ces indices décrivent les conditions météorologiques mesurées par Météo France à Dijon Longvic, les contrastes de température (inversions thermiques, ICU, ...) mesurés par MUSTARDijon et la QA mesurée par ATMOSF'air Bourgogne. Cette méthode, contrairement à une simple moyenne, permet de donner à chaque variable initiale un poids proportionnel à son niveau de corrélation avec l'ensemble des autres variables.

## 2. Conditions météorologiques versus contrastes spatiaux de température et qualité de l'air

Pour les conditions météorologiques, 4 indices sont élaborés. Le premier décrit la température moyenne. Il est constitué de la CP1 d'une ACP portant sur les 8 séries de températures quotidiennes moyennes (Tableau 1) où seule la température du sol à 1m de profondeur ne contribue pas. Le second est une mesure de l'ampleur des « Contrastes nuit / jour ». Ici CP1 synthétise les variations d'amplitude diurne des 8 séries de températures, des moyennes quotidiennes de rayonnement global (GLO), d'insolation (INS) et de hauteur de la base de la première couche nuageuse (B1). Le troisième indice vise à décrire l'instabilité de l'atmosphère. CP1 « Instabilité » synthétise quatre variables : précipitations, humidité absolue et relative et inverse de la pression. La « Vitesse du vent », non corrélée avec les autres variables météorologiques, est considérée seule.

Quatre indices décrivent les variations spatio-temporelles de la température et de la QA au sein de l'agglomération (Tableau 1). Le premier est une mesure des variations spatiales de températures mesurées sur 48 points (47 séries MUSTARDijon et Météo France Longvic). CP1 est une métrique, pour chaque jour, de l'ampleur des « Variations spatiales de T° » sur le Grand Dijon. Les trois suivants sont des indices de la QA. Utiliser une ACP, et non une moyenne, minore le poids des stations atypiques, par exemple de proximité trafic. Les indices décrivent (i) la pollution en oxyde d'azote via la CP1 « NOx » d'une ACP portant sur 12 séries de concentrations moyennes de NO et de NO<sub>2</sub> mesurées aux 6 stations ATMOSF'air, (ii) la

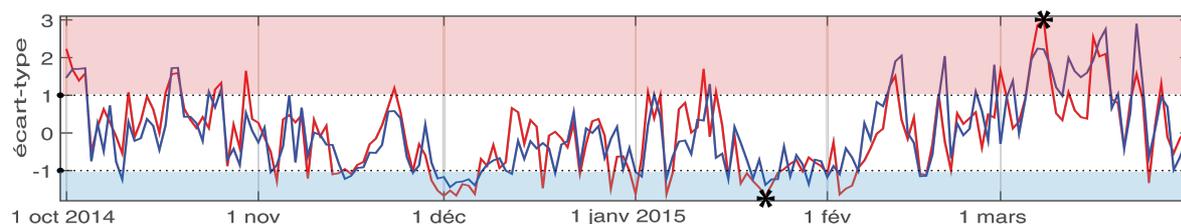
pollution à l'ozone via la CP1 « O<sub>3</sub> » d'une ACP sur 3 séries d'ozone et (iii) les particules fines avec la CP1 d'une ACP sur 5 séries de particules (3 en PM<sub>10</sub> et 2 en PM<sub>2,5</sub>).

**Tableau 1.** Corrélations entre conditions météorologiques à la station Météo France de Dijon Longvic, versus contrastes spatiaux et dégradation de la QA sur l'agglomération du Grand Dijon (1 octobre 2014 – 31 mars 2015).

En gras, valeurs significatives au seuil 99% ; entre parenthèses, nombre de variables des matrices soumises à ACP et valeurs propres des CP1.

Dijon Longvic\Agglomération	Var. spatiales de T° (48, CP1 $\lambda=0.49$ )	NO <sub>x</sub> (12, CP1 $\lambda=0.68$ )	O <sub>3</sub> (3, CP1 $\lambda=0.97$ )	PM (5, CP1 $\lambda=0.93$ )
Température moyenne (8, CP1 $\lambda=0.9$ )	<b>0.32</b>	-0.08	-0.1	<b>-0.23</b>
Contrastes nuit / jour (11, CP1 $\lambda=0.63$ )	<b>0.79</b>	0.08	<b>0.29</b>	<b>0.31</b>
Instabilité (4, CP1 $\lambda=0.45$ )	<b>-0.22</b>	0.08	<b>-0.29</b>	<b>-0.32</b>
Vitesse du vent	0.12	<b>-0.53</b>	<b>0.55</b>	<b>-0.19</b>

Au sein de l'agglomération du Grand Dijon, lors de l'hiver 2014-2015, les variations spatiales de températures se développent lors des jours où les contrastes nuit / jour sont importants ( $R=0.79$ , Tableau 1), à savoir une forte amplitude diurne de température associée à des valeurs élevées de rayonnement global, d'insolation et de hauteur de la base des nuages (Figure 2). Ces éléments signent des conditions radiatives ou de « beau temps ».



**Figure 2.** Variations spatiales de la température (courbe rouge) et contrastes nuit/ jours (courbe bleue) quotidiens sur l'agglomération du Grand Dijon et à la station Météo France de Dijon Longvic.

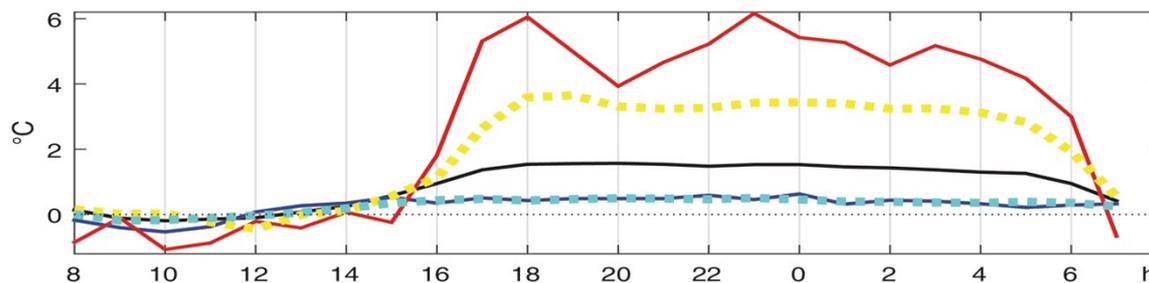
Fond rose : CP1 > 1 ; fond bleu : CP1 < -1 ; \* : valeur mini (22 janvier) et maxi (8 mars) de CP1 « spa. spatiales de T° ».

Par beau temps, les concentrations d'ozone tendent également à augmenter (Tableau 1). Toutefois, en saison froide, la formation d'ozone et le lien statistique sont faibles. Le beau temps hivernal est également associé à une dégradation de la QA en termes de particules fines (Tableau 1). Le lien entre conditions favorables au développement de variations spatiales de températures, inversions thermiques ou ICU, et pollution hivernale existe donc. Pour autant ce lien est tenu car d'autres éléments génèrent des effets opposés. Par exemple une température élevée est favorise de fortes variations spatiales de température mais limite les pollutions aux particules fines (Tableau 1). De son côté, la pollution aux oxydes d'azote et à l'ozone est surtout associée au vent qui disperse les oxydes d'azote émis au sein de l'agglomération, tout en advectant de l'ozone de fond en provenance des espaces ruraux environnants.

### 3. Conditions météorologiques et ICU

CP1, qui décrit les variations spatiales maximales quotidiennes de température sur l'agglomération dijonnaise, est inférieure à -1 écart-type lors de 36 journées, les plus fréquemment situées en décembre et janvier au cœur de l'hiver (Figure 2). Elle est minimale le 22 janvier. CP1 est supérieure à 1 écart-type lors de 30 journées, fréquemment situées en octobre et mars, et est maximale le 8 mars. Une métrique de l'ICU est la différence de

température entre la station d'hyper-centre place de la Libération et la station rurale de plaine de Magny-sur-Tille (Figure 1). En moyenne, hiver 2014-2015, l'ICU est supérieur à 1°C de 17h à 5h et maximal (1,57°C) à 20h TU (Figure 3).

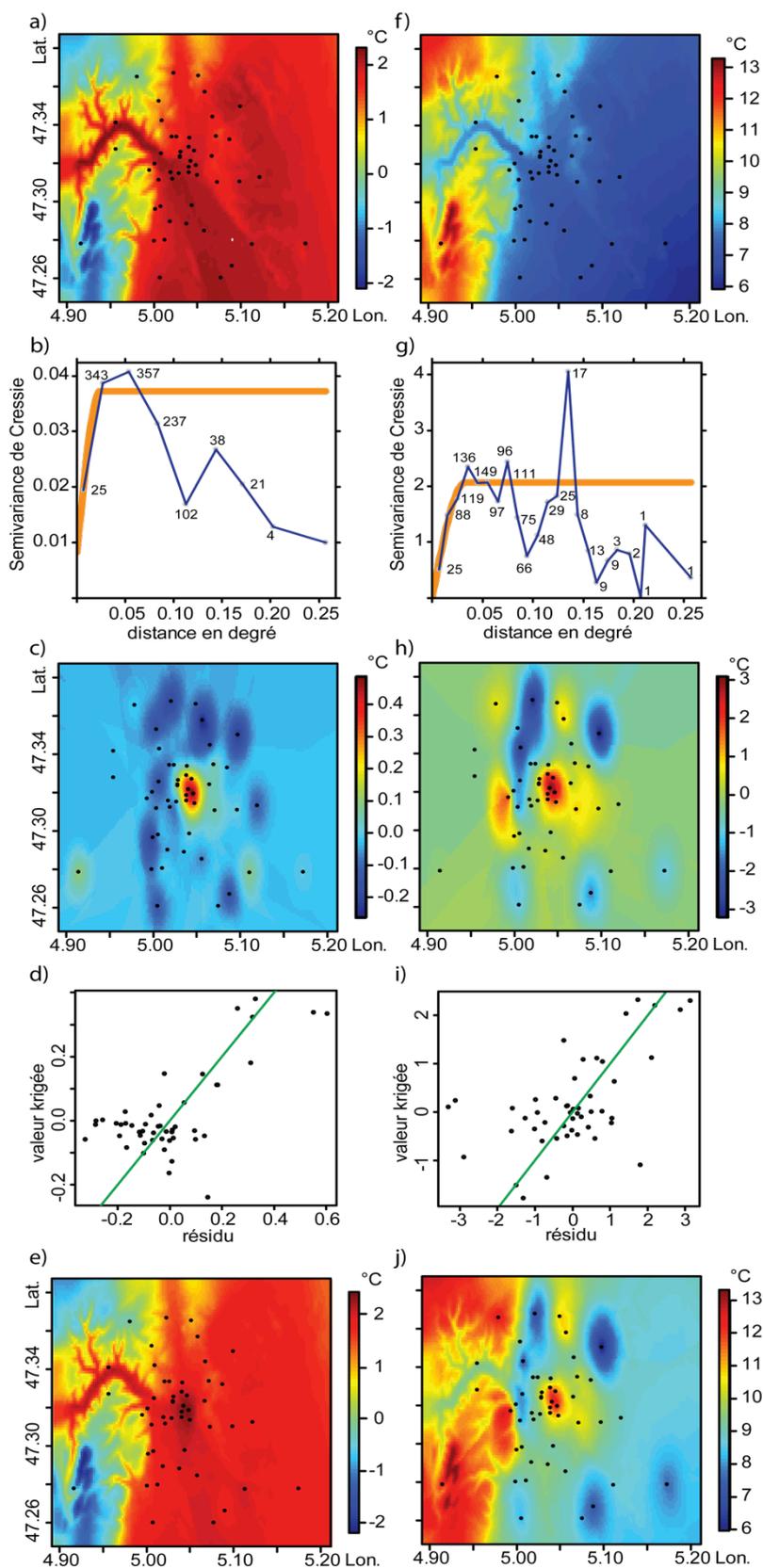


**Figure 3.** Rythmes diurnes de l'Îlot de Chaleur Urbain (ICU) à Dijon, hiver 2014-2015. Noir : moyenne 01 octobre 2014 au 31 mars 2015 ; jaune : moyenne des 30 jours où  $PC1 > 1$  ; rouge : 08 mars 2015, jour où  $PC1$  est maximale ; cyan moyenne des 36 jours où  $PC1 < -1$  et bleu : 22 janvier 2015, jour où  $PC1$  est minimale.

Pour identifier les structures spatiales sous-tendant les champs de température, nous effectuons des interpolations spatiales pour le 22 janvier et le 8 mars (à 20h). La méthode procède en deux temps : régression linéaire multiple sur les coordonnées (latitude, longitude et altitude) des 48 stations, puis krigeage des résidus.

Le 22 janvier, les coordonnées des stations sont très explicatives ( $R^2=0.87$ ). L'interpolation par régression multiple génère un champ porté par l'altitude (Figure 4a). Le semi-variogramme calculé sur les résidus (Figure 4b) permet de les kriger (Figure 4c). Un noyau chaud de très faible magnitude (0,4°C) est positionné sur le cœur de Dijon. Il est ceinturé de plusieurs noyaux froids induits par des stations de proche périphérie. Enfin, les stations devenant trop éparées, des effets de bords interviennent. La validation croisée, où sont itérativement cachées chacune des 48 stations, permet de tester la fiabilité de l'interpolation. Le nuage de points est bien structuré (Figure 4d) et l'erreur moyenne faible (0,14°C). La carte finale, somme des deux précédentes, associe gradient altitudinal et petit ICU (Figure 4e). La température oscille entre -2°C sur les hauteurs (600m) et 2°C en plaine (200m). Le gradient altitudinal est donc très fort (1°C / 100m), les conditions météorologiques furent classiques pour l'hiver à Dijon : fraîches ( $T_{min}=0,8^\circ\text{C}$ ,  $T_{max}=2,9^\circ\text{C}$ ), sans pluie et sans soleil. Dès lors, comment expliquer la présence d'un ICU si ce n'est via la chaleur anthropogénique ? Le réseau MUSTARDijon en donne une mesure : quelques dixièmes de degrés. Cet ICU *a priori* généré par le flux de chaleur anthropogénique, a un profil diurne caractéristique (Figure 3) et a été observé lors de 36 jours lors de l'hiver 2014-2015.

Le 08 mars, les coordonnées des stations sont très peu explicatives ( $R^2=0.13$ ). L'interpolation par régression multiple génère un champ porté par l'altitude mais témoignant d'une situation d'inversion (Figure 4f). Le semi-variogramme (Figure 4g) permet de kriger les résidus (Figure 4h) qui signent un ICU de magnitude moyenne de 3°C avec un maximum dépassant localement +6°C à 23h (Figure 3). La validation croisée indique que des erreurs peuvent atteindre 3°C (Figure 4i) et sont en moyenne de 1,11°C. La carte finale associe inversion thermique et ICU (Figure 4j). Le 08 mars est une belle journée, fraîche le matin ( $T_{min}=2,9^\circ\text{C}$ ), puis douce en journée ( $T_{max}=16,7^\circ\text{C}$ ) du fait d'un ensoleillement optimal (9h). La chaleur accumulée par les surfaces urbaines est restituée en début de nuit où l'ICU atteint localement 6°C. C'est une illustration de l'ICU radiatif. Lors de l'hiver 2014-2015, sur les 30 journées de ce type ayant un profil diurne très caractéristique marqué par une hausse soudaine à la tombée de la nuit (entre 16 et 18h TU), l'ICU radiatif est en moyenne de 3°C.



**Figure 4.** Température à 20h TU le 22 janvier (colonne de gauche) et le 08 mars 2015 (colonne de droite). a) et f) : interpolation par régression multiple ; b) et g) : semi-variogrammes sur les résidus ; c) et h) : krigage des résidus ; d) et j) : validation croisée ; e) et j) température interpolée par régression-krigeage

## Conclusion

A Dijon, lors de l'hiver 2014-2015, la stabilité de l'air favorise l'individualisation d'une couche limite urbaine associant inversion de température, ICU et dégradation de la QA. Mais cette association n'est pas systématique. Surtout en mars, les fortes variations spatiales et l'ICU sont souvent synchrones de pollutions en particules fines, toutes deux potentiellement favorisées par les inversions thermiques. En l'absence de radio-sondage sur l'agglomération, il serait utile d'avoir recours à des sorties de modèles météorologiques, par exemple AROME de Météo France, pour le vérifier. Il existe également un mécanisme allant au-delà de la simple corrélation : les particules fines modifient le bilan radiatif. Elles interceptent le flux solaire incident courtes longueurs d'ondes (Shahmohamadi *et al.*, 2011). Mais ceci n'est pas favorable au développement de l'ICU puisqu'il réduit le stockage de chaleur des surfaces urbaines.

Une association entre ICU et pollution à l'ozone est également observée. Un mécanisme explicatif est que l'ICU générerait des températures de l'air élevées qui contribueraient à la formation de précurseurs (transformation du NO en NO<sub>2</sub>) de l'ozone (Malik et Bhatt, 2015). Mais en hiver, la présence d'ozone en ville est surtout à mettre en relation avec sa faible destruction (peu de NO) ou son advection depuis les espaces environnants. Ces deux éléments sont neutres ou peu favorables à la formation d'un ICU. Ainsi, ICU et pollutions aux oxydes d'azote ou à l'ozone sont des phénomènes généralement dissociés.

L'origine radiative de l'ICU est connue (Shahmohamadi *et al.*, 2011). Durant la journée, le rayonnement solaire est converti en chaleur par bâtiments, routes et autres constructions. Cette chaleur est réémise vers l'atmosphère après le coucher du soleil et génère des différences de température entre aires urbaines et rurales. Cela a été observé lors d'une trentaine de journées lors de l'hiver 2014-2015 et est illustré par le cas du 08 mars. En l'absence d'insolation, cas du 22 janvier 2015 et observé 36 fois hiver 2014-2015, ce mécanisme ne peut être évoqué. L'hypothèse d'un ICU dont l'origine est la chaleur anthropogénique se doit d'être approfondie. Des mesures itinérantes répétées, effectuées lors de soirées aisant suite à des journées sans soleil, devraient permettre de mieux la documenter.

## Bibliographie

- Hewson E. W., 1956. Meteorological factors affecting causes and control air pollution. *Journal of the Air Pollution Control Association*, **5**, 235-241.
- de Lapparent B., Roux J., Richard Y., Pohl B., Bientz S., Codet-Hache O., Dumaitre F., Toussaint H., Tissot A.-C., Thévenin D., Thévenin T., 2015. Mesures de la température et spatialisation de l'îlot de chaleur urbain à Dijon. *Actes du XXVIII<sup>ème</sup> colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, 1-4 juillet 2015 (pp. 257-262). Liège, Belgique.
- Lázló E., Zsolt B., Szegedi S., 2015. Long-term changes of meteorological conditions of urban heat island development in the region of Debrecen, Hungary. *Theor Appl Climatol*, **119**, DOI 10.1007/s00704-015-1427-9.
- Malik A., Bhatt M., 2015. Rain water harvesting – a solution for Urban Heat Island. *Open International Journal of Technology Innovations and Research*, **14**, 7 p.
- Mestayer P. G., Durand P., Augustin P., Bastin S., Bonnefond J.-M., Bénéch B., ... Voogt J., 2005. The urban boundary-layer field campaign in Marseille (UBL/CLU-ESCOMPTE): set-up and first results. *Boundary Layer Meteorology*, **114**, 315-365.
- Rotach M. W., Vogt R., Bernhofer C., Batchvarova E., Christen A., Clappier A., ... Voogt J. A., 2005. BUBBLE – an Urban Boundary Layer Meteorology Project. *Theoretical and Applied Climatology*, **81**, 231–261.
- Roussel I., 2015. Les épisodes de forte pollution : introduction. *Pollution Atmosphérique*, n<sup>o</sup> spécial, 8-19.
- Shahmohamadi P., Che-Ani A. I., Mauld K. N. A., Tawil N. M., Abdullah N. A. G., 2011. The impact of Anthropogenic Heat of formation on Urban Heat Island and energy consumption balance. *Urban Studies Research*, **2011**, 9 p., doi:10.1155/2011/497524.

# **Climatologie appliquée**

---



## INTERETS DES IMAGES VISIBLE ET INFRAROUGE DU SATELLITE LANDSAT-8 POUR MODELISER L'ILOT DE CHALEUR URBAIN A PRESIDENTE PRUDENTE (SP) – BRESIL

AMORIM M. C. C. T.<sup>1</sup>, DUBREUIL V.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Faculdade de Ciências e Tecnologia - UNESP, Departamento de Geografia, Rua Roberto Simonsen, 305, Presidente Prudente-Brésil, mccta@fct.unesp.br

<sup>2</sup>Université Rennes 2, LETG-Rennes-COSTEL UMR 6554 CNRS – France, vincent.dubreuil@uhb.fr

**Résumé** – Cet article vise à comparer l'intensité de l'îlot de chaleur atmosphérique nocturne et les températures des surfaces générées à partir de l'image thermique (bande 10) du satellite Landsat 8 à Presidente Prudente, ville de taille moyenne située dans l'intérieur du Brésil tropical. Une modélisation de l'îlot de chaleur urbain a été réalisée dans une étude antérieure (Amorim et al., 2015) en estimant la température de l'air à partir des caractéristiques de surface, notamment l'utilisation des sols, à partir d'images visible et proche infrarouge de Landsat 8. La modélisation de l'îlot de chaleur atmosphérique montre une intensité de 9°C qui n'apparaît cependant pas sur les images des températures de surface du fait des propriétés radiatives similaires entre la ville et la campagne (sans végétation en saison sèche).

**Mots-clés** : îlot de chaleur atmosphérique, température de surface, Landsat 8, modélisation, Brésil.

**Abstract** – *Visible and infrared imaging of the Landsat-8 satellite for modeling of the urban heat island of Presidente Prudente, SP, Brazil.* This article aims to compare the intensity of nocturnal atmospheric heat islands and the temperatures of the targets generated by thermal imaging (band 10) using the Landsat 8 satellite in Presidente Prudente, a medium-sized city located in the tropical environment, in the dry season. To do that, the urban heat island was modeled (Amorim et al., 2015) by estimating the air temperature for the intra-urban environment and the nearby rural environment, considering the surface characteristics (land use, vegetation, and relief) and the temperature map of the targets based on the thermal channel (Landsat 8). The results showed that the surface temperatures, despite being taken on the same day as images used for the land use classification and NDVI, which resulted in the modeling of the atmospheric heat island and reached 9°C in intensity, did not present a surface heat island for the time the images were taken (1:22 pm GMT).

**Keywords**: atmospheric heat island, surface temperature, Landsat 8, modelling, Brazil.

### Introduction

De nombreuses études montrent que les îlots de chaleur atmosphériques peuvent atteindre durant la nuit une forte magnitude (plus de 7°C) dans des villes de taille moyenne, dans la mesure où les conditions météorologiques sont stables, avec peu de vent et de nuages (Mendonça & Dubreuil, 2002 ; Amorim, 2005, 2010 ; Amorim et al., 2009, 2015 ; Quenol et al., 2010). Les études sur les îlots de chaleur sont importantes, en particulier en milieu tropical où ils amplifient les situations d'inconfort thermique, qui peuvent être accentuées encore du fait de la concentration des polluants avec des répercussions négatives sur la santé des personnes (Amorim 2005 ; 2010 ; Dubreuil et Mendonça, 2002). Le diagnostic des îlots de chaleur urbains peut donc être un outil important pour la gestion de l'espace urbain (Dubreuil et al., 2010 b), en particulier pour en atténuer l'intensité et leurs impacts.

La littérature suggère trois types d'îlots de chaleur urbains en fonction de la couche où ils se trouvent : 1 - l'îlot de chaleur de surface diagnostiqué au moyen de la télédétection ; 2 - l'îlot de chaleur atmosphérique de basse couche, que Oke (1978) a appelé *urban canopy layer*, située entre le niveau du sol et le niveau moyen des toits ; 3 - l'îlot de chaleur de l'atmosphère urbaine supérieure, appelée, selon Oke (1978), *urban boundary layer*. Cette dernière surmonte la précédente et se prolonge parfois jusqu'à l'atmosphère libre. Nous étudierons, dans cet article, deux de ces types d'îlots de chaleur: celui de surface et celui de la basse atmosphère, dans la canopée urbaine.

Les îlots de chaleur de surface (ICS) sont généralement étudiés à partir des images de la bande thermique (canal 6) de Landsat 5 ou 7 ou, plus récemment, avec le canal 10 de Landsat-8. Les îlots de chaleur atmosphériques (ICA) sont mesurées en dessous du niveau supérieur des bâtiments à travers deux procédures types : les transects mobiles (mesures itinérantes avec des véhicules) et des points fixes grâce à un réseau de stations météorologiques ou des capteurs automatiques disposés dans l'environnement urbain et rural (Dubreuil et al., 2010a). Cet article vise à comparer, pendant la saison sèche, l'intensité de l'îlot de chaleur urbain atmosphérique à Presidente Prudente, ville de taille moyenne située dans la zone tropicale au sud-est du Brésil, et l'îlot de chaleur urbain de surface mesuré par le canal thermique de Landsat 8.

## 1. Contexte et méthodologie

Presidente Prudente est située à 22°07'04" de latitude sud et 51°22'57" de longitude ouest, et compte 207.610 habitants (IBGE, 2010). Elle est caractérisée par un climat tropical continental de transition entre les systèmes tropicaux, polaires et équatoriaux, entraînant une variabilité interannuelle très forte. Le climat de la région comporte deux saisons distinctes, une période de l'été / automne austral, plus chaude (moyenne des températures maximales comprises entre 27°C et 29°C) et pluvieuse (entre 150 et 200 mm par mois) ; et des hivers doux (moyenne des températures minimales comprise entre 16°C et 18°C) et moins humides (précipitations mensuelles entre 20 et 50 mm).

Pour analyser l'intensité des îlots de chaleur atmosphériques et de surface pendant la saison sèche à Presidente Prudente, des mesures itinérantes ont été utilisées (transects mobiles) ainsi que les images du satellite Landsat 8. Pour celles-ci, l'étude a retenu l'ensemble des canaux mais avec une attention plus particulière au canal 10, TIRS 1 (*Thermal Infrared Sensor*): la bande spectrale s'étend de 10,6 à 11,19  $\mu\text{m}$  dans l'infrarouge thermique et la résolution spatiale est de 100 mètres, mais les images sont ré-échantillonnées à 30 mètres par l'USGS (*United States Geological Survey*) et projetées en système UTM ce qui permet de les superposer à des cartes vectorielles de la ville.

Les procédures pour l'obtention des températures en degré Celsius (°C) à partir des images satellite ont été effectuées avec le logiciel IDRISI (c), en utilisant les paramètres de conversion des comptes numériques (CN) en rayonnement, puis en températures de surface. Dans ce travail, l'émissivité est supposée constante, soit 0,97. Ces procédures peuvent être obtenues sur le site Web [landsat.usgs.gov/Landsat8\\_Using\\_Product.php](http://landsat.usgs.gov/Landsat8_Using_Product.php) (consulté le 14 février 2016). Dans notre cas, les images concernent l'orbite 222 et la scène 75, acquises à plusieurs dates au cours de l'année 2014 vers 13h30GMT soit 10h30 locales.

Pour calculer les différences de températures intra-urbaines par rapport à l'environnement rural à proximité sur les images thermiques, un secteur avec une forte densité de la couverture végétale, souvent le plus froid de la région, a été choisi et a été considéré comme « 0 » ; par la suite, les différences de températures relatives à ce point ont été calculées pour chaque pixel afin d'éliminer la variabilité thermique temporelle entre les différentes périodes de l'année.

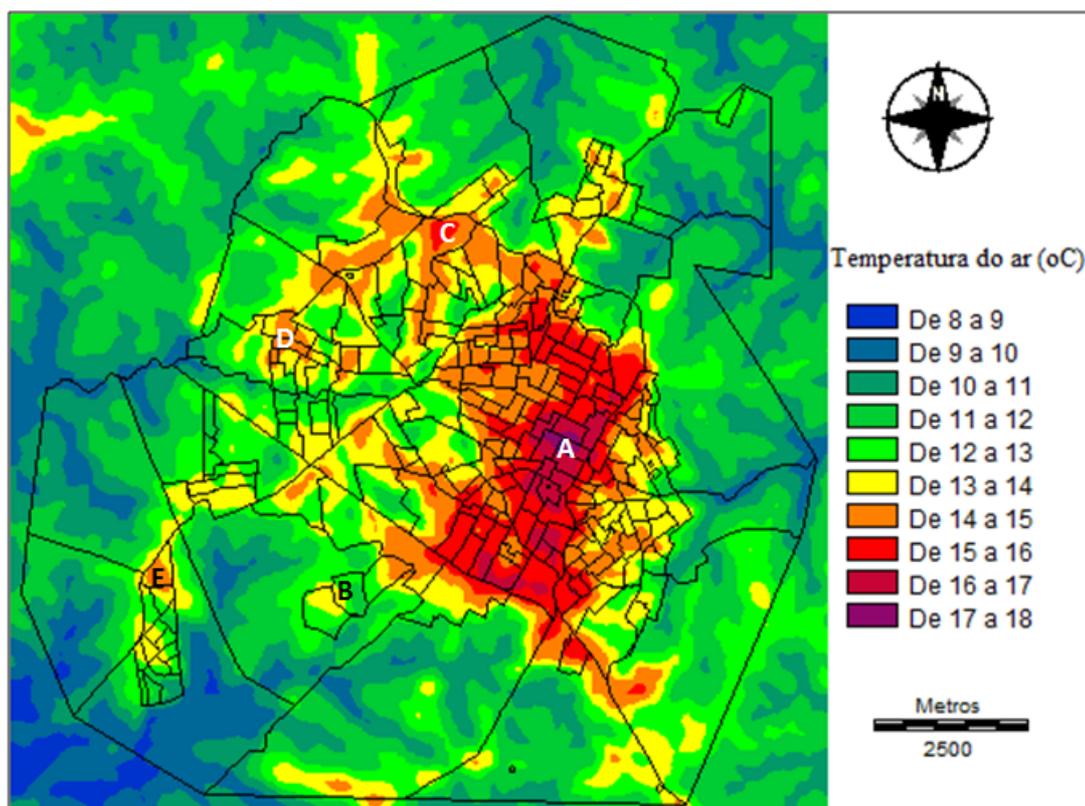
Pour l'enregistrement des températures de l'air intra-urbaines et rurales dans Presidente Prudente, des transects mobiles ont été réalisés de nuit selon deux axes nord-sud et est-ouest et 40 points de mesures ont été retenus, correspondant à différents types de surfaces et de quartiers (Amorim et al., 2015). Signalons enfin que les précipitations totales pendant la saison sèche de 2014 sont restées faibles (9,2 mm en juin, 76,2 mm au début du mois de juillet puis plus aucune précipitation jusqu'en août).

## 2. Modélisation de l'îlot de chaleur atmosphérique par transects et imagerie Landsat

L'imagerie Landsat est d'abord utilisée pour mettre en relation les températures de l'air et les types d'occupation des sols environnant les stations. Les canaux 3, 4, 5 et 6 de l'image du 08/08/2014 ont été utilisés pour la modélisation de l'îlot de chaleur urbain des températures de l'air pendant la saison sèche. L'indice de végétation NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) a été retenu pour améliorer les résultats de la classification en trois types d'occupation du sol : surfaces artificialisées construites (voirie, bâtiments), végétation basse (prairies), végétation dense et forêts (Amorim et al., 2015).

Pour établir la relation entre la température de l'air et l'utilisation des terres, des fenêtres glissantes de 3x3 pixels (90 x 90 mètres), 5x5 pixels (150 x 150 mètres) et 9x9 pixels (270 x 270 mètres) et ainsi de suite, ont été utilisées : pour chaque point de mesure de température de l'air et chacune de ces fenêtres mobiles, le pourcentage de chaque classe d'occupation des sols a été corrélé avec l'intensité de l'ICA. Cette procédure est importante car elle ne présage pas a priori quelle est la zone d'influence de l'utilisation des terres sur les mesures de température pour chaque point, ce qui justifie le test avec ces fenêtres de taille « mobile ». Ainsi, pour la classe 1, la corrélation est meilleure (0,74) avec une fenêtre de 33x33 qu'avec une fenêtre de 5x5 pixels (0,55).

Le modèle de régression multiple a également intégré le relief qui est assez contrasté à Presidente Prudente. Au final, la modélisation (figure 1) tient donc compte de la topographie et de l'occupation des sols, les meilleurs descripteurs étant les classes 1 et 3. Une version plus détaillée de la méthodologie et des résultats est présentée dans Amorim et al., 2015.



**Figure 1.** Modélisation de l'îlot de chaleur atmosphérique à Presidente Prudente en soirée pendant la saison sèche (A – Centre Comercial ; B – Quartiers résidentiels fermés ; C, D, E – Quartiers Populaires) – 30/06/2014 – 21h. (Source: Amorim et al., 2015, p. 42).

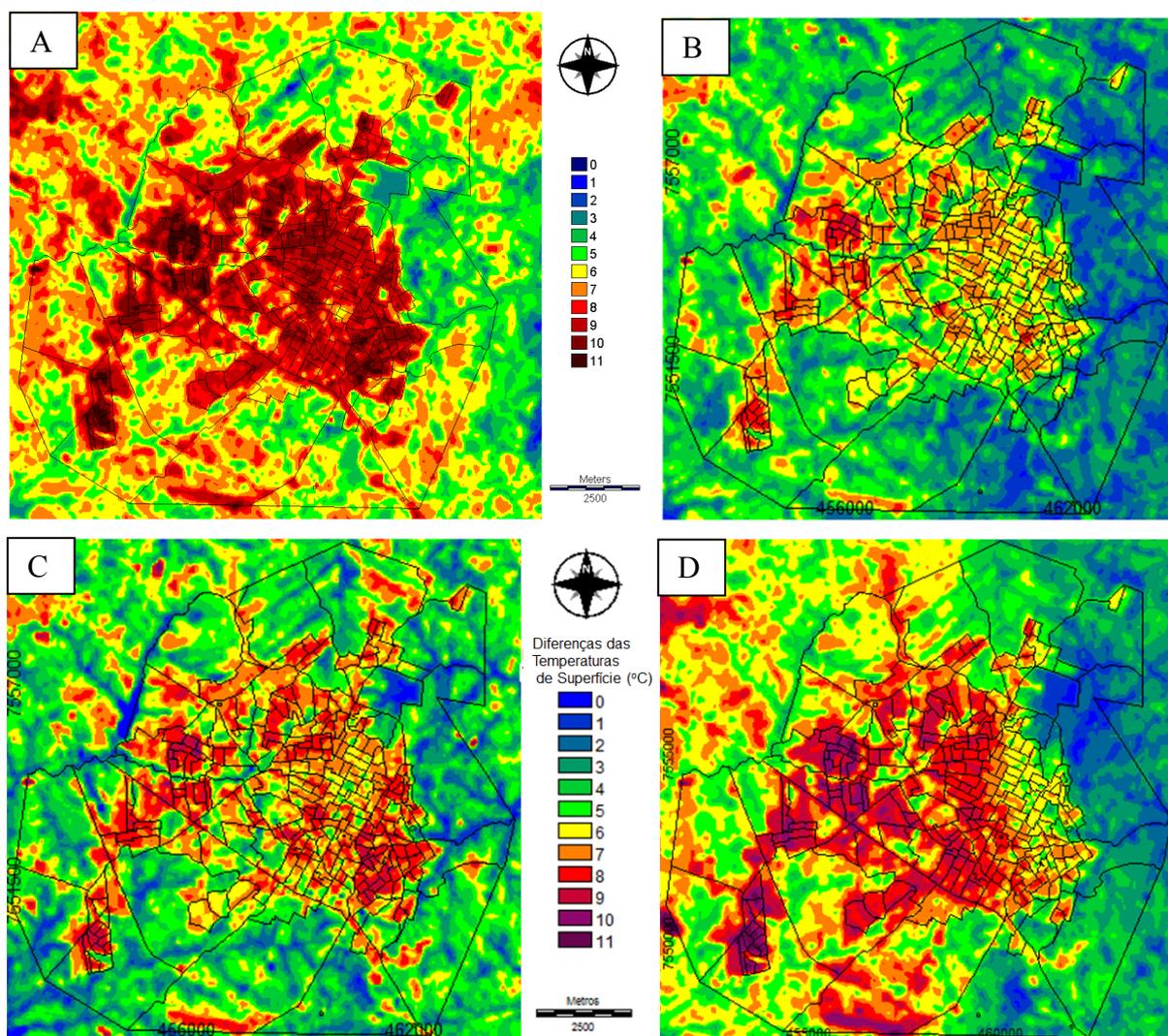
Les températures de l'air mesurées en saison sèche vers 21 heures locales ont montré le développement d'un fort îlot de chaleur urbain (ICU) atteignant une magnitude de 9°C. La

méthode permet de réaliser une régression multiple satisfaisante (corrélation générale de 0,81) et ainsi de construire avec l'imagerie Landsat visible et proche infrarouge une carte de l'ICU réaliste à l'échelle de l'ensemble de l'agglomération.

### 3. Intérêts et limites des caractéristiques des îlots de chaleur de surface

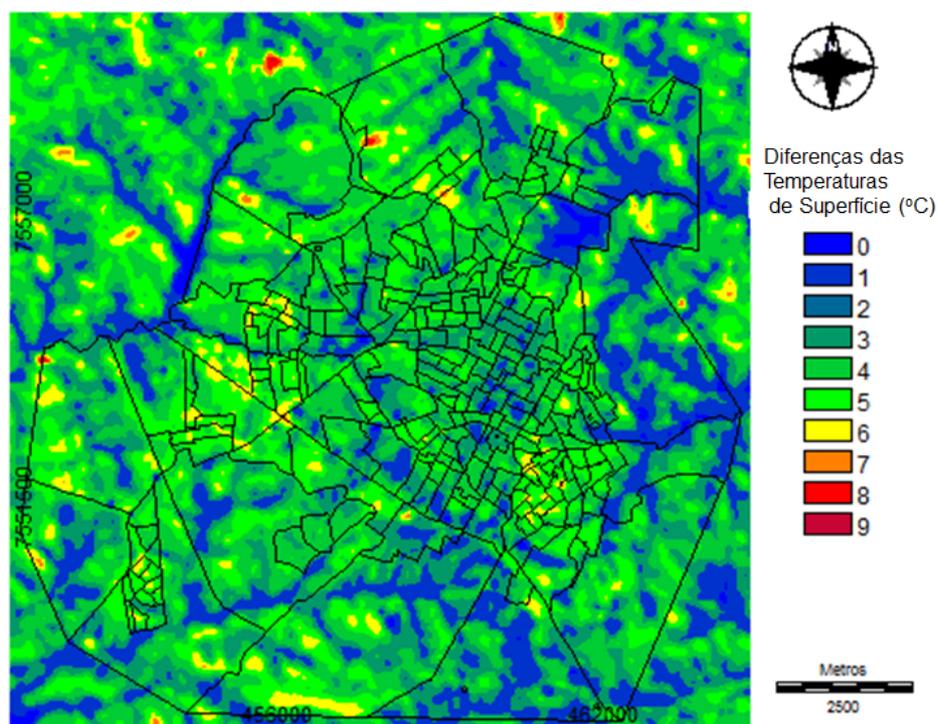
Les études antérieures sur la température de surface à Presidente Prudente en utilisant des images du satellite Landsat en saison des pluies, ont montré des îlots de chaleur de surface de très forte amplitude (jusqu'à 8°C) : des températures élevées sont ainsi observées sur différents types de matériaux urbains alors que les pâturages et les forêts en milieu rural apparaissent avec des températures plus basses (Amorim et al, 2009 ; Amorim et Monteiro, 2011; Cardoso et Amorim, 2014).

Les images de la figure 2 permettent ainsi de visualiser le contraste entre les surfaces urbanisées présentant des anomalies de températures élevées par rapport à la campagne avoisinante où sont relevées les températures les plus basses, quelle que soit la saison. A chaque fois, s'il s'agit de situations peu venteuses, des îlots de chaleur atmosphériques peuvent être observés, même si, bien entendu, il ne peut y avoir de relation directe entre ICS et ICA (Amorim et al., 2009).



**Figure 2.** Cartes d'anomalies des températures de surface de Presidente Prudente pour différentes périodes de l'année en dehors de la saison sèche. A: 28/01/2014 ; B: 17/03/2014 ; C: 11/10/2014 ; D: 30/12/2014. Sources des images: <http://earthexplorer.usgs.gov/> - Landsat 8, canal 10, WRS 222-075

Cependant, lorsqu'on s'intéresse à l'intensité de l'îlot de chaleur de surface pendant la saison sèche, le couvert végétal en milieu rural devient moins dense, avec une proportion importante de sols nus ou de surfaces peu couvertes. Ainsi, comme le montre la figure 3, le matin, en saison sèche, l'image satellite Landsat ne montre aucun îlot de chaleur de surface sur la zone urbaine de Presidente Prudente, parce que les températures des surfaces sont à peu près identiques sur la ville et la campagne. La carte, construite comme les précédentes en écarts de températures (ou anomalies) par rapport au point le plus froid, fait essentiellement ressortir le contraste entre les secteurs boisés de fonds de vallée et les interfluviaux occupés soit par des sols nus, des pâturages desséchés ou la ville. Les points les plus chauds sont d'ailleurs souvent situés en périphérie de la ville sur des sols nus et complètement secs.



**Figure 3.** Carte d'anomalies des températures de surface de Presidente Prudente (SP) en saison sèche. Source de l'image: <http://earthexplorer.usgs.gov/> - Landsat 8, canal 10, WRS 222-075 (1e 08/08/2014 à 10h23GMT)

Dans une telle situation, l'imagerie infrarouge montre ses limites, non seulement pour distinguer les surfaces urbanisées par rapport à leur environnement rural, mais aussi pour distinguer au sein de l'agglomération les types d'urbanisation. En effet, même en ville, les quartiers plus ou moins arborés ne sont plus identifiables comme ils pouvaient l'être sur une image de saison des pluies ou intermédiaire.

L'absence d'îlot de chaleur de surface en matinée ne signifie pas l'absence d'ICA en soirée. Ainsi, alors que la figure 3 ne permet pas d'identifier les surfaces urbanisées, la modélisation réalisée avec les canaux visibles et proche infrarouge de Landsat (figure 1) permet bien de restituer l'ICA observé en début de nuit. On peut interpréter cela comme la nécessité de stocker de la chaleur en cours de journée, phénomène non encore enclenché en début de journée pendant la saison sèche par les surfaces urbanisées. Plus probablement, la restitution infrarouge nocturne reste bien plus importante en ville qu'en campagne du fait des volumes des bâtiments (indifféremment selon la période de l'année), alors que le différentiel ville/campagne en termes de flux de chaleur sensible/latente s'estompe considérablement en saison sèche.

## Conclusion

Contrairement à ce qu'on aurait pu imaginer, les îlots de chaleur de surface dans les milieux urbains, ne sont pas détectés sur les images satellites pendant toutes les saisons de l'année. Ils sont surtout bien observables pendant les périodes pluvieuses où la présence de végétation plus dense et plus fraîche contraste avec les surfaces urbanisées plus chaudes. En revanche, le changement des conditions atmosphériques pendant la saison sèche entraîne une diminution de la masse végétale et une augmentation des surfaces en sols nus, modifiant le bilan énergétique et entraînant des températures de surfaces proches entre les régions rurales et les zones urbaines.

L'absence d'ICS détectable par le satellite Landsat le matin n'entraîne pas, pour autant, l'absence d'ICA en soirée, comme l'illustre l'exemple de Presidente Prudente en saison sèche avec une intensité observée de 9°C. Cette observation ne rend pas non plus caduque l'utilisation des images Landsat, puisque la modélisation de l'ICA peut toujours avoir recours aux autres canaux, notamment visible et proche infrarouge, avec de bons résultats. Des méthodes combinant ces deux approches (courtes longueurs d'ondes et thermique) doivent maintenant être envisagées pour mieux modéliser l'ICA à cette échelle.

**Remerciements** : Les auteurs tiennent à remercier la FAPESP (Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo) pour son appui financier dans le cadre du projet 2014/16350-3. Cette étude a également bénéficié du soutien du programme des Chaires Françaises de l'Etat de São Paulo, édition 2014.

## Bibliographie

- Amorim M. C. C. T., 2005. Intensidade e forma da ilha de calor urbana em Presidente Prudente/SP. *Geosul (UFSC)*, **20**, 65-82.
- Amorim M. C. C. T., Sant'anna Neto J. L., Dubreuil V., 2009. Estrutura térmica identificada por transectos móveis e canal termal do Landsat 7 em cidade tropical. *Revista de Geografia Norte Grande*, **43**, 65-80.
- Amorim M. C. C. T., 2010. Climatologia e gestão do espaço urbano. *Mercator*, **9**, 71-90.
- Amorim M. C. C. T., Monteiro A., 2011. As temperaturas intraurbanas: exemplos do Brasil e de Portugal. *Confins (Paris)*, **13**, 1-18.
- Amorim M. C. C. T., Dubreuil V., Cardoso R. S., 2015. Modelagem espacial da ilha de calor urbana em Presidente Prudente (SP) - Brasil. *Revista Brasileira de Climatologia*, **16**, 29-45.
- Cardoso R. S., Amorim M. C. C. T., 2014. Características do clima urbano em Presidente Prudente/SP a partir de dados de temperatura e umidade relativa do ar e técnicas de sensoriamento remoto. *Revista do Departamento de Geografia*, **28**, 39-64.
- Dubreuil V., Quenol H., Foissard X., Planchon O., 2010a. Climatologie urbaine et îlot de chaleur urbain à Rennes, in P. Clergeau (dir.) *Ville et biodiversité : les enseignements d'une recherche pluridisciplinaire*. Rennes, Presses Universitaires, 105-122.
- Dubreuil V., Delahaye C., Le Strat A., 2010b. Dynamiques d'occupation et d'utilisation du sol et leurs impacts climatiques au Mato Grosso, Brésil. *Confins*, **10**.
- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 2010. *Censo Demográfico 2010 : Sinopse* [en ligne]. Disponible sur: <http://www.cidades.ibge.gov.br/xtras/temas.php?lang=&codmun=354140&idtema=1&search=sao-paulo|presidente-prudente|censo-demografico-2010:-sinopse-> (consulté le 14 février 2016).
- Mendonça F., Dubreuil V., 2002. L'étude du climat urbain au Brésil : Etat actuel et contribution de la télédétection. Dans *Environnement et télédétection au Brésil*. Rennes, Presses Universitaires de Rennes, 135-146.
- Oke T. R., 1978. *Boundary Layer Climates*. London: Methuen & Ltd. A. Halsted Press Book, John Wiley & Sons, New York, 372 p.
- Quenol H., Dubreuil V., Mimet A., Pellissier V., Aguejda R., Clerjeau P., Bridier S., 2010. Climat urbain et impact sur la phénologie végétale printanière. *La Météorologie*, **68**, 50-57.

## ETAT ACTUEL DES RESEAUX DE MESURES ECO-CLIMATIQUES EN AFRIQUE CENTRALE : LES AMBITIONS DU PROJET DE RECHERCHE INTERNATIONAL *FORGREENE*

BIGOT S.<sup>1</sup>, PHILIPPON N.<sup>1</sup>, GOND V.<sup>2</sup>, MORON V.<sup>3</sup>, POKAM W.<sup>4</sup>, BAYOL N.<sup>5</sup>,  
BOYEMBA F.<sup>6</sup>, KAHINDO B.<sup>7</sup>, SAMBA G.<sup>8</sup>, NGOMANDA A.<sup>9</sup>, GAPIA M.<sup>10</sup>,  
YONGO O. D.<sup>10</sup>, LAURENT J.-P.<sup>1</sup>, GOURLET-FLEURY S.<sup>2</sup>, DOUMENGE C.<sup>2</sup>, FORNI E.<sup>11</sup>,  
CAMBERLIN P.<sup>12</sup>, MARTINY N.<sup>12</sup>, DUBREUIL V.<sup>13</sup>, BROU T.<sup>14</sup>

<sup>1</sup>Université Grenoble Alpes (UGA) – Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE) - Domaine universitaire, BP 53, 38041 Grenoble cedex 9, France, sylvain.bigot@ujf-grenoble.fr

<sup>2</sup>CIRAD-ES, Montpellier, France

<sup>3</sup>CEREGE, Aix-en-Provence, France

<sup>4</sup>Université de Yaoundé 1, Cameroun

<sup>5</sup>FRM Ingénierie, Montpellier, France

<sup>6</sup>Université de Kisangani, RDC

<sup>7</sup>Faculté Polytechnique, Kinshasa, RDC

<sup>8</sup>CREE, Brazzaville, Congo

<sup>9</sup>IRET/CENAREST, Libreville, Gabon

<sup>10</sup>Université de Bangui, Centrafrique

<sup>11</sup>CIRAD-ES, Brazzaville, Congo

<sup>12</sup>CRC, Dijon, France

<sup>13</sup>LETG-COSTEL, Rennes, France

<sup>14</sup>ESPACE-DEV, La Réunion, France

**Résumé** – Ce travail fait un état des lieux de la qualité temporelle et de la densité spatiale des séries pluviométriques du Cameroun, Gabon, Congo, RCA et RDC, en particulier sur la période récente (1973-2014) grâce à la base de données internationale GSOD. Face aux énormes lacunes observées, ces résultats vont permettre d'orienter les choix météorologiques et analytiques in situ du programme FORGREENE (*Tropical forests greenness and cloudiness in Central Africa: present conditions and future evolution*). Une comparaison avec des estimations satellitaires (de type RFE) indique aussi leur potentiel intéressant, à condition qu'elles s'appuient sur des validations in situ.

**Mots-clés** : Afrique centrale, réseaux de mesures, évaluation, précipitations, climat équatorial.

**Abstract** – *Current position of eco-climatic measurement networks in Central Africa: ambitions of the FORGREENE international research project.* This work presents an overview of spatio-temporal quality and spatial density of rainfall networks of Cameroon, Gabon, Congo, CAP and DRC, particularly in the recent period (1973-2014) through the GSOD international database. Faced with enormous gaps observed, these results will help to select metrological and analytical orientations in FORGREENE project (*Tropical forests greenness and cloudiness in Central Africa: present conditions and future evolution*). A comparison with rainfall satellite estimates (RFE type) also indicates their great potential, provided they are based on in situ validations.

**Keywords**: Central Africa, weather station network, evaluation, rainfall, equatorial climate.

### Introduction

L'accès à des séries climatiques longues, actualisées et dont la qualité instrumentale et statistique peut être vérifiée demeure un enjeu essentiel dans les travaux portant sur le climat et l'environnement, aussi bien ceux liés à l'observation qu'à la modélisation. Mais cette collecte de données fiables et continues est complexe en zone intertropicale, et encore plus en Afrique centrale (Malhi *et al.*, 2013). Les recherches portant directement sur l'impact du climat sur les formations forestières tropicales africaines sont à peine émergentes malgré son importance pour la régulation du climat global, en lien avec les enjeux de suivi du cycle du carbone et de la biodiversité. À notre connaissance, aucune communauté n'est encore structurée autour de ce sujet. Cela tient en grande partie à la rareté et à la difficulté d'accès aux données *in situ*, ainsi qu'à l'hétérogénéité spatiale et temporelle des réseaux de mesure

des variables météorologiques de première importance comme les précipitations, la température, le vent, la pression, le flux lumineux ou encore l'humidité de l'air.

L'objectif de ce travail est de mener un premier état des lieux sur les différentes bases de données pluviométriques disponibles en Afrique centrale (un travail parallèle est mené sur les séries thermiques et radiatives). Ces données accumulées de façon continue et régulière dans le temps sont fondamentales dans la perspective d'études écologiques et biogéographiques sur les milieux forestiers. Cet état des lieux est nécessaire afin de déterminer, en fonction des lacunes spatiales et temporelles, la localisation et l'implantation de nouvelles stations, la réalisation de campagnes de mesure et l'analyse de la variabilité éco-climatique inter-tropicale telles qu'envisagées dans le cadre du programme international *FORGREENE (Tropical forests greenness and cloudiness in Central Africa: present conditions and future evolution)* qui débute en 2016.

## 1. Les objectifs du projet de recherche *FORGREENE*

Les forêts denses d'Afrique centrale occupent 170 millions ha, soit 36 % des terres (De Wasseige *et al.*, 2015). Des dispositifs permanents de recherche y ont été installés, parfois depuis plusieurs décennies, afin d'en évaluer la composition floristique, la biomasse ou la dynamique (par exemple coordonnés par le CIRAD, le *Smithsonian Tropical Research Institute* ou le CIFOR - *Center for International Forestry Research*). Ces dispositifs s'accompagnent rarement de stations de mesures climatiques. Les aires protégées occupent quant à elles près de 10,5 % des terres, soit plus de 57 millions d'hectares (Doumenge *et al.*, 2015), et constituent un réseau unique d'observation de la biodiversité et de son évolution en relation avec les changements climatiques. Toutefois, ni le statut de protection nationale ni le label international de ces espaces n'impliquent obligatoirement l'installation de réseaux de mesures éco-climatiques associés. Lorsque c'est le cas, ils sont rarement pérennes et les données restent peu accessibles.

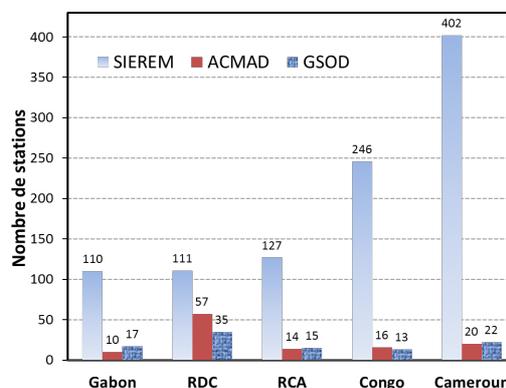
Il existe par ailleurs sur la période contemporaine des relevés éco-climatiques ponctuels, provenant de projets spécifiques (forestiers, écologiques, agronomiques, ...), soutenus par différents bailleurs de fond (AFD, Banque Mondiale, PNUD, organismes de recherche internationaux...) ou dépendant d'une veille particulière sur des espaces instrumentés (forêts, cours d'eau, massifs, sites animaliers). Mais ces données sont à ce jour dispersées parmi ces très nombreux acteurs et aucune collecte n'a réellement débuté pour les rassembler (même sur le plan élémentaire des métadonnées), l'ensemble demeurant méconnu, et par conséquent sous-exploité et mal valorisé.

Pour remédier au sous-investissement scientifique sur cet espace climatique clé, et en commençant par le recensement et l'évaluation des données, plusieurs équipes françaises (du CNRS, CIRAD, IRD) et africaines (du Cameroun, du Congo, du Gabon, de la République Centrafricaine et de la République Démocratique du Congo) se sont coordonnées depuis 2015 pour programmer l'étude des interactions climat/forêt en Afrique centrale, en particulier en lien avec le bilan radiatif et son cycle diurne (Philippon *et al.*, 2016). Une phase essentielle consistera à équiper plusieurs sites en instruments de mesures éco-climatiques pour collecter des données originales provenant de milieux forestiers spécifiques. Cette programmation qui débute, s'appuie sur l'expérience et les résultats provenant de deux projets en écologie forestière coordonnés par le CIRAD : CoForChange (« *Effets des changements globaux sur les forêts du Bassin du Congo* », 2009-2013) et DynAfFor (« *Dynamique des forêts d'Afrique Centrale* », 2013-2017), dont les principaux sites ateliers se situent sur « l'intervalle de la Sangha », aux confins du Congo, du Cameroun et de la RCA (Gond *et al.*, 2013).

## 2. Etat des lieux des principaux réseaux de mesure climatique nationaux

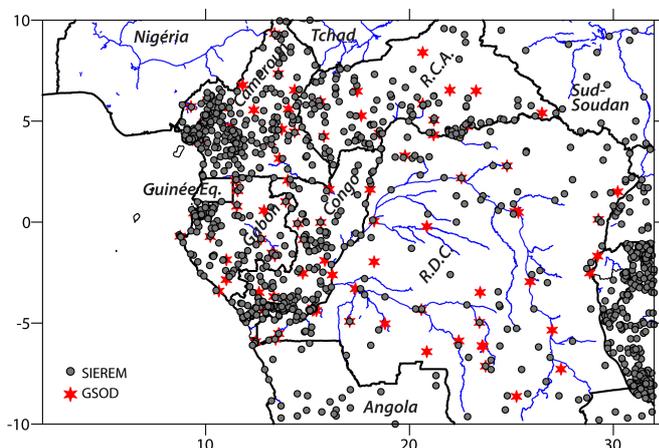
Les implantations météorologiques stationnelles ayant existé en Afrique Centrale depuis le XX<sup>ème</sup> siècle sont très nombreuses ; la base de données SIEREM (*Système d'informations environnementales sur les ressources en eaux en Afrique pour leur modélisation* ; ©Hydrosciences Montpellier, IRD), qui en fait le décompte, recense les sites ayant été instrumentés par les Services Météorologiques Nationaux : 402 au Cameroun, 246 au Congo et plus de cent au Gabon, en RDC et en RCA (Figure 1).

**Figure 1.** Comparaison du nombre de stations pluviométriques recensées pour les cinq pays d'Afrique centrale de l'étude (Gabon, RDC, RCA, Congo et Cameroun) dans les bases de données SIEREM (©Hydrosciences Montpellier, IRD – *i.e.* recensant toutes les stations ayant été historiquement ouvertes par les services nationaux), ACMAD (©WMO-NOAA-IRI – *i.e.* recensant les stations théoriquement opérationnelles au XXI<sup>ème</sup> siècle) et GSOD (©NESDIS, NOAA, U.S. Department of Commerce – *i.e.* recensant les stations théoriquement actives sur la période 1973-2014).



Sur le plan géographique, cela donne l'impression que la sous-région a été bien couverte, particulièrement dans la partie occidentale de l'Afrique centrale, depuis environ 16°E jusqu'à la façade atlantique (en particulier au Cameroun, Congo, RCA, Gabon), le centre de la RDC demeurant en revanche très peu instrumenté au cours du XX<sup>ème</sup> siècle (Figure 2). Toutefois, le nombre de stations diminue considérablement si l'on examine celles en activité sur la période 1973-2014 et qui fournissent des données journalières à l'OMM dans le cadre de la référence internationale *Global Surface Summary of the Day (GSOD)*, elle-même dérivant du fichier mondial *Integrated Surface Hourly (ISH) dataset*. Les données journalières GSOD supposent l'existence d'au moins 4 observations météorologiques synoptiques quotidiennes pour être validées.

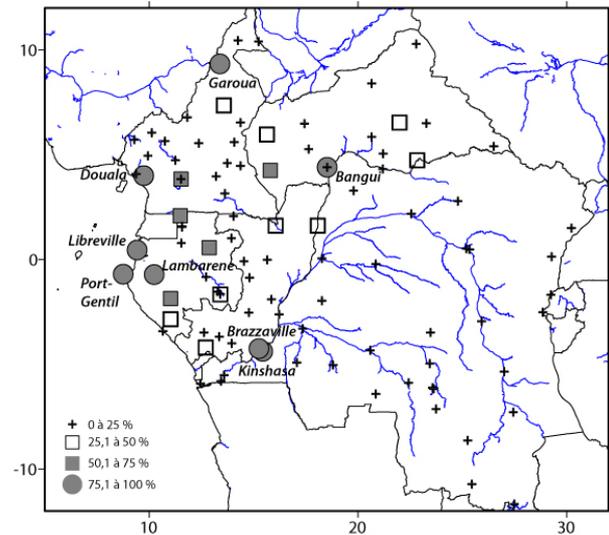
Le réseau actif ne comprend plus que 35 stations en RDC (soit 1 station pour 67 000 km<sup>2</sup>), 22 au Cameroun et moins de 20 pour l'ensemble Gabon, Congo et RCA. Le recensement de la base de données de l'ACMAD (*African Center of Meteorological Application for Development*), qui liste les séries disponibles depuis les années 1960, est très proche de ces chiffres pour l'essentiel des pays (indépendamment du nombre de données manquantes) sauf pour la RDC. Parmi les 57 stations listées dans ce pays, beaucoup sont fermées ou ne fournissent plus de données validées internationalement depuis les années 1970. Ceci aboutit à de véritables « vides stationnels » en RDC (notamment les provinces du Sud-ouest, du Centre et du Nord-Est).



**Figure 2.** Réseau des 996 stations pluviométriques historiques (*i.e.* apparaissant dans la liste officielle des différents Services Nationaux Africains) recensées en Afrique centrale dans la base de données SIEREM (©Hydrosciences Montpellier, IRD) ; il n'y a pas de stations listées en Guinée Equatoriale dans SIEREM. Les 102 stations des réseaux nationaux (Cameroun, Congo, Gabon, RDC et RCA) théoriquement en fonctionnement au XXI<sup>ème</sup> siècle et recensées par l'OMM (base GSOD - *Global Surface Summary of the Day*) sont indiquées pour comparaison.

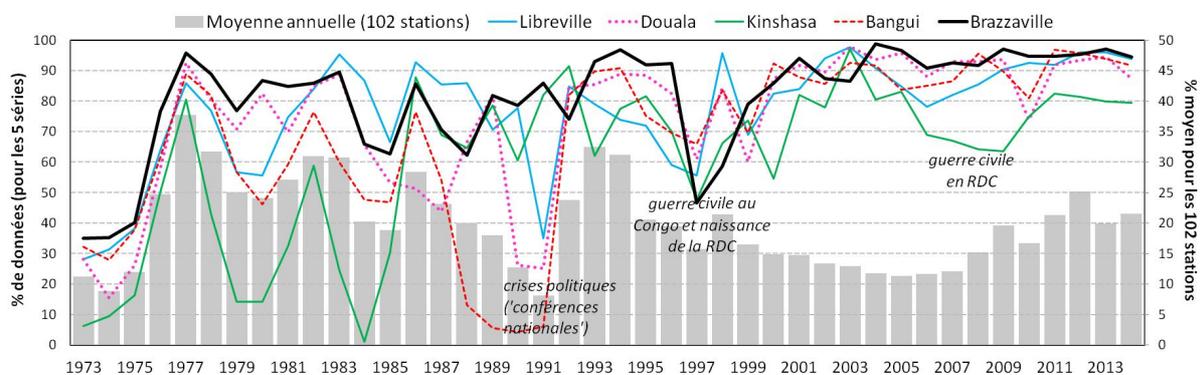
L'analyse des 102 séries pluviométriques issues de GSOD pour les 5 pays étudiés révèle d'énormes contrastes géographiques dans la disponibilité des relevés, notamment entre l'ouest et l'est. Ainsi, seules 8 stations possèdent plus de 75 % de données journalières sur la période 1973-2014, dont une seule (Kinshasa) en RDC (Figure 3). À l'exception de deux stations centrafricaines (Bangui et Berberati) et de Garoua au Nord-Cameroun (et donc hors zone d'intérêt pour notre étude), toutes les stations qui enregistrent plus de 50 % de données sur la période 1973-2014 se situent sur la façade atlantique.

**Figure 3.** Pourcentage de données présentes sur la période 1973-2014 dans les 102 séries pluviométriques journalières d'Afrique centrale issues de la base de données GSOD (©NESDIS, NOAA, U.S. Department of Commerce) ; le pourcentage est découpé selon 4 classes d'amplitudes égales ([0 ; 25], [25 ; 50], [50 ; 75], [75 ; 100]) ; 100% équivaut donc à 365 jours x 42 ans = 15 330 valeurs présentes.



### 3. Evolution historique des relevés sur la période 1973-2014

En dehors du très faible taux de relevés (Figure 4), l'analyse chronologique à partir de toutes les séries suggère deux grandes phases : *i*) une diminution progressive de la disponibilité en données entre 1977 (maximum atteint avec environ 38%) et 1991 (minimum de 8%) ; *ii*) une relative stabilité de la faiblesse des relevés entre 1995 et 2014 (proche de 15 à 20%), avec un creux observé vers 2004-2007 (11%).



**Figure 4.** Barres : évolution du pourcentage annuel moyen de données pluviométriques quotidiennes enregistrées par les 102 séries climatiques recensées en Afrique centrale par la base de données vérifiées GSOD sur la période 1973-2014 (axe des ordonnées de droite ; 100% = 365 jours présents). Courbes : évolution du pourcentage annuel de données pluviométriques quotidiennes présentes dans les séries de cinq grandes villes : Libreville, Douala, Kinshasa, Bangui et Brazzaville (axe des ordonnées de gauche ; 100% = 365 jours présents) ; certains évènements politiques nationaux essentiels sont indiqués sur cette chronologie.

Le contexte politique régional est un déterminant majeur pour expliquer les grandes variations de qualité et de quantité des données. Ainsi, la période 1992-1994 (qui suit la phase instable des « conférences nationales », encore appelée pour certains de ces pays « la transition démocratique ») enregistre une hausse du taux de relevés (>30%), alors que les phases d'instabilité économique et politique régionale se signalent aussitôt par des baisses des taux de relevés (1997, 2005-2007 ou encore 2010).

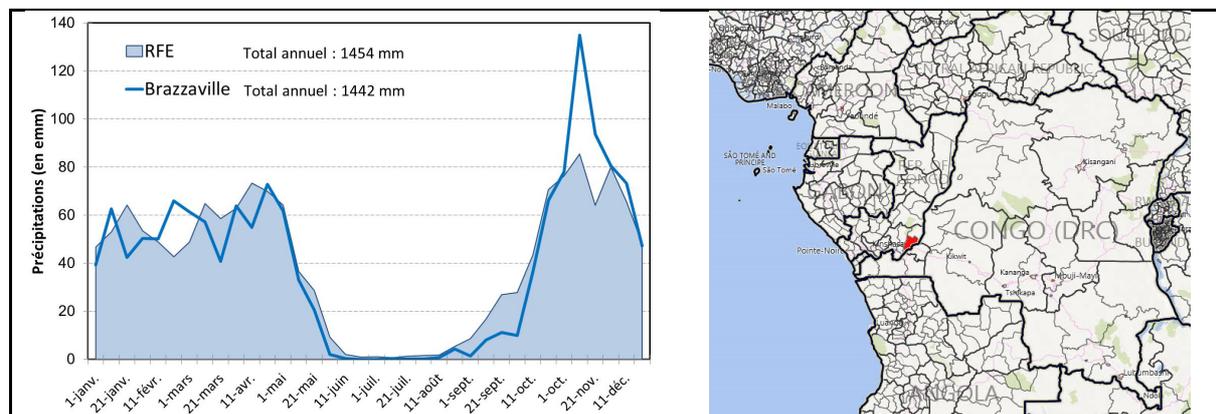
L'examen spécifique des cinq séries les plus complètes (*i.e.* Libreville, Douala, Kinshasa, Bangui et Brazzaville, avec plus de 75% de données) montre également cette sensibilité au

cadre socio-politique (l'exemple typique étant le faible pourcentage à la période de transition 1990-1991). Finalement, si l'on considère certaines pratiques analytiques souvent retenues en climatologie qui aboutissent à rejeter les séries possédant plus de 20% de données journalières manquantes par an (surtout si elles sont continues), et qui tentent d'en combler les lacunes pour seulement celles en possédant moins de 10%, il resterait en Afrique Centrale pour la période postérieure à 2000 moins de 10 stations statistiquement fiables et utilisables, ce qui est sûrement un des plus faibles taux planétaires à ce jour (en dehors des zones polaires) ! Cependant, avec l'exemple du Cameroun, 20 nouvelles stations météorologiques ont été déployées récemment (2013-2014), renforçant a priori le réseau national, mais dont les séries ne sont pas encore intégrées dans les bases de données internationales comme le GSOD.

#### 4. Le recours possible aux estimations pluviométriques satellitaires

Face à ce manque considérable de données *in situ* et difficilement remédiable à moyen terme, une solution envisageable pour tenter d'appréhender la pluviométrie et les bilans hydriques de la région est de recourir aux estimations satellitaires. Obtenues *via* différentes méthodologies, elles présentent plusieurs avantages et inconvénients (Gosset *et al.*, 2013). Par exemple, les données *African Rainfall Estimate* (version 2, appelées ensuite RFE) disponibles depuis 2000 *via* l'ADDIS (*Africa Data Dissemination Service*), reposent sur une combinaison entre des données infrarouges Météosat 5, quelques séries pluviométriques stationnelles journalières (issues du WMO *Global Telecommunication System*), et les données des capteurs SSM/I (*Special Sensor Microwave/Imager*) et AMSU (*Advanced Microwave Sounding Unit*). Disponibles à une résolution de 8 km et à une fréquence décadaire, elles sont potentiellement très utiles pour les travaux portant sur les liaisons fonctionnelles entre contraintes climatiques et formations végétales.

Si l'on compare le cycle pluviométrique annuel moyen calculé pour la série ayant le moins de lacunes sur la période postérieure à 2000, soit Brazzaville (Figure 4), avec celui calculé pour l'estimation RFE correspondante (*i.e.* 'Congo Pool Ngamaba-Brazzaville'), la corrélation est forte, avec  $R = 0,92$  (Figure 5).



**Figure 5.** Comparaison entre le cycle pluviométrique annuel moyen (2002-2014) à la station de Brazzaville (aéroport de Maya Maya ; données extraites de la base journalière GSOD) et l'équivalent estimé grâce aux données satellitaires RFE (*Rainfall Estimate*) extraites du USGS Few's Net Data Portal (ici, l'estimation locale pour la zone 'Congo Pool Ngamaba -Brazzaville', indiqué en rouge sur la carte de droite qui représente tous les indices pluviométriques régionaux disponibles pour les estimations RFE selon le découpage de l'USGS-FNDP dont la carte est extraite) ; calculé sur une base décadaire.

Les cumuls annuels moyens sont quasi équivalents, avec 1442 mm pour la station et 1454 mm pour l'estimation RFE. Le véritable décalage observé correspond à une forte sous-estimation du cœur de la saison des pluies en novembre par les données RFE, alors que le début de cette saison est à l'inverse surestimé en septembre (Figure 5). Ces erreurs

proviennent *a priori* de biais et artefacts liés à la nébulosité, présente même en saison sèche en Afrique centrale, facteur prépondérant qui interfère dans le calage des algorithmes d'estimation pluviométrique où la nébulosité est souvent interprétée systématiquement comme source de précipitations. Le décalage observé en saison des pluies est liée à la surestimation de certaines valeurs RFE : les inter-comparaisons entre mesures *in situ* journalières et RFE menées en Afrique de l'Ouest ont montré que les estimations satellitaires avaient plutôt tendance à sous-estimer les totaux pluviométriques (jusqu'à 10 mm/j) et à surestimer les jours enregistrant les plus faibles précipitations (Gosset *et al.*, 2013). Malgré cela, le potentiel satellitaire de précipitations telles RFE semble intéressant pour l'analyse du climat d'Afrique centrale. Cet exemple ponctuel doit être systématisé à l'ensemble du territoire, et à l'ensemble des estimations satellites disponibles. Mais seules des séries *in situ* de qualité, complètes et multiparamétriques permettront de valider et calibrer ces estimations utiles pour des fins de spatialisation et modélisation.

## Conclusion

La densité et la qualité du réseau météorologique d'Afrique Centrale au XXI<sup>ème</sup> siècle est donc catastrophique, symptomatique de ce que la revue *The Economist* écrivait en 2014 au sujet des données africaines : « *Africa is the continent of missing data* ». L'impératif d'un renforcement des capacités des réseaux météorologiques *in situ* dans le bassin du Congo est évident et connu de toutes les organisations internationales (UNECA, 2011). Malgré le développement des estimations climatiques satellitaires, et alors même que les étapes de modélisation environnementale progressent rapidement, le recueil de données *in situ* grâce à une instrumentation fiable et moderne demeure indispensable, le climat actuel de l'Afrique Centrale étant très peu mesuré et connu (Malhi *et al.*, 2013). L'ambition du projet FORGREENE est donc de pouvoir participer à cet effort régional de renforcement des capacités de mesure et d'expertises, en servant de catalyseur auprès des organisations et instances nationales et internationales.

## Bibliographie

- De Wasseige C., Tadoum M., Eba'a Atyi R. et Doumenge C. (Eds.), 2015. *Les forêts du Bassin du Congo - Forêts et changements climatiques*. Weyrich, Belgique, 128 p.
- Doumenge C., Palla F., Scholte P., Hiol Hiol F. et Larzillière A. (Eds.), 2015. *Aires protégées d'Afrique centrale – État 2015*. OFAC, Kinshasa, République Démocratique du Congo et Yaoundé, Cameroun, 256 p.
- Gond V., Fayolle A., Pennec A., Cornu G., Mayaux P., Camberlin P., Doumenge C., Fauvet N., Gourlet-Fleury S., 2013. Vegetation structure and greenness in Central Africa from MODIS multi-temporal data. *Phil. Trans. R. Soc. (B)*, **368**, 20120309.
- Gosset M., Viarre J., Quantin G., Alcoba M., 2013. Evaluation of several rainfall products used for hydrological applications over West Africa using two high-resolution gauge networks. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **139**, 923-940.
- Malhi Y., Adu-Bredu S., Asare R. A., Lewis S. L., Mayaux P., 2013. African rainforests: past, present and future. *Phil. Trans. R. Soc. (B)*, **368**, 20120312.
- Philippon N., De Lapparent B., Gond V., Sèze G., Martiny N., Camberlin P., Cornu G., Morel B., Moron V., Bigot S., Brou T., Dubreuil V., 2016. Analysis of the diurnal cycles for a better understanding of the mean annual cycle of forests greenness in Central Africa. *Agricultural and Forest Meteorology*, 81-94.
- UNECA, 2011. *Assessment of Africa's Climatic Records and Recording Networks Including Strategic for Rescuing of Climatic Data Working Paper 3*. United Nations Economic Commission for Africa, African Climate Policy Centre, 25 pages.

## AMBIANCES CLIMATO-TOURISTIQUES A L'HORIZON DE 2020-2039 DANS L'ESPACE COTIER BENINOIS (AFRIQUE DE L'OUEST)

BOKO N. P. M.<sup>1</sup>, MEDEOU F. K.<sup>1</sup>, VISSIN E. W.<sup>1</sup>, AMELUNG B.<sup>2</sup>,  
HOUSSOU C. S.<sup>1</sup>, BLAŒJECZYK K.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Laboratoire Pierre PAGNEY, Climat, Eau, Ecosystèmes et Développement (LACEEDE), 03 BP 1122 Jéricho, Cotonou, Université d'Abomey-Calavi (Bénin), boko2za@yahoo.fr, kmedeouf@yahoo.fr, exlaure@yahoo.fr, christpasse@yahoo.fr

<sup>2</sup>Environmental Systems Analysis group Wageningen University, (Netherlands.), P.O. box 47 6700 AA Wageningen The Netherlands, bas.amelung@wur.nl

<sup>3</sup>Institute of Geography and Spatial Organization PAN, Varsovie, (Pologne), kblazejczyk@uw.edu.pl

**Résumé** – Cette étude vise à mettre en exergue les impacts éventuels des bioclimats sur le tourisme dans les villes côtières du Bénin. Elle a été menée à l'aide des méthodes de statistiques descriptives, du calcul d'indice de confort touristique (ICT) et de la matrice sensibilité. Les données utilisées sont celles du modèle météorologique ReMO (pluie, température, humidité relative, insolation et vent) à l'échelle mensuelle de 2020 à 2039. Les résultats de cette étude montrent que l'hypothèse selon laquelle les ambiances climato-touristes futures à l'horizon 2020-2039 seront favorables pour le tourisme n'est pas confirmée. En effet, les ambiances climato-touristiques seront moins favorables pour le tourisme dans l'ensemble. Des trois types de paysage (les villes/sites urbain, les zones balnéaires et les zones humides) caractéristiques de l'espace côtier béninois, les villes/sites urbain seront moins affectés. Quoiqu'il en soit, l'industrie touristique sera affectée autant positivement que négativement.

**Mots-clés** : Villes côtières, Bénin, bioclimats, tourisme, ICT

**Abstract** – *Environments climato-tourist A the horizon of 2020-2039 in coastal beninois (West Africa).* This study aims at putting forward the possible impacts of the bioclimats on tourism in the coastal cities of the Benin. It was carried out using the statistical methods descriptive, of the calculation of tourist index of comfort (ICT) and of the matrix sensitivity. The data used are weather ReMO (rain, temperature, relative humidity, insolation and wind) on a monthly scale from 2020 to 2039. The results of this study show that the assumption according to which environments future climato-tourists at horizon 2020-2039 will be favorable for tourism is not confirmed. Indeed, climato-tourist environments will be less favorable for tourism as a whole. Of the three types of landscape (cities/sites urban, balneal zones and wetlands) characteristic of coastal space beniners, the cities/urban sites will be less affected. Though it is tourist industry will be affected as much positively than negatively.

**Keywords**: Coastal cities, Benin, bioclimats, tourism, TCI

### Introduction

Depuis les années 1960 et 1970, plusieurs recherches ont permis de déterminer les impacts du climat sur l'organisme humain (Matzarakis *et al.*, 1999 ; Houssou *et al.*, 2006) et par voie de conséquence sur les activités récréatives, dont le tourisme. En effet, de nombreuses formes d'activités récréatives sont liées au climat extérieur (Amelung et Viner, 2006 ; Blazejczyk, 2007), par ces différents paramètres. Ces derniers influent sur la forme de récréation, sa durée ainsi que son efficacité.

Or, depuis l'effectivité des impacts des changements climatiques dans le monde, il est de plus en plus opportun de dégager les influences des différents paramètres climatiques sur le tourisme à une échelle plus ou moins réduite.

Cette étude vise à mettre en exergue les influences du climat et sur le tourisme dans les villes du littoral béninois (Fig. 1).

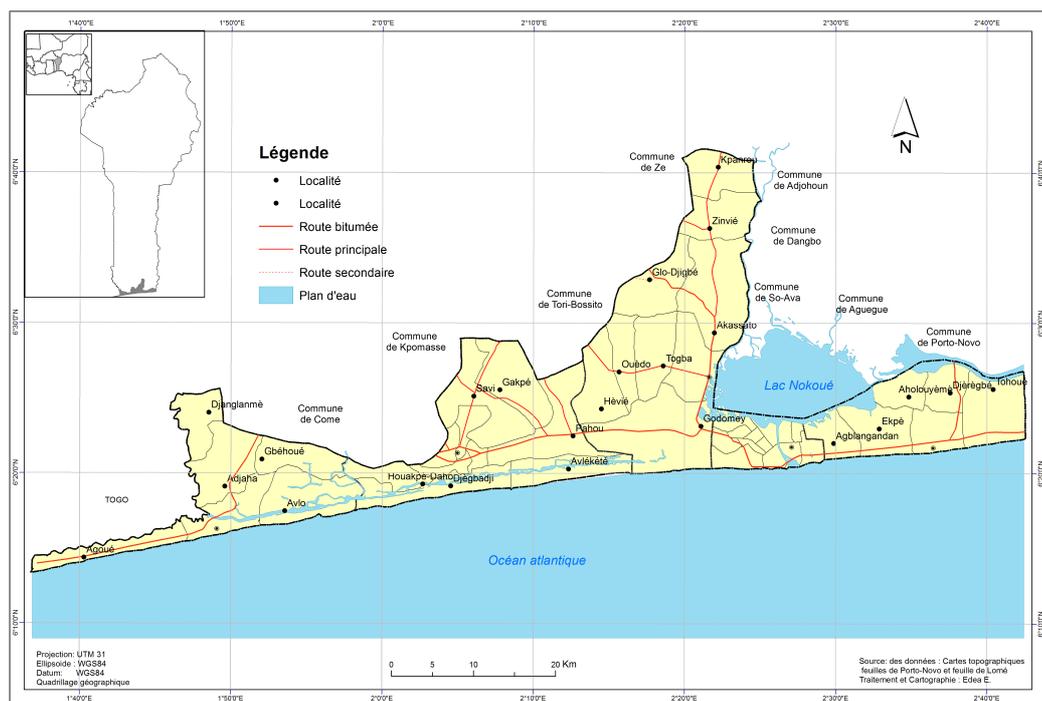


Figure 1. Situation du secteur d'étude

Le secteur d'étude est compris entre les parallèles 6°10 et 6°40 N et les méridiens 1°40' et 2°45' E. Il s'étend de la frontière nigériane (Kraké) à la frontière togolaise (Hilla-Condji). Elle est longue de 125 km et large de 4 km en moyenne (Sakiti, 1997).

## 1. Données et méthodes

Les données utilisées sont les statistiques climatologiques (températures, humidité, vent, insolation) sur la période 1971-2010 extraites du modèle REMO. Ces données sont extraites des stations de Cotonou, Ouidah, Grand-Popo, Porto-Novo et Sèmè-Kpodji. Elles sont complétées par les données des stations de Athiémé, Bopa, Allada, Niaouli, Sakété et Adjohoun.

### 1.1. Méthode de traitement des données

Au Bénin, en bioclimatologie, les indices les plus utilisés sont: l'indice Thermohygométrique (THI), le wind-chill index, le Discomfort Index (DI) et l'Humidex (H) (Boko *et al.*, 2011). Le calcul des indices à partir de ces formules ne prend en compte non seulement que deux paramètres climatiques à la fois et mais aussi ne tiens pas compte des hauteurs de pluie qui est un paramètre primordial dans la détermination du confort et de l'inconfort pour le touriste. Ces indices sont donc incomplets, ce qui n'est pas le cas avec l'indice climato-touristique de Mieczkowski. Pour déterminer les ambiances de confort touristique, **l'indice climato-touristique (ICT)** a donc été utilisé (Mieczkowski, 1985). Cet indice est constitué de la somme pondérée de 5 sous-indices : deux indices de confort, un indice pluviométrique, un indice d'ensoleillement et un indice anémométrique.

Sa formule est :  $ICT = 2 \times [(4 \times CID) + CIA + (2 \times P) + (2 \times S) + W]$

Avec – **CID**: Indice de confort thermique pendant la journée (°C)

– **CIA**: Indice de confort thermique journalier (°C)

– **P**: Précipitations totales mensuelles (mm)

– **S**: Heures d'ensoleillement (h/jour)

– **W**: Vitesse du vent (km/h)

Tous les sous-indices sont calculés avec des valeurs moyennes mensuelles et ils peuvent atteindre une cotation maximale de 5. La valeur maximale de l'indice agrégé est de 100.

Les sous indices CID et CIA dépendent tous deux de données mensuelles de températures et d'humidité.

- Le CID (indice de confort pendant la journée) combine les variables de température maximale (TX) et l'humidité relative minimale (RHx).
- Le CIA (indice de confort journalier) emploie deux différentes variables, les températures moyennes (Tx) et l'humidité relative moyenne (RH).

La valeur numérique finale de l'indice ICT se présente comme dans le tableau 1 suivant :

**Tableau 1.** Synthèse de la description des valeurs numériques de l'indice ICT. *Source : Mieczkowski (1985)*

Valeur numérique de l'indice	Code	Description de la catégorie	Valeur carto.
90 – 100	9	Idéal	Excellent
80 – 89	8	Excellent	
70 – 79	7	Très bien	Très bien
60 – 69	6	Bien	Bien
50 – 59	5	Acceptable	Acceptable
40-49	4	Marginal	
30-39	3	Défavorable	Défavorable
20-29	2	Très défavorable	
10-19	1	Extrêmement défavorable	
9 – (-9)	0	Impossible	
(-10) – (-20)	-1	Impossible	

Ce tableau de catégorisation des valeurs finales de l'indice permet de déterminer l'ambiance climato-touristique d'une destination touristique. En dehors des classes des valeurs numériques, Mieczkowski (1985) a aussi ajouté à ce tableau les codifications pour une représentation cartographique à partir de Surfer 9.

### 3. Résultats et discussion

#### 3.1. Ambiances climato-touristiques futures dans l'espace côtier du Bénin

Dans le cadre de cette étude, il ne s'agit pas de revenir sur l'évolution future de ces différents paramètres du climat, mais plutôt de simuler directement l'évolution des ambiances climato-touristiques dans l'espace côtier du Bénin à partir des scénarii A1B et B1 du « REgionalMOdel » (REMO).

La figure 2 montre les ambiances climato-touristique mensuelles simulées à l'horizon 2020-2039 sur l'espace côtier du Bénin.

Il ressort de la figure 2 que le potentiel climato-touristique de l'espace côtier connaît une certaine baisse. En effet, on note 57 en moyenne comme ambiance climato-touristique en 2020-2039 contre 59 observés sur la période 1971-2000, soit une baisse de 2 en moyenne.

En outre, par rapport à la période 1971-2000, les plus fortes baisses des ambiances climato-touristiques mensuelles varieront en moyenne de -11 % en juillet, -10 % en avril, -9 % en mai et mars -6 %. Par contre, on peut noter une constance pour les mois d'août et septembre avec un taux de variation de 0,1 %. Le mois de novembre, quant à lui est caractérisé par la plus faible variation avec -1 %. Enfin, seuls les mois de décembre, janvier,

février et septembre sont caractérisés par une augmentation du potentiel climato-touristique avec respectivement 10 %, 6 %, 2 % et 1 %.

En résumé, l'évolution du potentiel climato-touristique mensuelle est marquée par une baisse générale sur tous les mois. Les mois de mai, juin, juillet et même octobre sont plus caractérisés par un score « acceptable » à l'opposé des mois de décembre et janvier qui sont à l'« excellent ».

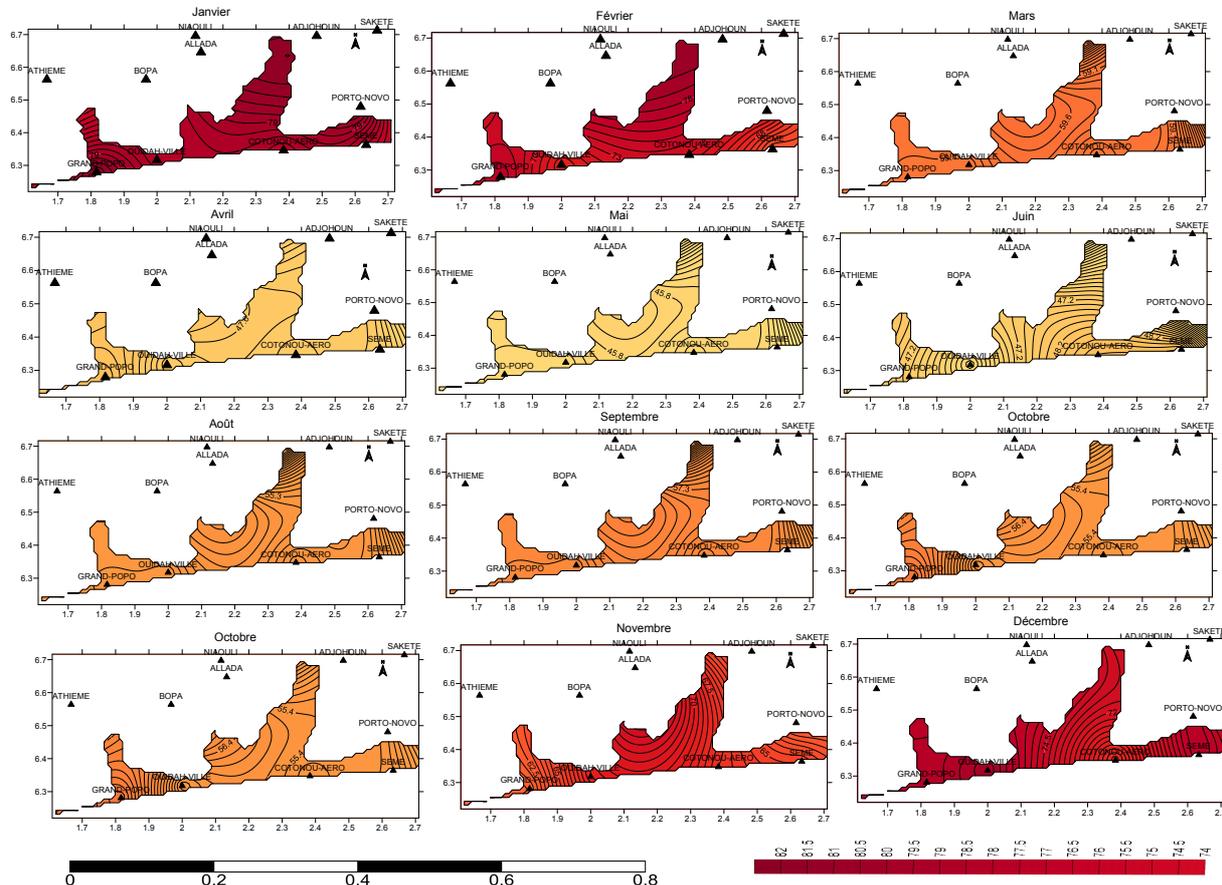


Figure 2. Champ des ambiances de l'indice climato-touristique mensuelles simulées à l'horizon 2020-2039

De manière synthétique, la figure 3 montre les potentiels climato-touristiques moyens des années 1971-2000 et celles 2020-2039.

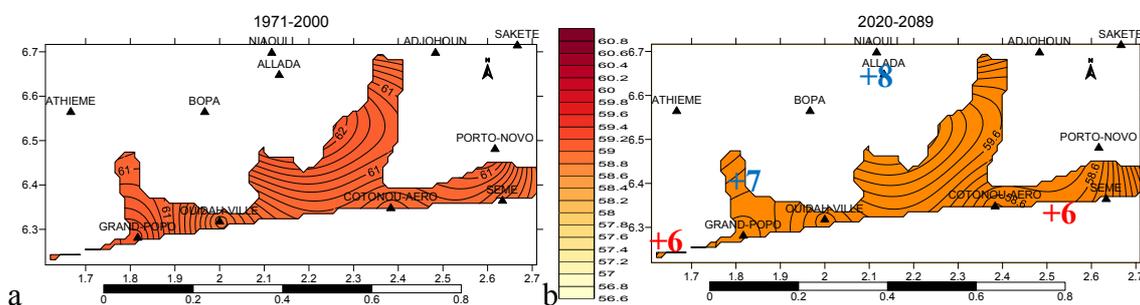


Figure 3. Ambiances bioclimatiques moyennes annuelles de 1971-2000(a) et 2020-2039(b)

Cette figure montre que les ambiances climato-touristiques connaîtront une baisse de l'ordre de 2 à 3 % à l'horizon de 2020-2039.

Il n'est pas banal de rappeler ici que les perspectives de changements climatiques peuvent engendrer des spéculations multiples sur la modification de la carte touristique. Or, ici la diminution de nombre de mois à caractère « favorable » pour les activités touristiques dans

l'espace côtier du Bénin est considérable. Ceci ne sera pas sans effet sur les paysages touristiques et le tourisme en général.

### ***3.2. Effets des ambiances climato-touristiques futures sur le tourisme***

Les manifestations des effets du climat sur le tourisme sont très dépendantes de la nature de l'espace ou paysage touristique. On distingue essentiellement trois types de paysage touristique dans l'espace côtier du Bénin à savoir les paysages balnéaires, les paysages humides et les paysages urbains.

#### ***3.2.1. Espace balnéaire***

L'une des activités récréatives la plus importante dans l'espace côtière est le bain de soleil. Concernant cet espace, les bioclimats futurs vont affecter les loisirs au bord de mer à la fois directement et indirectement. Le niveau de la mer va augmenter les dommages les plages en raison de l'érosion côtière et les inondations. Éventuellement, il pourra même affecter les installations touristiques qui sont situées le long de la côte. Ces effets seront intensifiés par vents forts qui vont se produire plus fréquemment.

#### ***3.2.2. Zones humides***

Les zones humides sont très demandées par les personnes qui cherchent un endroit pour la randonnée ou se détendre. Ces zones ont un grand nombre de campings, parcs de vacances et d'autres installations. La prédominance d'activités récréatives dans la zone humide augmentera le risque de détérioration des périodes touristiques en raison de l'augmentation des précipitations, même si cela peut être en partie compensé par des températures un peu plus élevées.

À côté de ces effets directs, les bioclimats futurs auront une incidence sur les biodiversités elles-mêmes. Les zones influencées par les changements de température, de distribution de la vie végétale et animale se déplaceront vers le Nord.

Le réseau hydrographique de l'espace côtier du Bénin est très dense et approprié pour les sports nautiques. Les sports nautiques exigent un certain type des conditions météorologiques, bien que les exigences soient moins strictes par rapport aux activités en mer. En effet, il ne doit pas faire trop frais et la visibilité doit être suffisante d'un côté et d'un autre côté, les conditions météorologiques extrêmes telles que les tempêtes et les orages sont plus dangereuses qu'en mer.

Les amateurs de sport nautique profiteront de températures plus élevées. Mais les risques d'augmentation des phénomènes climatiques extrêmes risquent d'augmenter les accidents et les dommages en raison des coups de vent et des orages.

L'augmentation de la température peut favoriser la croissance des organismes qui rendent l'eau impropre à la baignade en raison des risques pour la santé.

#### ***3.2.3. Villes et sites urbains***

Les villes à travers les sites historiques de l'espace côtier du Bénin attirent de nombreux visiteurs nationaux et internationaux. Les villes de Ouidah, de Cotonou sans oublier Porto-Novo, sont une destination populaire en raison de sa diversité culturelle et sociale. Étant donné le large éventail d'activités possibles dans ces villes, le tourisme de ville est moins sensible aux conditions bioclimatiques que le tourisme hors de la ville (tourisme rural). Néanmoins, les conditions bioclimatologiques jouent un rôle pour les activités à l'air libre.

En effet, les précipitations en villes sont indésirables. Quant aux températures élevées, elles peuvent provoquer le stress thermique. De plus, en combinaison avec l'absence de vent, le temps serait beaucoup plus chaud et lourd, ce qui rendrait la visite des villes désagréable.

Les conséquences directes des bioclimats humains futurs en saison sèche sont principalement liées à la température. Une plus grande probabilité de beau temps pourrait induire un changement vers des activités de plein air, et accroître l'attractivité des villes pour les visiteurs étrangers. Toutefois, une température trop élevée réduirait l'attrait à cause du stress de la thermique lié à la chaleur. En saison des pluies, l'augmentation des précipitations peut conduire à des activités plus à l'intérieur.

## Conclusion

La présente étude a proposé une évaluation des effets possibles du climat futur sur les activités touristiques dans l'espace côtier du Bénin. Les résultats issus de l'application de l'indice climato-touristiques, révèlent que les paysages de l'espace côtier du Bénin subiront vraisemblablement des effets plus ou moins négatifs ce qui impacterait par ricochet la détérioration de leur attractivité touristique et l'économie du secteur.

À l'heure actuelle où les débats internationaux sont orientés sur les préoccupations des changements climatiques, un regard sur les situations des pays développés peut aider à mieux éclairer les analyses sur les impacts et l'identification des stratégies d'adaptation et/ou d'atténuation.

En perspective à ces stratégies d'adaptation et d'atténuation, nous recommandons aux autorités locales de : ( $\alpha$ ) favoriser le développement du tourisme durable ; ( $\beta$ ) développer un système d'alerte précoce appliqué au secteur du tourisme ; ( $\gamma$ ) promouvoir la recherche sur les impacts du climat sur le tourisme et vice-versa.

## Bibliographie

- Amelung B., Viner D., 2006. Mediterranean tourism: exploring the future with the tourism climatic index. *J.SustainableTourism*, **14**, 349–366.
- Błażejczyk K., 2007. L'analyse du temps comme méthode d'évaluation bioclimatique pour la récréation. Dans Climat, tourisme et environnement, *Actes du 20<sup>ème</sup> colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, 3-8 septembre 2007 (pp. 117-121). CENAFFE, Carthage, Tunisie.
- Boko N. P. M., Vissin E. W., Houssou C. S., 2011. Bioclimats et tourisme à Ganvié (Bénin, Afrique de l'Ouest), In *Actes du 3<sup>ème</sup> colloque de l'UAC* (pp. 213-223).
- Houssou C. S. Vissin E., Pérard J., 6-9 sept. 2006. Variabilité climatique et pathologie dans le département du Mono (Bénin, Afrique de l'Ouest). *Actes du 19<sup>ème</sup> colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, 6-9 septembre 2006 (pp. 316-321). Epernay, France.
- Matzarakis A., Mayer H., Iziomon M., 1999. Applications of a universal thermal index: physiological equivalent temperature. *Int. J. Biometeorol.*, **43**, 76-84.
- Mieczkowski Z., 1985. The tourism climate index: a method for evaluating world climates for tourism. *The Canadian Geographer*, **29**, 220-233.
- Sakiti N. G., 1997. *Myxosporidies et Microsporidies de poissons du Sud-Bénin : Faunistique, Ultrastructure, Biologie* (Thèse de doctorat). Faculté des Sciences Techniques, Université National du Bénin, 296 p.

# VARIABILITE SPATIO-TEMPORELLE DU CONFORT THERMIQUE DANS LA METROPOLE DE TUNIS PENDANT LA SAISON CHAUDE

CHARFI S.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Université de Sfax ; charfisami\_geo@yahoo.fr

**Résumé** – L'analyse de l'indice physique de confort THW pendant les mois de juin à septembre des années 2011, 2012 et 2015, montre que la station côtière de Tunis-Carthage est, en moyenne, plus confortable que la station de Manouba, située à l'intérieur du continent. L'écart moyen de THW est de 2°C. Les situations d'inconfort sont également plus fréquentes de 18% à Manouba. A l'échelle journalière, l'évolution du confort est commandé par des facteurs: climatique comme la brise, géographique comme la topographie et anthropique comme l'ICU. Les mesures itinérantes diurnes pendant la date sélectionnée ont prouvé que la zone urbanisée est la plus inconfortable en comparaison avec le nord-est, l'ouest et le sud de la métropole. Les écarts de HI sont remarquables, de l'ordre de 14°C au maximum.

**Mots-clés** : confort thermique, THW, Tunis.

**Abstract** – *Spatio-temporal variation of thermal comfort in Tunis city during hot season* The analysis of comfort physical index THW during the months of June to September in the years 2011, 2012 and 2015, shows that the coastal station of Tunis-Carthage, on average, is more comfortable than Manouba station located away from the coast. The average deviation of THW is 2°C. The discomfort situations are also more frequent than 18% in Manouba. At a daily scale, the evolution of comfort is determined by climate factor such as the breeze, geographical one such as topography and the anthropological factor namely the UHI. Random daytime measurements during the selected date have proven that the urbanized area is the most uncomfortable compared to the Northeast, the west and the south of the metropolis. HI differences are remarkable in the order of 14°C maximum.

**Keywords**: Thermal comfort, THW, Tunis.

## Introduction

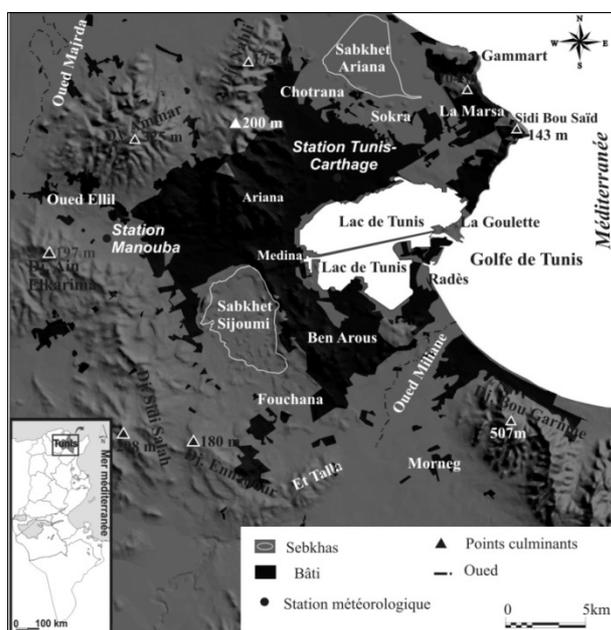
A l'échelle de la ville, la géométrie et la densité du bâti, la faiblesse du couvert végétal, l'imperméabilité du substrat, la variété des types d'occupation du sol et le dégagement de la chaleur anthropique modifient les termes du bilan radiatif, rendent la ville généralement plus chaude que sa campagne environnante (ICU) et génèrent une multitude de microclimats (Charfi, 2012). L'anthropisation du milieu a renforcé la vulnérabilité face aux aléas naturels tels que, entre autres, les paroxysmes climatiques (vagues de chaleur et de froid). Selon l'OMS, une exposition prolongée à la chaleur intense associée à une forte humidité pourrait être responsable de coups de chaleur, de cas d'hypotension et/ou d'hypothermie (Charfi, 2013)...Face à ce danger, des dizaines d'indices ont été élaborés et peuvent être résumés en trois grandes familles : (a) les indices physiques (indices de confort), (b) les indices fondés sur le bilan énergétique de l'homme, (c) les indices fondés sur une classification climatique des situations synoptiques (Blazejczyk et al., 2012). L'objectif de ce travail est d'abord de comparer, à travers l'indice physique de confort THW « temperature humidity wind index », les ambiances bioclimatiques entre la ville de Tunis et sa campagne environnante avec des échelles temporelles emboîtées de mesures descendant jusqu'à 30 minutes, et ensuite, de cerner les éléments qui les régissent. Il s'agira de mettre en évidence les facteurs liés à la ville et ceux géographiques. Enfin, un cas sera modélisé.

## 1. Zone d'étude

Tunis est une métropole densément urbanisée avec près de 2.5 millions d'habitants. Elle est située au sud de la Méditerranée occupant une plaine côtière basse parsemée de collines avec deux surfaces aquatiques importantes : Sabket Sijoumi et Lac de Tunis (fig. 1). Une

topographie d'amphithéâtre marque la partie ouest de la ville. Ce cadre paraît être déterminant au niveau de la variabilité spatiale du confort thermique à l'échelle topoclimatique.

## 2. Données et Méthodes



**Figure 1.** Localisation et cadre géographique de la métropole de Tunis.

Source : MNT : NOAA – Occupation du Sol, CRDA

L'indice THW a été développé par Steadman en 1979. Il présente les températures ressenties «Heat index» (HI) en intégrant l'effet rafraichissant du vent suivant la formule suivante :  $THW = HI (1.072 * W)$  où HI est le Heat Index en degré fahrenheit et W est la vitesse du vent en mile/h. Les résultats de l'équation, en degré fahrenheit, sont convertis en degré Celsius. Les avantages de cet indice sont: qu'il utilise trois paramètres climatiques communément mesurés sur les stations météorologiques (température, humidité relative et vitesse du vent), qui tient en considération, en plus des paramètres climatiques, de la thermo-physiologie humaine. Le Heat Index dont dérive cet indice a été déjà testé en climat méditerranéen comme à Porto au Portugal et à Thessaloniki en Grèce (Dahech, 2014).

Une grille de quatre classes appliquée au HI publiée par « NOAA's National Weather Service Heat Index Program » synthétise les troubles physiologiques possibles en cas d'exposition à la chaleur et/ou en pratiquant une activité physique : THW de 27°C à 32°C = prudence ; THW de 32°C à 41°C = prudence extrême ; THW de 41°C à 54°C = danger et plus de 54°C = danger extrême. Pour calculer les valeurs de THW, nous avons recueilli les données de deux stations météorologiques : celle de l'aérodrome de Tunis-Carthage située près de la côte à l'est de la zone urbaine et la station rurale de Manouba implantée dans une plaine basse à l'ouest de la ville. Les données de Tunis-Carthage sont téléchargées à partir du site web du « National Center for Environmental Prediction » (NCEP) et celles de Manouba sont recueillies par une station automatique que nous avons installée il y a quelques années. L'étalonnage des deux stations a été réalisé au site de la station de Tunis-Carthage. Nous avons utilisé les enregistrements de température, d'humidité, de la vitesse et de la direction du vent à l'échelle de 30 mn durant les mois les plus chauds de l'année : juin, juillet, août et septembre pour trois ans 2011, 2013, 2015. Ces 3 années sont les moins lacunaires au niveau des deux stations. En effet, la série de Manouba ne présente aucune lacune, par contre les données manquantes représentent 4.5% de la série de Tunis-Carthage.

Pour augmenter la résolution spatiale des données, plusieurs campagnes de mesures itinérantes thermo-hygrométriques diurnes et nocturnes ont été réalisées par vent calme et ciel clair. Comme nous n'avons pas mesuré le vent, seul le HI sera calculé à ce niveau de l'étude. Ces mesures vont alimenter des modèles d'interpolation. Un cas sera présenté, celui du 26-08-2007 à 12h30mn. Le modèle « fonctionnel » a été fondé par méthode de régression linéaire à partir des lois qui relient la température et l'humidité, donc le HI, aux paramètres caractéristiques des sites de mesure pour la date étudiée. Les paramètres sélectionnés sont de type géographiques, liés aux sites et au cadre naturel à savoir : l'altitude, la pente,

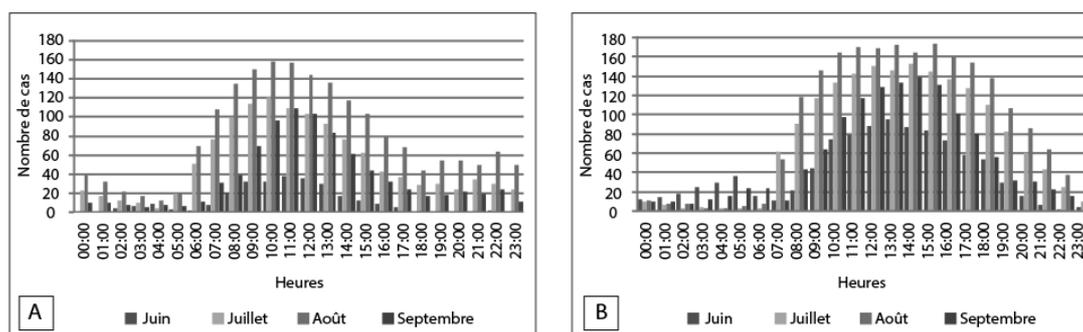
l'orientation, la distance à la mer (calculés à partir d'un MNT de 30m du GLCF de la NASA), l'effet de la végétation (traduit par l'INDVI calculé à partir d'un image Landsat UTM+), et anthropiques, liés à la ville: la distance au centre-ville (la Médina), l'aération (largeur des rues), la distance des murs, taux de la surface bâtie (dans une maille de 200m de côté).

### 3. Résultats

#### 3.1. Analyse structurelle des valeurs de THW à Tunis

##### 3.1.1. Analyse ponctuelle des valeurs de THW: état moyen

Le calcul des valeurs de THW toutes les 30mn pour les deux stations de mesure montre des écarts moyens remarquables durant la période étudiée, de l'ordre de 2°C mais ils sont variables dans le temps. Le dépassement du seuil de prudence 27° (fatigue possible en cas d'une exposition prolongée et/ou activité physique) est repéré dans 22.9% des enregistrement effectués à Tunis-Carthage et dans 33.3% des cas à Manouba durant la période étudiée dont respectivement 79% et 86% correspondent à des mesures diurnes. L'intensité du gradient de confort ville-campagne est associée aux différences de température, d'humidité, de la vitesse et des directions des vents, liées aux particularités de chacun des sites de mesure. En effet, sur la période étudiée, Manouba est en moyenne plus fraîche de 1°C, légèrement plus sèche mais moins ventilé de 1.5m/s en moyenne. A l'échelle mensuelle, le mois d'août est climatiquement le plus stressant dans les deux stations avec respectivement 44% et 34% des cas de dépassement enregistrés, mais avec une fréquence plus marquée de 18% à Manouba, moins exposé à l'effet rafraîchissant de la brise de mer (fig. 2).



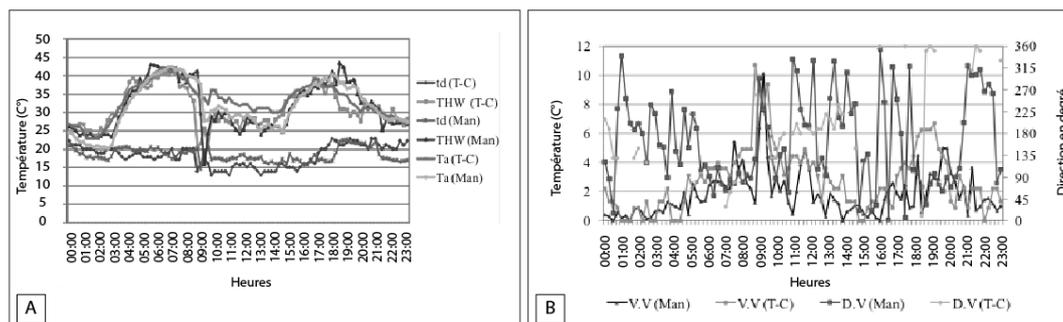
**Figure 2.** Variabilité journalière du nombre de cas de dépassements de seuil d'inconfort ( $THW \geq 27^{\circ}C$ ) à la station de Tunis-Carthage (A) et celle de Manouba (B) de juin à septembre des années 2011, 2012 et 2015.

A l'échelle journalière, la figure 2 montre que les valeurs maximales de THW sont enregistrées au milieu du jour, entre 7h et 15h, plus marquées à Manouba qu'à Tunis-Carthage fortement imprégnée par la brise de mer durant la saison chaude. Un deuxième pic d'inconfort beaucoup moins importante à Tunis Carthage est repéré durant la première moitié de la nuit lors du ralentissement de la vitesse du vent près de la côte avec l'altération de la brise de mer d'une part, et le refroidissement nocturne plus rapide et plus prononcé à Manouba (à 15km de la mer), d'autre part. En se référant à la littérature (Charfi, 2013 ; Benboubaker, 2010 ; Henia et Mougou, 1997 ; etc.), nous avons retenu deux exemples de situation d'inconfort qui manifestent une forte variabilité temporelle.

##### 3.1.2. Variabilité ponctuelle des valeurs de THW à l'échelle journalière

###### - Cas du 30 et 31 juillet 2015 : Temps de sirocco

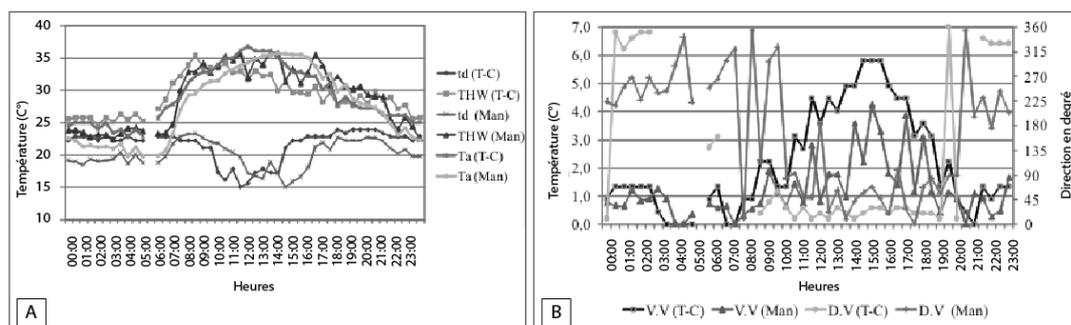
Durant ces deux jours, l'indice de confort THW atteint des valeurs critiques et franchit la troisième catégorie de la grille d'inconfort celle du danger (crampes musculaires, épuisement, coup de chaleur possible, etc.) en dépassant à certains moments de la journée 41°C (fig. 3).



**Figure 3.** Variabilité des valeurs de THW à la station de Tunis-Carthage et à Manouba en fonction de la température de l'air et du point de rosée (A), de la vitesse et la direction du vent (B) le 30 et 31 juillet 2015.

La comparaison des deux stations montre que Manouba plus inconfortable au milieu du jour entre 11h et 18h avec un maximum de THW de l'ordre de 43°C. L'analyse des différents paramètres thermo-hygro-métrique à ce moment de la journée montre que Tunis-Carthage est généralement moins chaud mais plus sec. En effet, le site de la station bénéficie de l'effet modérateur de la mer mais il est plus exposé aux coups de sirocco venant du sud-est (2.7 m/s contre 1.4m/s à midi à Manouba) à effet asséchant. En fin de nuit, Manouba devient plus confortable avec des valeurs de THW entre 24 à 26°C à cause de la baisse sensible des températures de l'air par refroidissement radiatif. L'écart thermique par rapport à Tunis-carthage atteint 6°C à 3h du matin. Les courbes de la température de point de rosée prouvent une consommation plus marquée de la chaleur sous forme latente à Manouba, bien végétalisée. L'écart de Td atteint 5°C à 3h du matin.

- Cas du 20 août 2012 : Temps de brise



**Figure 4.** Variabilité des valeurs de THW à la station de Tunis-Carthage et à Manouba en fonction de la température de l'air et du point de rosée (A), de la vitesse et la direction du vent (B) le 20 août 2012.

Les valeurs de THW calculées à partir des enregistrements toutes les 30minutes dans les deux stations varient entre 22°C et 35°C à Manouba et entre 24 et 32°C à Tunis-Carthage. Au fil de la journée étudiée, l'indice de confort varie d'une station à une autre. Pendant la nuit, une ambiance plus confortable règne à Manouba (THW= 22°C) à cause d'une baisse plus marquée de la température qu'à Tunis-Carthage qui est plus chaude de 3°C sous l'effet de la mer et de l'îlot de chaleur urbain (ICU). En outre, la brise de terre qui souffle d'ouest à une vitesse faible de 1 à 1.5m/s achemine de l'air froid continental et contribue par conséquent à baisser les températures et les taux d'humidité au niveau de la station de Manouba. C'est pour cette raison que la température de point de rosée est aussi plus basse de 3°C qu'à Tunis-Carthage. Cette situation a persisté jusqu'au 9h30mn du matin, heure de la renverse et le déclenchement de la brise de mer mesurée à Tunis-Carthage à une vitesse de 2.2m/s. Dès lors, le gradient s'est inversé et l'ambiance est devenue plus stressante à Manouba avec des valeurs de THW supérieurs à 35°C. L'éloignement de la mer et l'effet de la rugosité exercé par la ville expliquent l'arrivée tardive de la brise venant de l'est vers le site de la station de Manouba à

une vitesse faible de 1m/s. Au milieu de la journée, l'inconfort atteint son paroxysme et affronte le deuxième seuil de la grille celui du « danger ». En fin d'après-midi, l'ambiance thermique s'améliore sensiblement dans les deux stations. A partir de 21h30, le THW diminue en bas du seuil d'inconfort (27°C) à Manouba et une heure plus tard à Tunis-Carthage. Cette différence de rythme s'explique par le refroidissement plus rapide au site de la station de Manouba à cause de la faible inertie thermique des surfaces continentales (Dahech, 2014) et l'influence du dôme de chaleur qui surmonte la zone urbaine de Tunis (Charfi, 2012).

### 3.2. Variabilité spatiale des valeurs du Heat Index (HI) à échelle fine : étude de cas

#### 3.2.1. Analyse du champ de confort diurne du 26 août 2007 à 12h30mn TU

Le 26/8/2007 correspond à un jour à forte stabilité atmosphérique. Vers midi, le vent est très faible de 2m/s à 10m du sol à la station de Tunis-Carthage et presque nul à Manouba. C'est pour cela que nous avons décidé de calculer le HI au lieu de THW. Pendant cette date, l'ambiance thermique est très inconfortable. Les valeurs de HI sont très variables et élevées, de 33°C à 47°C. Elles franchissent le seuil de danger (42°C). La figure 6 montre que les valeurs les plus atténuées de HI sont enregistrées à la Marsa (point C1) au nord-est de la métropole. Au niveau de ce village balnéaire, situé sur un versant bien exposé à la brise de mer, la température est de 29.2°C et le Td de 23.9°C, donnant un HI de 33.7°C. Cependant, la valeur la plus élevée est enregistrée près de la côte (point C17), au niveau d'une dépression proche du lac de Tunis, de l'ordre de 47.5°C. Dans ce site, la température est plus élevée de 8.5°C et celle de point de rosée de 1.5°C, donnant une ambiance très torride. Ce stress s'explique par la forte stabilité atmosphérique propice à l'accumulation d'un air chaud près du sol fortement alimenté d'humidité. Les points les plus stressants de la métropole dont HI dépasse 41°C sont situés essentiellement dans la zone agglomérée : au centre et à l'ouest.

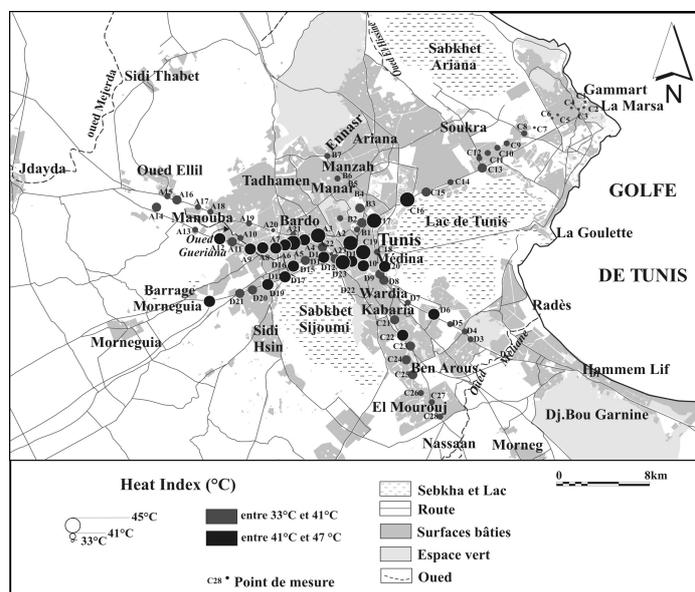


Figure 5. Variabilité des valeurs de HI à Tunis le 26-08-2007 à 12h30mnTU

Cette hausse des valeurs de HI est associée à l'importance des taux d'humidité absolue. En effet, la zone urbaine de Tunis, imprégnée par la mer, se trouve légèrement moins chaude mais beaucoup plus humide que sa campagne environnante. La forte humidité s'explique par l'effet de la rugosité exercée par la ville qui empêche le brassage de l'air. Au niveau de la zone rurale à l'ouest et au sud de la métropole, bien qu'il fait généralement plus chaud, l'air est plus sec à cause de l'éloignement de la mer, des faibles réserves hydriques dans le sol et de la position d'amont qu'occupent certains points de mesure (A14, A15, C27, C28, D4). C'est pour cette raison que la situation est moins stressante.

#### 3.2.2. Modélisation du champ de confort diurne du 26 août 2007 à 12h30mn TU

Le modèle est construit à partir de 74 points de mesure assez bien répartis dans l'espace. Sa fiabilité est modeste avec un coefficient de détermination de 0,48, un écart-type des résidus relativement élevé de 1,7°C et un écart-type de l'échantillon de 2.4°C.

$$\text{Heat index} = 43,2 + 0.00023 * \text{dist/mer} - 0.00036 * \text{dist/centre} - 0.03 * \text{Alt} - 0.035 * \text{pente}$$

L'équation du modèle montre que le HI s'élève de 0,23°C lorsque la distance à la mer augmente de 1 km. Par contre elle décroît de 3°C/100m d'altitude, de 0.35°C lorsqu'on s'éloigne du centre de l'agglomération de 1 km et plus la pente est forte. Il est édifiant de mentionner que la mer est présente dans ce modèle comme facteur adoucissant de l'inconfort. Cependant, l'effet des espaces verts a disparu à cause de la forte humidité. L'effet de la pente et de l'altitude (la topographie) s'avère déterminant. Les surfaces planes sont propices à l'accumulation de l'air humide surtout que la vitesse du vent est très faible contrairement au versant. Le modèle montre aussi l'espace urbain comme un élément amplifiant l'inconfort à cause de l'effet de la rugosité et l'importance des sources d'émission anthropique propices à la hausse des taux d'humidité dans le centre de la métropole.

## Conclusion

Le calcul des valeurs de THW pour les deux stations de mesure montre que le champ de confort à Tunis est hétérogène. L'écart moyen durant la période étudiée est relativement important de l'ordre de 2°C, mais il est variable dans le temps. L'intensité de ce gradient est associée aux différences des taux d'humidité, de la vitesse et la direction des vents, à l'état de la surface et à l'effet du site. Généralement, par temps radiatifs d'été, le site de Tunis-Carthage est plus confortable le jour alors que ce n'est pas toujours le cas la nuit. Lors des situations de brise de terre associées au refroidissement radiatif prononcé la nuit, Manouba devient plus confortable. Les mesures mobiles à une échelle plus fine ont permis de confirmer davantage la complexité du champ de confort à Tunis. Ils ont permis aussi de mettre en évidence plusieurs facteurs qui le commandent. Il s'agit d'abord de la mer comme source d'inconfort lors des situations à forte stabilité de l'air (absence du vent) ou à effet adoucissant par temps de brise, ensuite, la ville comme facteur d'aggravation du stress nocturne lors de l'installation de ICU et par la rugosité qu'elle exerce le jour empêchant le brassage de l'air, puis le type de surface (refroidissement radiatif) et enfin, la topographie. En effet, par forte stabilité de l'air, les zones topographiquement basses se transforment en lacs d'air chaud, très inconfortable, surtout près de la côte, cependant celles aux sommets des collines ou sur les versants sont plus aérées et moins humides. C'est pour cette raison que des écarts thermiques de HI parfois très importants sont enregistrés, de l'ordre de 14°C.

## Bibliographie

- Ben Boubaker H., 2010. Les paroxysmes climato-thermiques en Tunisie : approche méthodologique et étude de cas. *Climatologie*, **7**, 57-87.
- Blazejczyk K., Epstein Y., Jendritzky G., Staiger H., Tinz B., 2012. Comparison of UTCI to selected thermal indices, *International Journal of Biometeorology*, **56**, 515-535.
- Charfi S., 2013. Proposition de seuils d'alerte d'inconfort thermique à Tunis-Carthage et étude des types de temps associés. *Actes du XXVI<sup>ème</sup> colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, 3-7 septembre 2013 (pp. 153-158). Cotonou, Bénin.
- Charfi S., 2012. *Le comportement spatio-temporel de la température dans l'agglomération de Tunis* (Thèse de doctorat). Université de Tunis et Université de Nice (en cotutelle), 311 p.
- Dahech S., 2014. Impact de la brise de mer sur le confort thermique au Maghreb oriental durant la saison chaude. *Cybergeo*, 32 p.
- Henia L., Mougou R., 1997. Contribution à l'étude des phénomènes atmosphériques à risques en Tunisie : cas de sirocco. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, **10**, 84-92.
- NOAA, 2005. Heat Wave: A Major Summer Killer. Disponible sur : [http://www.nws.noaa.gov/os/brochures/heat\\_wave.shtml](http://www.nws.noaa.gov/os/brochures/heat_wave.shtml) (consulté le 15 février 2016).
- Steadman RG., 1979. The Assessment of Sultriness, Part II: Effects of Wind, Extra Radiation and Barometric Pressure on Apparent Temperature. *Journal of Applied Meteorology*, **18**, 874-885.

## **ESTIMATION DE LA COUVERTURE NEIGEUSE A L'AIDE DE LA TEMPERATURE DE SURFACE DU SOL DANS LE GLACIER ROCHEUX DU COL D'OLEN (ALPES OCCIDENTALES ITALIENNE) : INSTALLATION EXPERIMENTALE ET PREMIERS RESULTATS.**

**FRATIANNI S.<sup>1,2</sup>, GIACCONE E.<sup>1,3</sup>, COLOMBO N.<sup>1,4</sup>**

<sup>1</sup>Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Torino, via Valperga Caluso 35 - 10125 Torino, Italie, simona.fratianni@unito.it

<sup>2</sup>Centro di Ricerca sui Rischi Naturali in Ambiente Montano e Collinare (NatRisk), via Leonardo da Vinci 44 - 10095 Grugliasco, Italie

<sup>3</sup>Institut des Dynamiques de la Surface Terrestre (IDYST), Université de Lausanne, UNIL - Mouline, Géopolis, 1015 Lausanne, Suisse

<sup>4</sup>Department of Geography and Environmental Studies, Carleton University, Ottawa, Canada

**Résumé** – Dans ce travail les résultats de la première année d'un suivi thermique du sol pour le glacier rocheux du Col d'Olen (Alpes occidentales italiennes) sont présentés. Au total 74 capteurs, qui mesurent la température à la surface du sol (Ground Surface Temperature, GST) chaque trois heures, ont été installés pendant l'été 2014 pour étudier la variabilité spatiale de la température et pour détecter indirectement la durée du manteau neigeux. Téléchargés pendant le mois d'août 2015, les données de température ont été analysées et la durée de la neige a été estimée.

**Mots-clés** : températures, pergélisol, glaciers rocheux, Alpes.

**Abstract** – *Inference of snow cover duration from ground surface temperatures at the Col d'Olen rock glacier LTER site (NW Italian Alps). Experimental design and first results.* In this study the first year results of the surface thermal monitoring at the Col d'Olen rock glacier LTER site (NW Italian Alps) are presented. A total of 74 dataloggers, which measure the Ground Surface Temperature (GST) every three hours, were installed during the summer 2014 in order to study the GST spatial variability and indirectly detect the snow cover duration. Downloaded during August 2015, the temperature data were analysed and the snow cover duration was estimated.

**Keywords**: ground surface temperatures, permafrost, rock glacier, Italian Alps.

### **Introduction**

Les principales formes indicatrices de pergélisol dans les environnements alpins sont les glaciers rocheux (Barsch, 1996), il s'agit d'accumulations de débris avec une forme en lobe ou en langue, caractérisées par la présence de glace interne et par un lent mouvement vers l'aval c'est-à-dire de la reptation (Arenson et al., 2002). Les conditions climatiques sont le principal agent qui modifie leurs vitesses de déplacement, puisqu'elles agissent sur le régime thermique du terrain (Kääb et al., 2007). Des augmentations de température peuvent, en effet, produire une accélération de la reptation suite à la dégradation du pergélisol et à la modification des caractéristiques de déformation (viscosité et plasticité) de la glace interne, là où les conditions morphologiques et topographiques en facilitent la cinématique.

A cause de son fragile équilibre, l'étude des glaciers rocheux est de plus en plus utile pour le monde scientifique. Dans ce but, cette étude vise à identifier les principales caractéristiques thermiques et la variabilité spatiale des températures d'un glacier rocheux situé dans le nord-ouest de l'Italie, dans la zone du Col d'Olen. De plus, nous désirons comprendre les dynamiques d'apparition et de fonte du manteau neigeux, pour évaluer la durée de l'enneigement sans utiliser d'images directes (p.ex. webcam). Ces informations proviennent de l'analyse détaillée des températures à la surface du sol (en anglais *Ground Surface Temperature* ou GST), enregistrées par des capteurs thermiques installés selon une maille régulière de 26 m.

## 1. Zone d'étude

Le Col d'Olen, situé à 2 881 m d'altitude, est un col alpin qui fait partie du groupe du Mont Rosa qui relie la vallée du Lys (Vallée d'Aoste) et la Valsesia (Piémont) (Fig. 1). Du côté de la Vallée d'Aoste il y a le glacier rocheux étudié (Fig. 2). A ses pieds il y a un talus actif de glacier rocheux qui est composé de matrice interne faite de glace et de débris, il présente des gonflements superficiels. Son front se trouve à 2 760 m d'altitude, ses dimensions sont de 340 m de longueur et 160 m de largeur. Il occupe une surface de près de 37 500 m<sup>2</sup>. Un petit lac (60 x 40 m) est situé à sa base ; il est alimenté par des eaux de fonte de la neige et, très probablement, aussi par les eaux de fusion de la glace interne.

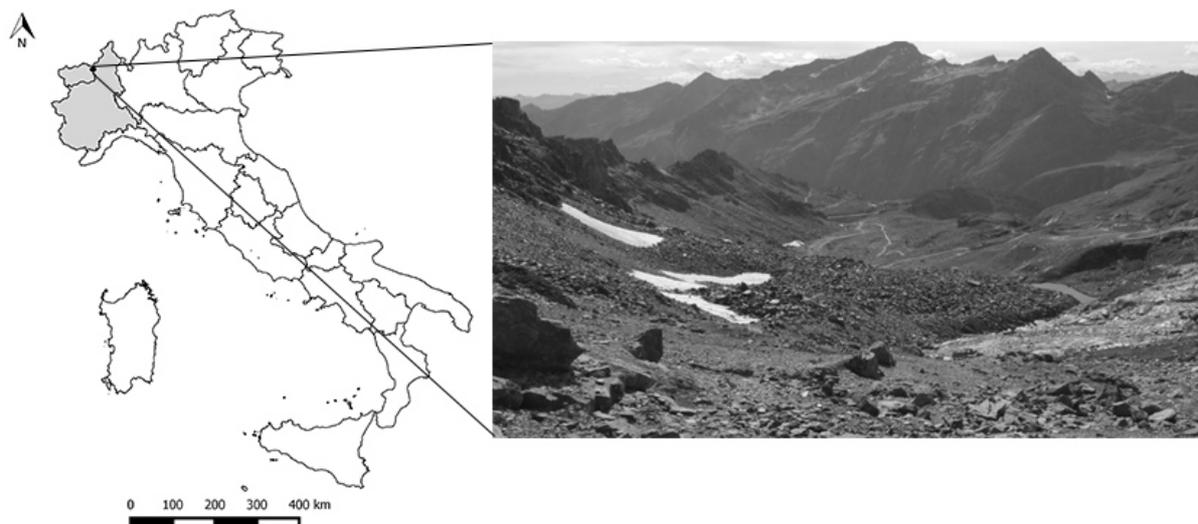


Figure 1. Localisation de la zone d'étude. Vue latérale du glacier rocheux et du lac à sa base.

## 2. Méthodes

Pour mesurer la température de la surface du sol du glacier rocheux, 74 iButton ® DS1922L, des capteurs thermiques miniatures, ont été utilisés. Ils ont une résolution de 0,065°C et une précision de  $\pm 0,5^\circ\text{C}$ , ils ont été programmés pour enregistrer la température à un intervalle de trois heures. Après avoir été placés dans des récipients imperméables et résistants à la radiation solaire, en juillet 2014, ils ont été installés sur le terrain à des profondeurs variables (entre 5 et 10 cm) selon la granulométrie du sol et sous les blocs les plus grands, suivant une grille avec une maille régulière de 26 x 26 m (Fig. 2).

La position de chaque capteur a été enregistrée avec la méthode GNSS (*Global Navigation Satellite System*) en phase différentielle. A la mi-août 2015, la plupart des capteurs ont été récupérés. Les données enregistrées, aux trois heures, ont été combinées sur une base journalière puis le script de Schmid et al. (2012) a été utilisé pour obtenir une estimation de la durée de l'enneigement. Pour ce faire les dates de mûrissement basal (*basal-ripening date* ou RD) et la date de disparition du couvert nival (*melt-out date* ou MD) ont été identifiées pour chaque capteur. RD correspond à l'atteinte d'un stade isothermique et donc au début de la phase initiale de fonte. Ce stade se produit quand la température du sol gelé monte à 0°C soit à cause de la percolation des eaux de fonte de la neige ou suite à de forts épisodes de pluie sur neige (Westermann et al., 2011). MD indique, en revanche, la date à laquelle la neige est complètement fondue et les températures du sol montent alors rapidement. Des cartes de la distribution des températures ont été réalisées par la spatialisation des données ponctuelles avec une méthode de krigeage. Cette méthode a permis de comprendre la distribution spatiale de la WEqT, la *Winter Equilibrium Temperature* : pendant l'hiver, quand le manteau neigeux

atteint une épaisseur suffisante pour isoler le sol des variations atmosphériques ( $> 60$  cm, Hanson et Hoelzle, 2004), la GST se stabilise et atteint progressivement une valeur d'équilibre appelée WEqT. En présence de pergélisol, elle est généralement inférieure à  $0^{\circ}\text{C}$ . Selon la littérature, la période idéale pour mesurer ce paramètre est la fin de l'hiver mais avant que le début de la fonte de la neige commence (Haerberli, 1973). Pour cette raison et en se basant sur les mesures de la hauteur du manteau neigeux qui confirmaient une épaisseur  $> 100$  cm sur tout le glacier rocheux, la date du 1<sup>er</sup> mars a été choisie.

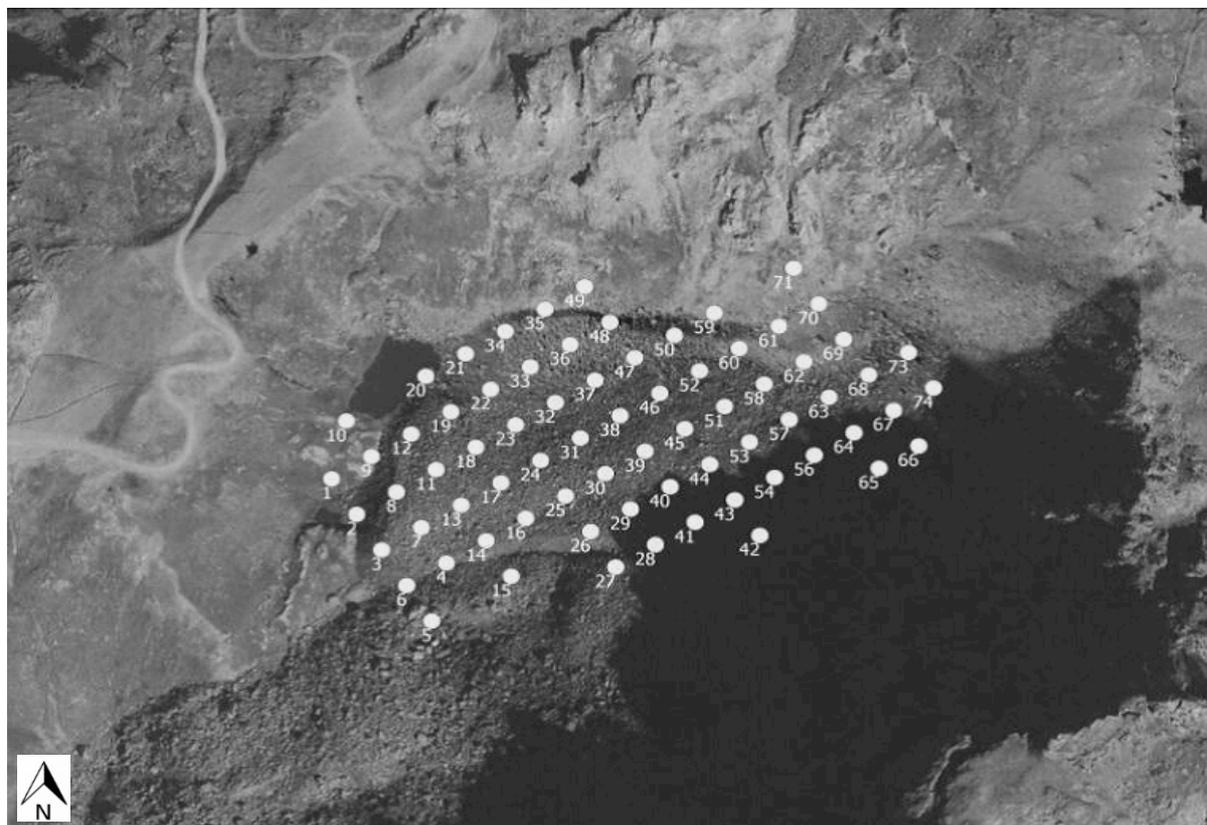


Figure 2. Distribution des capteurs installés sur le glacier rocheux.

### 3. Résultats

Les données tri-horaires des iButtons, récupérées à la mi-août 2015, ont été vérifiées et regroupées sur base journalière pendant la période entre le 01/08/2014 et le 31/07/2015.

Durant la période libre de la neige, qui influe sur l'état thermique du glacier rocheux, les capteurs enregistrent les valeurs maximales des températures journalières généralement vers 18h. Les températures restent élevées jusqu'à minuit, puis elles commencent à diminuer à cause de la dispersion de la chaleur pendant la nuit. Les températures minimales sont atteintes au matin vers 9h.

Les températures journalières ont une valeur moyenne de  $1,6^{\circ}\text{C}$ , avec un maximum de  $18,6^{\circ}\text{C}$  enregistré par le capteur 71 en date 15/07/2015, et un minimum de  $-11,1^{\circ}\text{C}$  enregistré par le capteur 34 le 03/02/2015. Selon les WEqT, il y a une différence thermique à l'intérieur du glacier rocheux (Fig. 3). C'est dans la partie frontale et à côté du lac que les températures les plus basses ont été enregistrées tandis que dans la partie sommitale les températures sont plus élevées.

De la mi-février 2015 à la mi-mai, les capteurs ont enregistré le début de la fonte nivale (RD), puisque les températures ont alors montées jusqu'à  $0^{\circ}\text{C}$ . La disparition de la neige (MD) s'est produite entre la mi-mai et la mi-juillet, elle a été facilitée par la vague de chaleur

du début juillet. Deux typologies d'évolution de la GST ont été observées, représentées par les capteurs 1 et 18. Dans le premier cas, après les oscillations estivales, où il y a des températures positives de l'air, la GST baisse un peu mais elle se maintient légèrement au-dessus de 0°C en novembre 2014, quand la neige est déjà présente, et reste constante pour la période hivernale. Elle remonte ensuite au début de juillet 2015, après la fonte nivale (Fig. 4). La RD n'a pas été calculée. Cette évolution de la GST donne des informations concernant le développement précoce de la neige au début de l'hiver. La neige isole le sol et atténue les oscillations de courte durée de la température de l'air. Dans ces sites le pergélisol n'est pas présent (Ishikawa, 2003). Dans le cas du capteur 18, en revanche, les températures sont positives pendant l'été, elles montrent des fluctuations de courte durée à l'automne, puis elles descendent au-dessous de 0°C à la mi-novembre 2014 et restent négatives jusqu'au début de la période où le couvert atteint son stade isothermique (fin avril 2015). Il s'ensuit une reprise de la hausse des températures après la fonte de la neige en juillet (Fig. 4). Les oscillations des températures pendant l'automne permettent au sol de se refroidir, en favorisant le développement du pergélisol dans le cas où elles sont très négatives. Quand la neige est assez épaisse et isolante (> 60 cm), les températures atteignent un équilibre et restent constantes jusqu'au début de la fonte nivale. Ce type de régime thermique reflète le concept de BTS (*Bottom Temperature Snow*, température mesurée à l'interface neige/sol) et permet l'évaluation indirecte de la présence de pergélisol sur la base de la température d'équilibre à la fin de l'hiver. En fait, selon la théorie des BTS, avec valeurs < -3°C, le pergélisol est probable, entre -3 et -2°C il est possible et avec valeurs > -2°C il est impossible (Hoelzle, 1992).



**Figure 3.** Distribution de la *Winter Equilibrium Temperature* pour le glacier rocheux (date 01/03/2015).

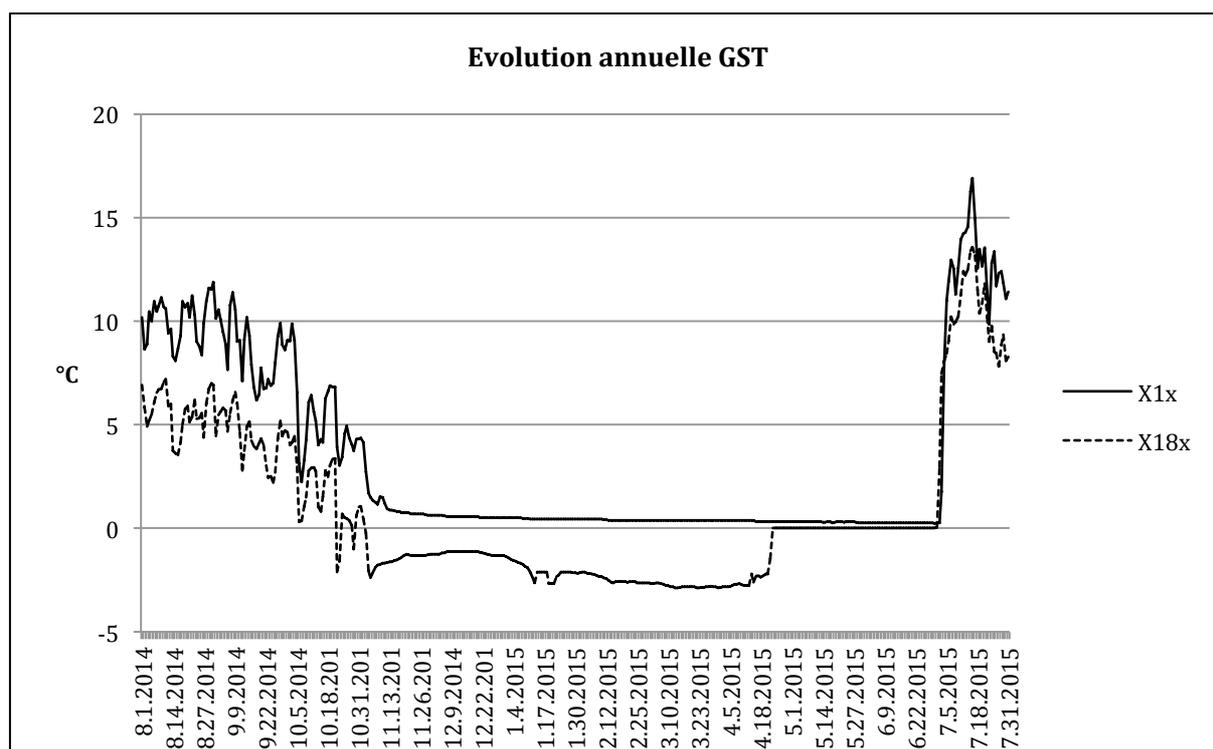


Figure 4. GST des capteurs X1x (ligne continue) et X18x (ligne en pointillé).

## Conclusion

A la fin de la première année de suivi, un tableau complet de la variabilité spatiale des températures à la surface du sol a été réalisé. L'utilisation des 74 capteurs de température sur le glacier rocheux a permis d'obtenir une caractérisation thermique détaillée et d'estimer la durée du manteau neigeux. De nombreuses différences thermiques ont été mises en évidence, notamment que la partie frontale est plus froide que la partie sommitale. Dans cette étude nous avons vu que la couverture neigeuse est un facteur prédominant qui conditionne l'équilibre thermique du sol, agissant comme un isolant à cause de sa faible conductivité thermique. Une couverture neigeuse précoce empêche le sol de se refroidir, donc des GST plus chaudes seront enregistrées. En revanche, une fonte tardive retarde le réchauffement du sol, laissant les GST plus froides (Zhang et al., 2001).

Dans la région d'étude la neige persiste au sol pendant environ sept mois soit de novembre à mai. La fonte se produit sur une période de près de trois mois, jusqu'à la mi-juillet. Ces informations nous seront utiles pour la deuxième partie de la recherche qui est actuellement en cours et qui porte sur les températures du lac à la base du glacier rocheux. L'objectif est de vérifier s'il est alimenté seulement par les eaux de fusion nivale (température de l'eau environ 0-2°C) ou s'il est aussi alimenté par les eaux de fusion de la glace interne du glacier rocheux (température proche de 0°C aussi pendant l'été en absence de neige). La poursuite de nos travaux et des mesures thermiques nous aidera à répondre à cette question.

## Remerciements

Nous remercions les personnes qui ont coopéré pour la réalisation de cette recherche et pendant les relevés sur le terrain: Danilo Godone, Elena Serra, Diego Guenzi, Cristina Viani, Luigi Perotti, Marco Bacenetti, Gioachino Roberti.

La recherche a été financée aussi avec la bourse de la Fondation Gorla (Asti, IT) liée au projet « Studio degli effetti del cambiamento climatico in ambiente alpino in alta quota », à l'intérieur de l'avis « Bando dei Talenti della Società Civile 2015 ».

## Bibliographie

- Arenson L., Hoelzle M., Springman S., 2002. Borehole Deformation Measurements and Internal Structure of Some Rock Glaciers in Switzerland. *Permafrost and Periglacial Processes*, **13**, 117-135.
- Barsch D., 1996. *Rockglaciers: Indicators for the Present and Former Geoecology in High Mountain Environments*. Berlin, Springer, 319 p.
- Haeberli W., 1973. Die Basis-Temperatur der winterlichen Schneedecke als möglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost in den Alpen. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, **9**, 221-227.
- Hanson S. et Hoelzle M., 2004. The thermal regime of the active layer at the Murtèl Rock Glacier based on data from 2002. *Permafrost and Periglacial Processes*, **15**, 273-282.
- Hoelzle M., 1992. Permafrost occurrence from BTS measurements and climatic parameters in the Eastern Swiss Alps. *Permafrost and Periglac. Process.*, **3**, 143-147.
- Ishikawa M., 2003. Thermal regimes at the snow-ground interface and their implications for permafrost investigation. *Geomorphology*, **52**, 105-120.
- Kääb, A., Frauenfelder, R., Roer, I. 2007. On the response of rock glacier creep to surface temperature increase. *Global and Planetary Change*, **56**, 172-187.
- Schmid M.-O., Gubler S., Fiddes J., Gruber S., 2012. Inferring snowpack ripening and melt-out from distributed measurements of near-surface ground temperatures. *The Cryosphere*, **6**, 1127-1139.
- Westermann S., Boike J., Langer M., Schuler T. V., Eitzelmüller B., 2011. Modeling the impact of wintertime rain events on the thermal regime of permafrost. *The Cryosphere*, **5**, 945-959.
- Zhang T., Barry R. G., Haeberli W., 2001. Numerical simulations of the influence of the seasonal snow cover on the occurrence of permafrost at high latitudes. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, **55**, 261-266.

## LE PERGELISOL AU SUD DES ALPES SUISSES (TESSIN) : ETUDE DE SEPT GLACIERS ROCHEUX ET RELATIONS AVEC LE CLIMAT

GIACCONE E.<sup>1,2</sup>, FRATIANNI S.<sup>2,3</sup>, MARI S.<sup>4</sup>, ANTOGNINI M.<sup>5</sup>, AMBROSI C.<sup>6</sup>, SCAPOZZA C.<sup>6</sup>

<sup>1</sup>Institut des Dynamiques de la Surface Terrestre (IDYST), Université de Lausanne, Géopolis, 1015 Lausanne, Suisse, elisa.giaccone@gmail.com

<sup>2</sup>Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Torino, via Valperga Caluso 35, 10125 Torino, Italie, simona.fратиanni@unito.it

<sup>3</sup>Centro di Ricerca sui Rischi Naturali in Ambiente Montano e Collinare (NatRisk), via Leonardo da Vinci 44, 10095 Grugliasco, Italie

<sup>4</sup>Department of Geosciences – Geography, University of Fribourg, Chemin du Musée 4, 1700 Fribourg, Suisse, stefano.mari@unifr.ch

<sup>5</sup>Museo cantonale di storia naturale, Viale Carlo Cattaneo 4, CP5487, 6901 Lugano, Suisse, marco.antognini@ti.ch

<sup>6</sup>Institute of Earth Sciences (IST), University of Applied Sciences and Arts of Southern Switzerland (SUPSI), Campus Trevano, 6952 Canobbio, Suisse, christian.ambrosi@supsi.ch, cristian.scapozza@supsi.ch

**Résumé** – Le but de ce travail est d'étudier l'évolution du pergélisol au Tessin (Suisse italienne) pour sept glaciers rocheux. Pour chacun, des mesures de la température du sol (GST, Ground Surface Temperature) et des vitesses de déplacement horizontales (mesurées au DGPS, Differential Global Positioning System) sont effectuées avec une fréquence annuelle ou pluriannuelle. En outre, une étude sur le climat du Tessin sur la période de référence 1981-2010 a été menée pour comprendre les dynamiques climatiques qui influencent la répartition et le comportement des glaciers rocheux.

**Mots-clés** : pergélisol, Tessin, température de la surface du sol, changement climatique.

**Abstract** – *The permafrost in Southern Swiss Alps (Ticino): the study of seven rock glaciers and relations with climate.* The aim of this work is to study the evolution of permafrost in Ticino (Italian Switzerland) in seven rock glaciers. For every rock glacier, the measurements of Ground Surface Temperature (GST) and of horizontal displacement velocities (with Differential Global Positioning System, DGPS) with annual or interannual frequency were performed. Furthermore, a study about Ticino climate (1981-2010 period) was carried out to understand the climate dynamics which affect the distribution and behavior of rock glaciers.

**Keywords**: permafrost, Ticino, ground surface temperature, climate change.

### Introduction

Dans les Alpes, les températures de l'air sont en augmentation et les régimes des précipitations et de la neige sont en train de changer (Giaccone *et al.*, 2015). Ces changements climatiques affectent particulièrement la cryosphère, composée par les glaciers, le pergélisol et la neige pérenne et saisonnière, et les fragiles équilibres naturels des zones montagneuses. Pour cette raison, l'étude des effets du changement climatique sur la dégradation du pergélisol est devenue de plus en plus importante (Harris *et al.*, 2009). L'instabilité des parois rocheuses, les variations de la vitesse des glaciers rocheux (formes liées à la reptation d'un pergélisol sursaturé en glace ; par ex. Barsch, 1996) et les modifications des dépôts meubles sont les sujets les plus étudiés.

Au cours des dernières décennies, un suivi systématique de la température et des mouvements des glaciers rocheux actifs dans les Alpes Suisses a été étendu à la plupart des régions (PERMOS, 2013). Depuis 2006, les glaciers rocheux des Alpes Tessinoises sont également étudiés pour fournir des données sur l'évolution du pergélisol dans le contexte morphoclimatique sudalpin (Scapozza *et al.*, 2014a).

Le but de cette étude est de comprendre les relations entre les caractéristiques thermiques et cinématiques des glaciers rocheux tessinois et le climat pour la période 2006-2015.

## 1. Méthodes

### 1.1. Analyse des séries climatiques

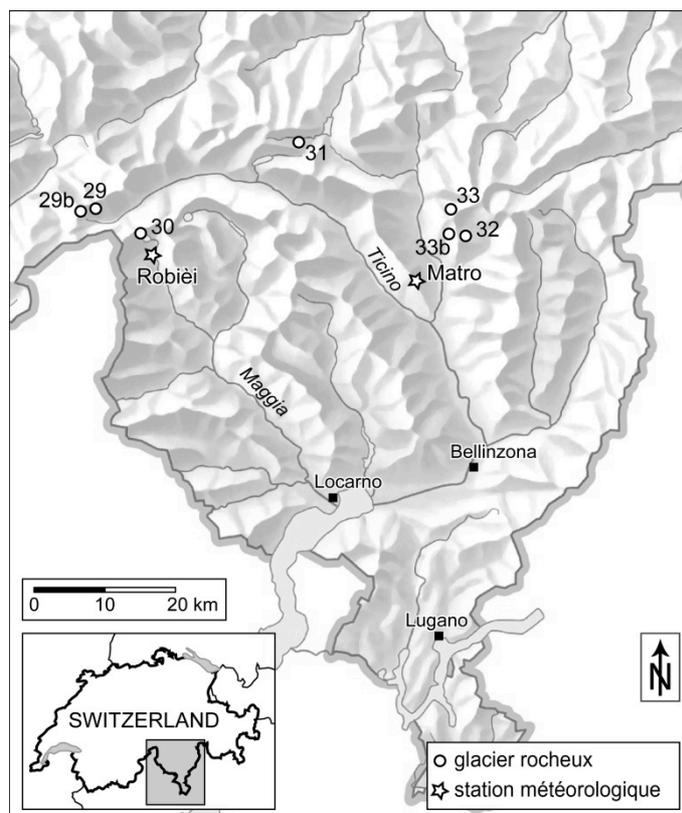
Les données de 16 stations automatiques et pluviométriques manuelles, situées dans les Cantons du Tessin et des Grisons, entre 273 et 2171 m d'altitude, ont été analysées pour l'actuelle période de référence (1981-2010) selon la *World Meteorological Organization* (WMO). Les données météorologiques ont été téléchargées depuis la base de données de l'Office fédérale de météorologie et climatologie MétéoSuisse via le portail IDAWEB [<https://gate.meteoswiss.ch/idaweb/login.do>].

Les données de température et de précipitation ont été contrôlées et analysées avec le logiciel RClimDex (Zhang et Yang, 2004) et homogénéisées avec la procédure HOMER (HOMogenization softwarE in R – Venema *et al.*, 2012), en éliminant les éventuelles erreurs non liées à des variations climatiques, pour obtenir un bilan climatique général de la région d'étude.

Les tendances de température et de précipitation ont été calculées en appliquant le test de Mann-Kendall pour vérifier leur significativité statistique ; la distribution spatiale des précipitations a été interpolée avec la méthode IDW (*Inverse Distance Weight*).

### 1.2. Étude et instrumentation des glaciers rocheux

Les sept glaciers rocheux actifs analysés sont situés dans le haut Tessin, entre 2240 et 2800 m d'altitude. Chacun d'entre eux est étudié avec plusieurs capteurs thermiques de type UTL-3 (*Universal Temperature Logger*, Geotest AG), qui enregistrent les températures du sol toutes les deux heures avec une précision de  $\pm 0,1^{\circ}\text{C}$ . Les capteurs ont été installés sur le terrain à une profondeur variable entre 10 et 50 cm selon l'état du sol. En outre, avec une fréquence annuelle ou pluriannuelle, une campagne de mesures DGPS (*Differential Global Positioning System*) est effectuée pour évaluer les vitesses horizontales de déplacement des glaciers rocheux (modèle GPS Leica SR530) (Fig. 1 et Tableau 1).



**Figure 1.** Localisation des sept glaciers rocheux tessinois étudiés. 29 : Pizzo Nero ; 29b : Pizzo Gallina ; 30 : Passo di Grandinagia ; 31 : Ganoni di Schenadüi ; 32 : Piancabella ; 33 : Stabbio di Largario ; 33b : Alpe Pièi.

## 2. Résultats

### 2.1. Analyse climatique

La température moyenne annuelle de l'air est comprise entre un minimum de 2,3°C à Matro (2171 m) et un maximum de 12,5°C à Lugano (273 m). Elle augmente de 0,5°C chaque 100 m d'altitude (Tableau 2). Selon ce gradient, dans les Alpes Tessinoises, les isothermes de 0°, -1° et -2°C se situent respectivement à 2540, 2720 et 2900 m d'altitude.

**Tableau 1.** Caractéristiques des glaciers rocheux étudiés. Le N° fait référence à la classification nationale suisse de Delaloye *et al.* (2010). GSTM = *Ground Surface Temperature Monitoring* (monitoring de la température de la surface du sol). DGPS = *Differential Global Positioning System* (GPS différentiel). \* sites intégrés au réseau suisse de monitoring du pergélisol PERMOS.

N°	Site	Région	Altitude [m snm]	Ori.	GSTM (N° logger)	DGPS (mesure)
29	Pizzo Nero	Val Bedretto	2600–2700	S	–	5 fois par an
29b	Pizzo Gallina	Val Bedretto	2660–2760	SE	4	Annuelle
30	Passo di Grandinagia	Val Bavona	2560–2800	NE	4	Bi-annuelle
31	Ganoni di Schenadüi	Val Cadlimo	2480–2640	N	4	Annuelle
32	Piancabella*	Val Malvaglia	2440–2550	NE	10	Annuelle
33	Stabbio di Largario*	Val Soi	2240–2550	N	4	Annuelle
33b	Alpe Pièi	Valle di Blenio	2340–2500	S	–	3 fois par an

**Tableau 2.** Liste et caractéristiques des stations météorologiques utilisées. Coordonnées exprimées selon le système métrique suisse CH1903.

Station météorologique	Altitude [m snm]	Coord. X	Coord. Y	Canton	Température moy annuelle [°C]	Précipitation [mm/an]
Airola	1139	688,914	153,412	TI	–	1674
Bosco Gurin	1505	680,871	130,014	TI	5,4	1922
Braggio	1315	729,974	128,585	GR	–	1671
Camedo	590	690,295	112,205	TI	–	2311
Cimetta	1661	704,434	117,466	TI	5,4	1713
Comprovasco	575	714,990	146,442	TI	10,4	1273
Faido	760	704,948	148,750	TI	–	1426
Locarno Monti	367	704,166	114,342	TI	12,3	1862
Lugano	273	717,870	095,877	TI	12,5	1557
Matro	2171	714,262	140,930	TI	2,3	–
Mesocco	830	737,853	139,817	GR	–	1513
Mosogno	760	692,796	117,060	TI	–	2049
Olivone	905	715,445	153,863	TI	–	1435
Piotta	990	695,881	152,253	TI	7,8	1474
Robièi	1896	682,583	144,088	TI	3,3	2363
Sonogno	925	703,635	134,037	TI	–	2018

Les précipitations moyennes annuelles sont comprises entre un minimum de 1273 mm à Comprovasco (575 m) et un maximum de 2363 mm à Robièi (1896 m). Elles augmentent de 31 mm chaque 100 m d'altitude, mais de manière non significative. Les précipitations, plus que par l'altitude, sont influencées par l'orographie du territoire et par la circulation des masses d'air. Le résultat de l'interpolation avec la méthode IDW souligne qu'une différence existe entre les Alpes Tessinois Occidentales et Orientales (Fig. 2). En fait, dans la partie occidentale, les moyennes de précipitations sont plus élevées par rapport à la partie orientale et septentrionale.

Les résultats du calcul des tendances climatiques montrent une augmentation générale des températures moyennes annuelles, même si celles-ci n'évoluent pas de façon homogène sur le territoire, et une diminution non significative des précipitations à cause de leur forte variabilité interannuelle (Tableau 3).

## 2.2. Étude du pergélisol

Les mesures GST sont disponibles depuis 2006 sur le glacier rocheux de Piancabella. L'évolution des valeurs MAGST (*Mean Annual Ground Surface Temperature*), calculées avec une moyenne mobile sur 365 jours, montrent les tendances saisonnières du régime thermique du pergélisol (Figure 3).



**Figure 2.** Distribution des précipitations au Tessin (valeurs moyennes annuelles).

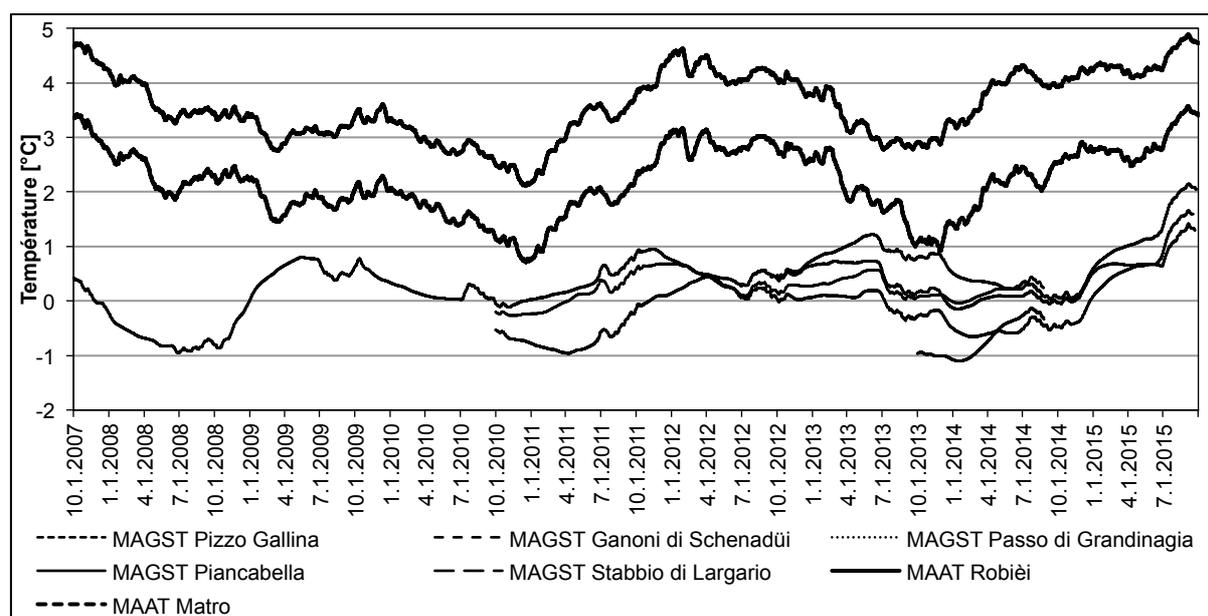
**Tableau 3.** Valeurs des tendances pour la température moyenne (T. moy) et les précipitations (P) sur la période 1981-2010. En gras, les valeurs significatives selon le test de Mann-Kendall.

Station	T. moy (°C)	P (mm)
Airolo	-	-14,61
Bosco Gurin	<b>0,07</b>	-10,08
Braggio	-	-9,31
Camedo	-	-11,00
Cimetta	0,02	-7,13
Comprovasco	0,00	3,14
Faido	-	-2,88
Locarno	<b>0,04</b>	-2,72
Lugano	<b>0,04</b>	0,43
Matro	<b>-0,08</b>	-
Mesocco	-	-9,28
Mosogno	-	-10,38
Olivone	-	-8,01
Piotta	<b>0,03</b>	-9,42
Robièi	-0,01	-13,93
Sonogno	-	8,73

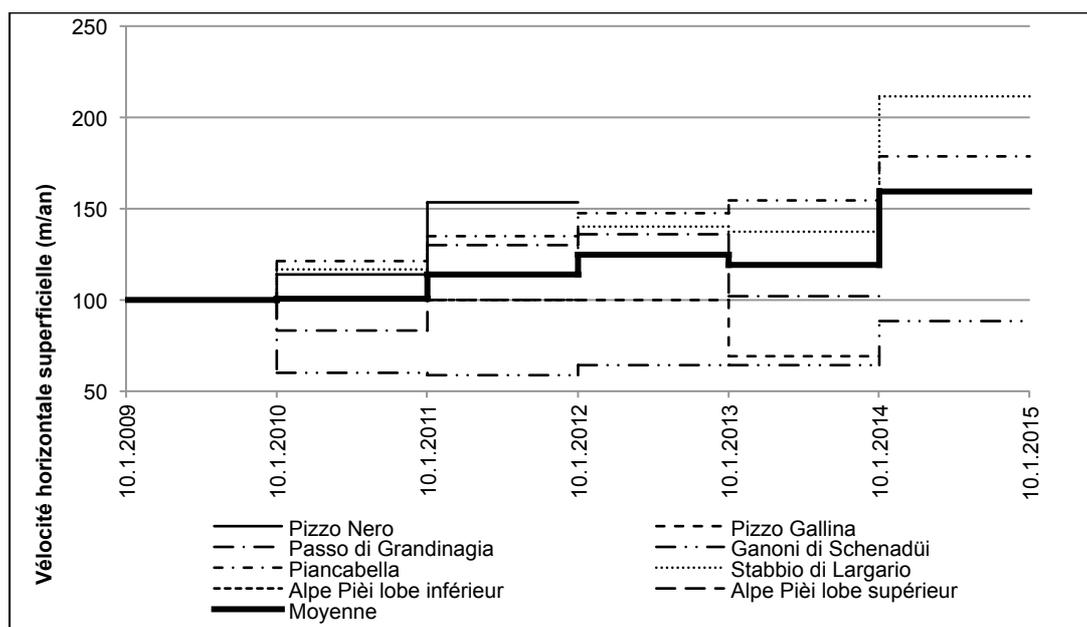
Les séries de données (Scapozza *et al.*, 2014a) montrent un refroidissement pendant l'hiver 2007-2008, un réchauffement pendant l'hiver 2008-2009 et le printemps 2009, dû à l'enneigement précoce et à l'été chaud. L'hiver 2009-2010 a été plus froid et a permis une stabilisation de MAGST jusqu'au printemps 2011, pour se réchauffer par la suite en 2011. Après l'hiver froid de 2012, les valeurs de MAGST ont augmenté dans le reste de l'année.

L'hiver 2012-2013 a été caractérisé par des températures froides dans les Alpes et par une faible couverture neigeuse au Tessin. Les MAGST ont donc diminué pendant l'année 2013. Après un réchauffement pendant l'hiver 2013-2014, le long de l'année 2014, les conditions climatiques froides et pluvieuses ont causé une diminution de MAGST, qui a augmenté seulement au début 2015. Enfin, l'été exceptionnellement chaud en 2015 a causé une forte augmentation de la température du sol (Scapozza *et al.*, 2016).

Les déplacements des glaciers rocheux étudiés sont exprimés en pourcentage de variation de la vitesse de surface horizontale (Fig. 4). En observant la moyenne, une augmentation générale des vitesses relatives est en cours depuis 2009, même si pendant l'année hydrologique 2013-2014, la vitesse a ralenti à cause des conditions climatiques plus froides, et elle a à nouveau augmenté par la suite.



**Figure 3.** Evolution des températures moyennes annuelles de la surface du sol (MAGST) entre octobre 2007 et septembre 2015 dans les glaciers rocheux tessinois. MAAT indique la température moyenne annuelle de l'air, obtenue avec une moyenne mobile sur 365 jours.



**Figure 4.** Vélocities horizontales relatives des glaciers rocheux des Alpes Tessinoises sur la période 2009-2015.

Par la confrontation entre l'évolution de la température du sol et la variation des vitesses, les mouvements des glaciers rocheux étudiés sont très liés aux variations de MAGST, avec un retard de quelque mois. Notamment pendant la dernière année 2014-2015, la forte augmentation de MAGST, liée surtout à une augmentation des températures de l'air, a causé une accélération conséquente des vitesses horizontales des glaciers rocheux.

## Conclusion

En tenant compte que le comportement des glaciers rocheux tessinois est similaire à ce qui est observé dans le reste des Alpes suisses sur la même période (Scapozza *et al.*, 2014b), cela nous indique un lien significatif entre l'augmentation de température, enregistrée dans les Alpes pendant les dernières décennies et confirmée pendant cette étude, et l'accélération des vitesses horizontales des glaciers rocheux, probablement induite par une augmentation de plasticité de la glace du pergélisol.

**Remerciements :** Cette recherche a été financée avec une bourse de la Fondation Gorla (Asti, IT) liée au projet « *Studio degli effetti del cambiamento climatico in ambiente alpino in alta quota* », à l'intérieur de l'appel « *Bando dei Talenti della Società Civile 2015* ».

## Bibliographie

- Barsch D., 1996. *Rockglaciers: Indicators for the present and former geocology in high mountain environments*. Berlin, Springer, 331 p.
- Delaloye R., Lambiel C., Roer I., 2010. Overview of rock glacier kinematics research in the Swiss Alps. Seasonal rhythm, interannual variations and trends over several decades. *Geographica Helvetica*, **65**, 135-145.
- Giaccone E., Colombo N., Acquaotta F., Paro L., Fratianni S., 2015. Climate variations in a high altitude Alpine basin and their effects on a glacial environment (Italian Western Alps). *Atmosfera*, **28**, 117-128.
- Harris H., Arenson L., Christiansen H. H., Etzelmüller B., Frauenfelder R., Gruber S., Haeberli W., Hauck C., Hoelzle M., Humlum O., Isaksen K., Kääb A., Kern-Lütschg M.A., Lehning M., Matsuoka N., Murton J., Nötzli J., Phillips M., Ross N., Seppälä M., Springman S. M., Vonder Mühl D., 2009. Permafrost and climate in Europe: Monitoring and modelling thermal, geomorphological and geotechnical responses. *Earth-Science Reviews*, **92**, 117-171.
- PERMOS, 2013. Permafrost in Switzerland 2008/2009 and 2009/2010. *Glaciological Report Permafrost 10/11*. Bern, Cryospheric Commission of the Swiss Academy of Sciences.
- Scapozza C., Mari S., Antognini M., Lepori V., Ambrosi C., 2014a. Il permafrost nelle Alpi Ticinesi (2011/2012 e 2012/2013). Rapporto No. 2 del Gruppo Permafrost Ticino. *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali*, **102**, 59-69.
- Scapozza C., Lambiel C., Bozzini C., Mari S., Conedera M., 2014b. Assessing the rock glacier kinematics on three different timescales: a case study from the southern Swiss Alps. *Earth Surface Processes and Landforms*, **39**, 2056-2069.
- Scapozza C., Giaccone E., Mari S., Antognini M., Fratianni S., Ambrosi C., 2016. Il permafrost nelle Alpi Ticinesi (2013/2014 e 2014/2015). *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali*, sous presse.
- Venema, V. K. C., Mestre, O., Aguilar, E., Auer, I., Guijarro, J. A., Domonkos, P., ... Brandsma, T. (2012). Benchmarking homogenization algorithms for monthly data. *Clim. Past*, **8**(1), 89–115. <http://doi.org/10.5194/cp-8-89-2012>
- Zhang X. et Yang F., 2004. *RclimDex (1.0). User manual*. Climate Research Branch Environment Canada Downsview, Ontario, Canada, 23 p.

## RELATIONS ENTRE LES QUANTITES JOURNALIERES DES PRECIPITATIONS ET LES TYPES DE CIRCULATION ATMOSPHERIQUE EN ROUMANIE

HOLOBÂCA I. H.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Université Babeş-Bolyai, Faculté de Géographie, 5-7, rue Clinicilor, 3400 Cluj-Napoca, Roumanie, holobaca@geografie.ubbcluj.ro

**Résumé** – Nous présentons une classification objective des types de circulation atmosphérique pour la Roumanie, ayant à la base un schéma de classification qui a comme point de départ le calcul des indices journaliers du champ de pression pour la période 1961 - 2010. Pour chaque type sont analysées les caractéristiques synoptiques et la fréquence pour les dix types de circulation atmosphérique et les quantités journalières de précipitations associées. L'analyse montre que les types secs (A, S, SE) ont une fréquence élevée et une contribution réduite dans la formation des précipitations atmosphériques durant l'année et que les types humides (C, N, NE) ont une grande contribution dans la formation des précipitations.

**Mots-clés** : Classification objective, Types de circulation atmosphérique, Types secs, Types humides, Roumanie

**Abstract** – *The relationship between daily precipitation and atmospheric circulation types in Romania. An objective classification scheme of the atmospheric circulation affecting Romania, between 1961 and 2010, is presented, where daily circulation is characterized through the use of set of indices associated with the direction and vorticity of the geostrophic flow. The synoptic characteristics and the frequency of ten basic circulation weather types are discussed, as well as the amount of precipitation associated with each type. It is shown that the dry types (A, S, SE), although being the most frequent classes, gives a rather small contribution to the precipitation amount and the wet types (C, N, NE) have a very important contribution to the annual precipitation amount.*

**Keywords**: Objective classification, Atmospheric circulation types, Dry types, Wet types, Romania

### Introduction

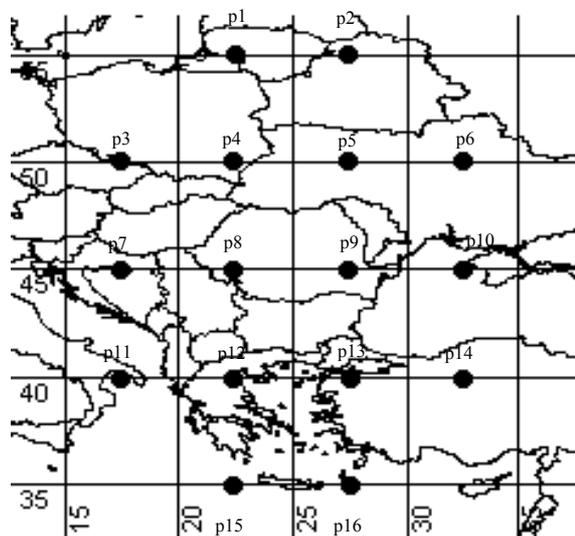
L'objectif de cette étude est la présentation d'une classification objective des types de circulation atmosphérique et les relations avec les quantités journalières de précipitations pour la Roumanie. Le schéma de classification a comme point de départ le calcul des indices journaliers du champ de pression. Par analyse statistique on a identifié les classes qui jouent un rôle prépondérant dans l'apparition des périodes déficitaires et excédentaires du point de vue pluviométrique.

Un avantage considérable est l'analyse automatique d'un grand volume de données nécessaires à une telle étude. Les désavantages de la classification automatique consistent soit dans l'obtention d'un grand nombre de classes, soit dans l'apparition des situations qui ne puissent pas être classifiées.

### 1. Méthodologie

La classification automatique des types journaliers de circulation atmosphérique de Lamb (LCWTs) pour la Roumanie a été réalisée en utilisant la méthode décrite par Jenkinson et Collinson (1974) et développée par Jones *et al.* (1993). Elle a été appliquée avec succès par Trigo et DaCamara (2000) pour l'analyse du régime des précipitations au Portugal. Une approche similaire a été effectuée pour la classification automatique des types de temps en Grèce (Kutiel *et al.* 1996).

Les auteurs ont utilisé une série d'indices de la direction et de la vorticité du courant géostrophique. Les indices sont : flux en direction sud (SF), flux en direction ouest (WF), flux total (F), vorticité sud (ZF), vorticité ouest (ZW) et vorticité totale (Z). On a fait le calcul de ces indices en utilisant les valeurs de pression atmosphérique au niveau de la surface terrestre (SLP) obtenues en 16 points de grille (p1 – p16) (Fig 1).



**Figure 1.** La grille utilisée pour calculer les indices de direction et de vorticité du courant géostrophique.

$$\text{Flux en direction ouest : } WF = 0.5 \times [(p_{12} + p_{13}) - (p_4 + p_5)] \quad (1)$$

$$\text{Flux en direction sud : } SF = 1.41 \times [0.25 \times (p_5 + 2.0 \times p_9 + p_{13}) - 0.25 \times (p_4 + 2.0 \times p_8 + p_{12})] \quad (2)$$

$$\text{Flux total : } F = (S^2 + W^2)^{1/2} \quad (3)$$

$$\text{Vorticité ouest : } ZW = 0.94 \times [0.5 \times (p_{15} + p_{16}) - 0.5 \times (p_8 + p_9) - 0.85 \times [0.5 \times (p_8 + p_9) - 0.5 \times (p_1 + p_2)]] \quad (4)$$

$$\text{Vorticité sud : } ZS = 0.25 \times (p_6 + 2.0 \times p_{10} + p_{14}) - 0.25 \times (p_5 + 2.0 \times p_9 + p_{13}) - 0.25 \times (p_4 + 2.0 \times p_8 + p_{12}) + 0.25 \times (p_3 + 2.0 \times p_7 + p_{11}) \quad (5)$$

$$\text{Vorticité totale : } Z = ZW + ZS \quad (6)$$

La direction du flux géostrophique est calculée à l'aide de la relation :  $Tg-1(WF/SF)$ . Si l'indice WF est positif on ajoute  $180^\circ$ . On a utilisé une rose des vents en 8 directions, chaque direction ayant un secteur de  $45^\circ$ .

Si  $|Z| < F$ , le flux géostrophique ne présente une vorticité (il est droit), dans ce cas le type de circulation est donné de la direction du flux (8 types de circulation qui correspondent à la direction de la rose des vents).

Si le flux géostrophique présente une vorticité élevée,  $|Z| > 2F$ , le type de circulation est cyclonique si  $Z > 0$ , ou anticyclonique si  $Z < 0$ .

Si  $F < |Z| < 2F$ , le type de circulation est mixte et il est caractérisé aussi par la direction que par la forme de circulation. Ainsi ont-ils résulté 16 types de circulation mixte.

En utilisant cette méthode on obtient 26 types de circulation : 8 types directionnels, 1 anticyclonique, 1 cyclonique et 16 types de circulation mixte. Pour faciliter le traitement statistique des données obtenues, les 26 types de circulation ont été regroupés en 10 types de base. Les types de circulation mixtes ont été inclus dans les types correspondants directionnels et cycloniques ou anticycloniques (par ex., pour le type ANE, la moitié des cas ont été inclus dans le type A et la moitié dans le type NE).

## 2. Résultats

### 2.1 La variabilité interannuelle des LCWTs en Roumanie

La figure 2 présente la fréquence mensuelle des CWTs pour la période 1961 – 2010. Pendant l'année le plus fréquent est le type de circulation anticyclonique (A). Cette classe a une importante variabilité annuelle. La fréquence maximale est observée pendant l'automne (43.7 %), quand les situations synoptiques stables s'installent en Roumanie (Donciu, 1962). La fréquence minimale (22.0 %) est enregistrée pendant la fin du printemps. Pendant cette saison on observe en Roumanie la plus grande fréquence des situations synoptiques instables (Topor, 1964).

Le type cyclonique (C) a une variabilité annuelle bimodale. Le maximum d'occurrence est observé pendant la fin du printemps (16.3 %) et correspond avec le minimum de type A. Un maximum secondaire est enregistré pendant l'hiver (10.4%), en décembre, et il est simultané avec l'intensification de l'activité cyclonique sur l'océan Atlantique Nord et la Méditerranée. Le minimum principal est observé pendant l'automne, en octobre (5.3 %), et correspond avec le minimum de fréquence du type anticyclonique (A).

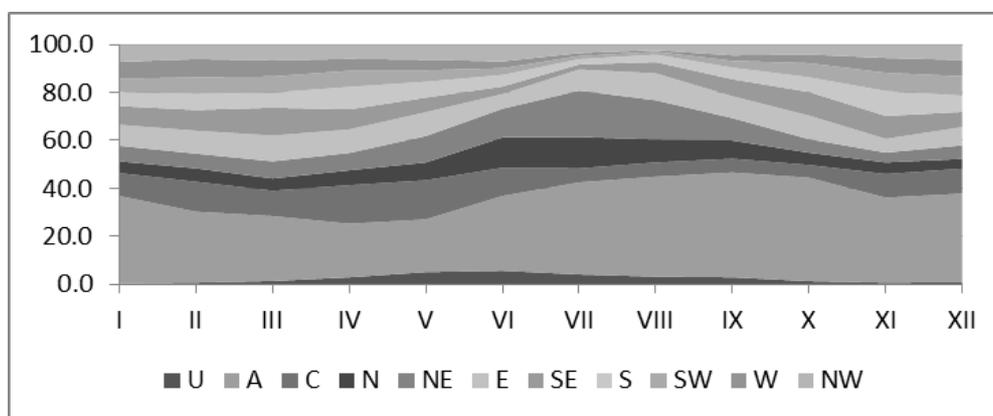


Figure 2. La fréquence mensuelle des CWTs pour la période 1961 – 2010.

Les caractéristiques de la variabilité interannuelle de la fréquence des types de circulation atmosphérique ont été utilisées pour organiser les types directionnels. Les types N, NE, et E ont leur maximum principal de fréquence en été et leur minimum en l'automne. Les autres types directionnels ont leur minimum de fréquence en été (July or August) et leur maximum à la fin de l'automne (S), en hiver (SW, W, et NW) ou au début du printemps (SE).

### 2.2 Les caractéristiques pluviométriques des LCWTs en Roumanie

Les anomalies moyennes saisonnières et annuelles de précipitations ont été reliées aux types de circulation atmosphérique. Pour le calcul des anomalies nous avons adopté la même méthode que Chen (2000) a utilisée pour étudier la relation entre les CWTs et la température en Suède. Les anomalies journalières de précipitations ont été calculées pour 22 stations météorologiques qui couvrent tout le territoire de la Roumanie (Fig. 3). Les données des précipitations journalières proviennent du projet European Climate Data Assessment (ECAD) Klein Tank *et al.* (2002) et sont disponible sur le site <http://eca.knmi.nl/>.

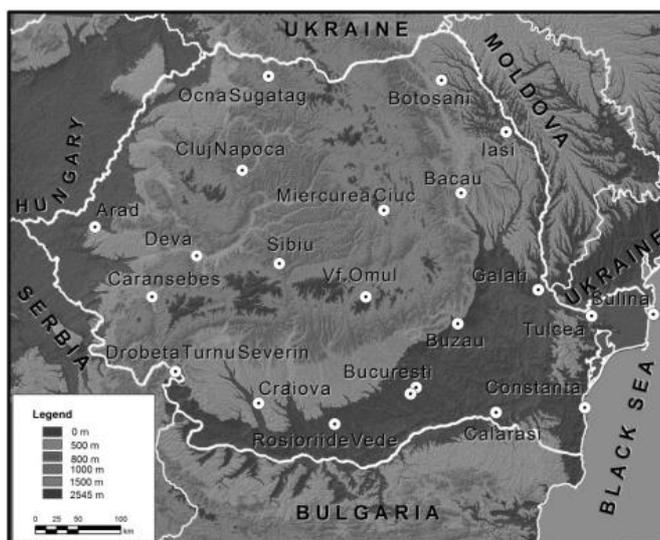


Figure 3. La position géographique de stations météorologiques utilisées.

La comparaison des données synoptiques avec celles des précipitations a mis en évidence la contribution importante d'un nombre relativement réduit de classes à la pluviogenèse (Fig. 4).

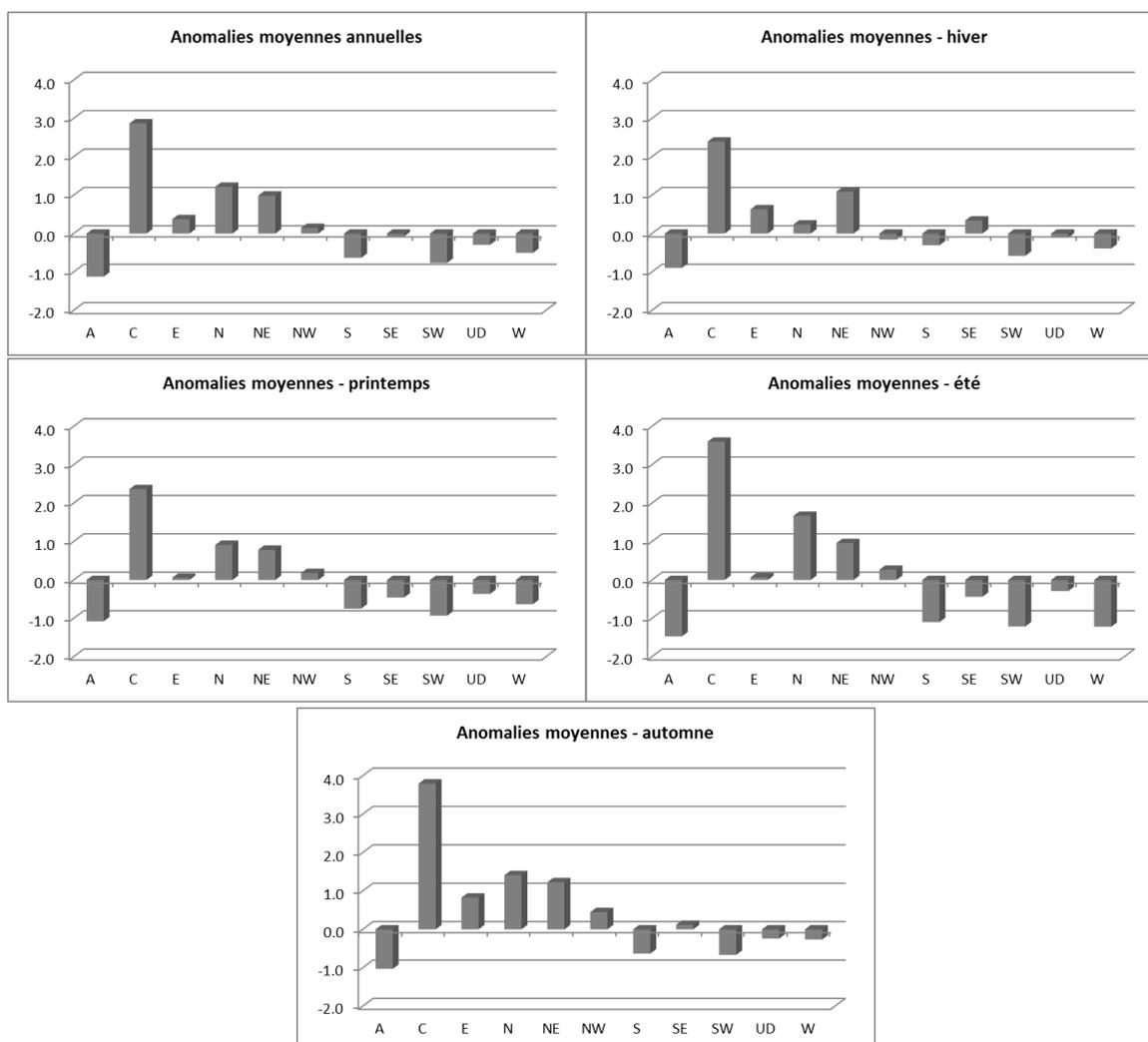


Figure 4. Les anomalies moyennes annuelles et saisonnières de précipitations (mm/jour) pour les types de base de la circulation atmosphériques (1961 - 2010).

On peut dissocier les classes *humides*, qui ont des anomalies moyennes journalières de précipitations supérieures à + 0,5 mm/ jour (C, N, NE), *sèches*, qui ont une valeur des anomalies inférieure à -0,5 mm/ jour (A, S, SE) et *intermédiaires* qui ont les valeurs des anomalies comprises entre +0,5 et -0,5 mm/jour.

Les précipitations se produisent le plus fréquemment par circulation de type nordique (N), avec des valeurs supérieures à 20 % des cas, et parfois supérieures à 24 % du total des quantités annuelles de précipitations. Celui-ci est suivi, avec des taux presque égaux, par les types cycloniques (C) et celui de nord-est (NE). Les types de circulation de secteur méridional (sud, sud-est, sud-ouest) ne représentent que 4 à 5 % des quantités annuelles de précipitations.

Les quantités moyennes journalières de précipitations calculées pour chaque type de circulation montrent que pour le type dominant (N), celles-ci varient entre 4,2 et 7,2 mm / jour, tandis que pour les types les moins fréquemment représentés (A et S), les quantités de précipitations sont réduites quasiment de moitié (2,0 à 3,5 mm / jour).

## Conclusion

Une classification automatique et objective a permis l'analyse croisée des types de circulation atmosphérique et de données pluviométriques journalières sur la Roumanie. On peut remarquer le rôle du type anticyclonique (A) dans l'apparition des périodes à déficits pluviométriques, tandis que le type nordique (N) est le plus fréquemment associé aux périodes humides, car il est favorable à la pluviogenèse sur l'espace étudié. Cette méthode de classification offre des perspectives intéressantes pour l'étude des relations entre les situations synoptiques et le régime des précipitations atmosphériques ou d'autres éléments climatiques ; elle pourrait ainsi être utilement intégrée à l'élaboration de prévisions météorologiques.

## Bibliographie

- Chen D., 2000. A monthly circulation climatology for Sweden and its application to a winter temperature case study. *International Journal of Climatology*, **20**, 1067-1076.
- Donciu, C., 1962. Studiul secetelor din RPR, I, Cauzele sinoptice ale secetelor. *MHGA*, **VII**, 3, 170-176.
- Klein Tank A. M. G., Wijngaard J.B., Konnen G. P., Bohm R., Demaree G., Gocheva A., Mileta M., Pashiardis S., Hejkrlik L., Kern-Hansen C., Heino R., Bessemoulin P., Muller-Westermeier G., Tzanakou M., Szalai S., Palsdottir T., Fitzgerald D., Rubin S., Capaldo M., Maugeri M., Leitass A., Bukantis A., Aberfeld R., Van Engelen A. F. V., Forland E., Miletus M., Coelho F., Mares C., Razuvaev V., Nieplova E., Cegnar T., Lopez J. A., Dahlstrom B., Moberg A., Kirchhofer W., Ceylan A., Pachaliuk O., Alexander L. V., Petrovic P., 2002. Daily dataset of 20th-century surface air temperature and precipitation series for the European Climate Assessment. *International Journal of Climatology*, **22**, 1441-1453.
- Jenkinson A. F., Collinson F.P., 1977. An initial climatology of gales over the North sea. *Synoptic Climatology Branch Memorandum*, **62**.
- Jones P. D., Hulme M., Briffa K. R., 1993. A comparison of Lamb circulation types with an objective classification scheme. *International Journal of Climatology*, **13**, 655-663.
- Kutiel H., Maheras P., Guika S., 1996. Circulation and extreme rainfall conditions in the Eastern Mediterranean during the last century. *International Journal of Climatology*, **16**, 79-92.
- Topor N., 1964. *Ani ploioși și secetoși*. București, CSA, IM, 301 p.
- Trigo M. R., DaCamara C.C., 2000. Circulation weather types and their influence on the precipitation regime in Portugal. *International Journal of Climatology*, **20**, 1559-1581.



## **POUSSEES D'ASTHMES A SFAX (TUNISIE) : ASPECTS MULTIPLES DE VULNERABILITE ACCRUE PAR LE CONTEXTE CLIMATIQUE**

**JARRAYA M.<sup>1</sup>, BELTRANDO G.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Université de Sfax, Faculté des Lettres et Sciences Humaines, Laboratoire Syfacte, route de l'aéroport Km 4,5 3000 Sfax BP 1168 (Tunisie). Tél : 00216 74 670 544 ; Fax : 00216 74 670 540 ; jarrayamounir@gmail.com

<sup>2</sup>Université Paris Diderot, Sorbonne-Paris Cité et UMR 8586 du CNRS (PRODIG), rue Watt 75013, Paris, beltrando@univ-paris-diderot.fr

**Résumé** – Un motif permanent de consultations pour maladie chronique dans le secteur de la Santé de Base à Sfax, l'asthme fait l'objet d'une approche météopathologique à Sfax. Notre analyse intègre les caractéristiques du contexte climatique saisonnier, en particulier durant les phases hiverno-printanière et estivo-automnale, la typologie de l'asthme prédominant ainsi que d'autres déterminants environnementaux afin de comprendre la concordance météopathologique de cette maladie. Si la fraîcheur hivernale justifie la prédominance des consultations pour asthme intrinsèque, les allergies au pollen et aux moisissures s'imposent au printemps et en automne pour expliquer la prise de relais de l'asthme extrinsèque.

**Mots-clés** : asthmes intrinsèque et extrinsèque, consultations médicales, météopathologie, allergies, Sfax.

**Abstract** – *Pushed to asthma in Sfax (Tunisia): multiple aspects of the vulnerability increased to climate context.* A permanent cause of consultations for chronic disease in the basic health sector in Sfax, asthma is the subject of a meteopathological approach in Sfax. Our analysis incorporates the features of the seasonal climatic conditions, especially during the winter-spring and summer-autumn stages, asthma typology predominant and other environmental factors to comprehend the meteopathological concordance of this disease. If chilly winter justifies the predominance of consultations to intrinsic asthma, the allergies to pollen and molds are imposed in spring and autumn to explain the taking relay of extrinsic asthma.

**Keywords**: intrinsic and extrinsic asthma, medical consultations, meteopathological, allergies, Sfax.

### **Introduction**

Compte tenu de la multiplicité des déterminants des situations sanitaires, les éléments environnementaux s'imposent fortement. Les études climatiques tentent d'élucider l'impact de l'état de l'environnement atmosphérique sur la fréquence de certaines maladies. L'asthme, une maladie respiratoire chronique dont la symptomatologie est variable selon l'intensité de la gravité de la maladie et les individus, a fait l'objet de plusieurs approches portant sur ses déterminants étiologiques, environnementaux et sociaux (Busse, 1988 ; Laaïdi, 1999). À Sfax, l'asthme constitue un motif de consultation médicale dans les Centres de Santé de Base (CSB) (appelés aussi dispensaires) qui jouent un rôle primordial dans le « dépistage » de l'asthme chez les patients avant de les transférer pour soins spécialisés dans les structures hospitalières. Cependant, l'analyse des consultations pour asthme sur la période 2009-2014 laisse apparaître une rythmicité qui peut être influencée par le contexte climatique saisonnier et la typologie de l'asthme (intrinsèques et extrinsèques). En tenant compte que l'asthme est une maladie sérieuse dont les effets peuvent être fatales sur la vie ainsi que son éventuelle sensibilité à la variation saisonnière du contexte climatique, cela justifie l'intérêt apporté par notre approche portant sur la fréquence des consultations pour asthme sous différents contextes climatiques à Sfax, en particulier durant les phases hiverno-printanière et estivo-automnale. L'objectif de ce travail est de mettre en question la typologie de l'asthme en tant que facteur explicatif d'une éventuelle réaction avec les contextes thermique et thermo-hygrométriques pendant ces deux phases à Sfax, en mettant l'accent sur la vulnérabilité des individus.

## 1. Données et méthodes

Notre approche repose sur deux types de données couvrant la période 2009-2014. Les données météorologiques consistent aux mesures tri-horaires de la température et de l'humidité relative de l'air enregistrées par la station synoptique *Sfax El-Maou*. Les données épidémiologiques, qui n'offrent aucune information sur la typologie d'asthme, consistent au nombre quotidien de consultations pour asthme enregistré par les CSB à Sfax. C'est pour cela que nous avons effectué des entretiens avec les médecins en poste dans les CSB pour désigner les types d'asthme fréquents dans chaque phase. L'analyse de l'éventuelle relation entre l'environnement atmosphérique, présenté dans la phase hiverno-printanière (janvier-avril) par le contexte thermique et dans la phase estivo-automnale par la situation thermo-hygrométrique, se base sur le calcul de l'écart thermique journalier (entre température maximale et minimale journalière) et de la morbidité d'asthme correspondante à l'échelle des pentades (24 pentades). L'avantage de l'utilisation de l'écart thermique journalier réside dans le fait qu'il nous informe sur l'intensité des contrastes thermiques durant les pentades hivernales en particulier. Cela nous a permis de définir les pentades les plus fraîches afin de déterminer leur éventuel impact sur la morbidité d'asthme. La phase estivo-automnale (août-octobre) a fait l'objet d'une analyse bioclimatique en utilisant l'indice d'humidex (*Heat Index*) (HI) pour diagnostiquer la situation thermo-hygrométrique de l'ambiance biométéorologique. L'indice humidex est calculé automatiquement sur la page web <http://www.meteo-mussidan.fr/hum.php>. Nous rappelons qu'avec un HI = 30°C, l'ambiance tend à l'inconfort. Cependant, en tenant compte d'une part, de la forte exposition des individus qui sont le plus souvent à l'extérieur de leurs foyers au cours de la journée et d'autre part, à la sensibilité des allergènes (ici les moisissures) à la chaleur et l'humidité élevées, nous avons calculé d'abord la moyenne de HI durant la phase diurne en retenant les trois mesures de la température et l'humidité relative de 9h, 12h et 15h. Sous une telle ambiance chaude et humide, les moisissures peuvent se développer et par conséquent réactivent certains asthmes. Nous avons déterminé par la suite, la concordance météopathologique à l'échelle des pentades (18 pentades) en définissant la morbidité d'asthme associée aux pentades chaudes et humides.

## 2. L'asthme dans le tableau clinique ambulatoire et son régime saisonnier

### 2.1. Le poids de l'asthme dans le tableau clinique chronique de la Santé de Base

À l'échelle mondiale, 300 millions de personnes souffrent de l'asthme selon l'MOS (Zendah *et al.*, 2011). L'incidence de l'asthme est estimée à 55 000 personnes à Sfax, ce qui représente près de 10% de l'effectif national. L'asthme est une maladie qui est toujours présente dans le tableau clinique de la Santé de Base. La morbidité d'asthme enregistre 3555 consultations / an sur la période 2009-2014. Sa part dans la catégorie des maladies chroniques est faible (4,2% en moyenne sur la période 2009-2014) car cet ensemble pathologique se compose aussi des maladies de forte prévalence comme le diabète, l'hypertension artérielle, etc. Au niveau de l'âge, les adultes sont plus vulnérables puisque leur part ( $\geq 25$  ans) dans l'effectif total de consultations est prépondérante (83,6%) contre 2,5% pour la catégorie (6-14 ans). Cette prédominance des adultes est expliquée par le fait que l'individu adulte devient de plus en plus exposé et sensible aux agents pathogènes multiples et de divers facteurs qui conditionnent son bien-être et son état de santé.

### 2.2. Les caractéristiques du régime saisonnier de l'asthme à Sfax

La répartition saisonnière des consultations pour asthme permet de suggérer un impact potentiel du contexte climatique à Sfax (figure 1). Le pic de consultations pour asthme observé en avril qui est associé à un adoucissement thermique (température moyenne de

18°C), ne néglige pas la morbidité hivernale élevée (305 cas en janvier et 310 cas en février). Celle-ci est enregistrée sous un contexte thermique frais (respectivement 12,3°C et 13,3°C). Si cette morbidité diminue en été en concordance avec la hausse thermique (186 cas associé à une température moyenne de 27,3°C en juillet), elle s'accroît en fin d'été et en d'automne pour atteindre 332 cas en octobre associés à un contexte thermique qui demeure chaud (23,3°C). La « réponse » similaire de la morbidité d'asthme à la fois à la fraîcheur et à la chaleur selon les saisons nous impose de mettre en questions des déterminants liés à la typologie de la maladie et des éléments environnementaux.

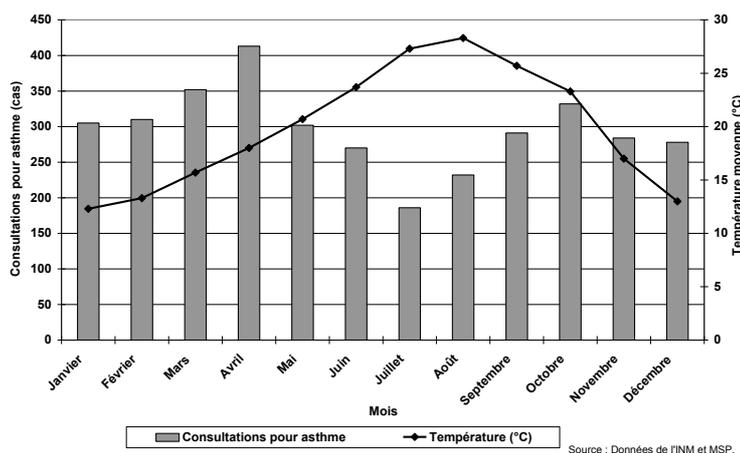


Figure 1. Variation inter-mensuelle moyenne des consultations pour asthme et de la température de l'air à Sfax (2009-2014)

### 3. La météopathologie hiverno-printanière de l'asthme

#### 3.1. Quels impacts de la fraîcheur hivernale ?

Indicateur de fraîcheur hivernale, l'écart thermique journalier peut atteindre 15°C en janvier. Nous considérons une pentade fraîche, celle qui enregistre un écart thermique moyen dépassant 10°C. Selon ce critère, la fréquence de ces pentades fraîches est sujette à une variation inter-annuelle. Par exemple, l'effectif des pentades fraîches varie de 5 pentades en janvier 2013 à 1 pentade en janvier 2012. La visualisation matricielle de la variation de l'écart thermique moyen journalier calculé à l'échelle pentadaire en janvier et février montre des contrastes

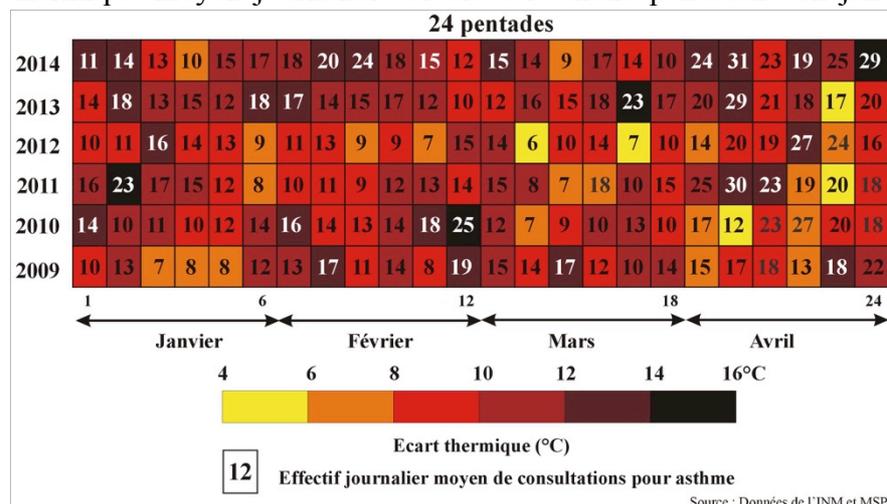


Figure 2. Variation inter-annuelle de l'écart thermique moyen et la morbidité d'asthme associée à l'échelle des pentades durant la phase hiverno-printanière

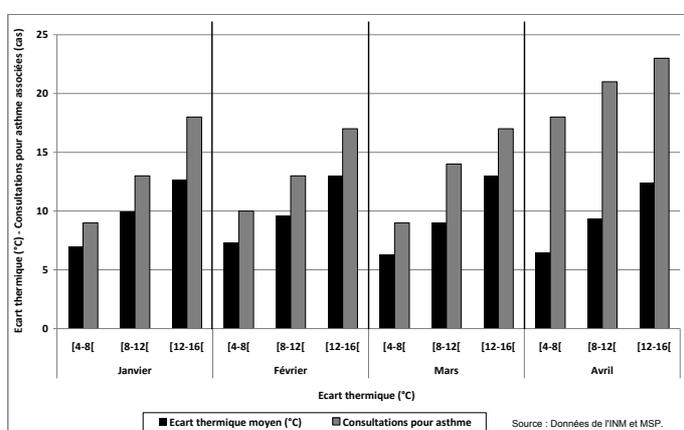
puisque celui-ci varie de 6°C à 16°C (figure 2). Bien qu'elles varient d'une année à l'autre, les écarts appartenant aux classes [10-12°C] et [12-14°C] prédominent durant ces deux mois hivernaux (83,3% pentades en janvier 2013 et février 2014). Le calcul de la morbidité d'asthme associée à l'échelle pentadaire montre une

montée relative de celle-ci durant les pentades les plus fraîches. Par exemple, une moyenne journalière de 23 consultations pour asthme est associée à un écart thermique journalier moyen de 15,4°C dans la 2<sup>e</sup> pentade de janvier 2011. Cette concordance thermo-pathologique se manifeste également au niveau de la 3<sup>e</sup> pentade de février 2014 puisqu'une moyenne

journalière de 24 consultations pour asthme est associée à un écart thermique journalier moyen de 13°C (figure 2). Nous notons à l'inverse que le fléchissement de l'écart thermique s'accompagne par une baisse des consultations dans la mesure où les pentades enregistrant un écart thermique journalier moyen appartenant à la classe [6-8°C] connaissent une morbidité moyenne journalière qui dépassent rarement 10 cas en janvier et février comme les cas de la 3<sup>e</sup> et la 4<sup>e</sup> pentade de janvier 2009 et la 3<sup>e</sup> pentade de février 2012 (figure 2).

Le calcul de la morbidité d'asthme correspondante aux classes d'écart thermique permet de déterminer certains aspects météopathologiques en hiver. La comparaison entre les classes extrêmes d'écart thermique montre que par exemple, la morbidité d'asthme (18 cas) associée à la classe [12-16°C] est plus élevée que celle (9 cas) attribuée à la classe [4-8°C] en janvier sur la période 2009-2014 (figure 3). Il s'agit donc d'un dédoublement (100%) de l'effectif associé de consultations sous l'effet de l'intensification de l'écart thermique.

Cette concordance météopathologique hivernale est expliquée par l'effet de la fraîcheur sur la survenue de l'asthme. La baisse de la température de l'air refroidit l'enveloppe atmosphérique avec laquelle l'organisme humain effectue des échanges gazeux en permanence *via* son interface pulmonaire. Le déclenchement de cet asthme intrinsèque en hiver est souvent attribué à l'inhalation de l'air froid qui, en atteignant profondément les poumons, favorise les infections bronchiques virales. Cela est expliqué par le fait qu'une température basse favorise une forte activité des virus (Khot *et al.*, 1984) dont la symptomatologie est caractérisée par toux grasse, dyspnée et respiration sifflante.



**Figure 3.** Consultation moyenne journalière pour asthme associée aux classes d'écart thermique (janvier-avril) sur la période 2009-2014

### 3.2. La prépondérance d'un facteur exogène au printemps

Nous notons « l'apparition » des pentades dont l'écart thermique appartient à la classe [4-6°C] [comme les cas de la 2<sup>e</sup> et la 5<sup>e</sup> pentade de mars 2012 (figure 2). En comparaison avec les pentades hivernales, nous remarquons l'augmentation de la morbidité pour asthme en mars et avril. Sa concordance avec des écarts thermiques dépassant fréquemment 10°C est plus ou moins claire puis que les consultations associées (23 cas) à la classe [12-16°C] est plus élevée que celles associées (18 cas) à la classe [4-8°C] en avril sur la période 2009-2014 (figure 3). Le taux d'augmentation assez faible (27,7%) de la morbidité entre les deux classes reflète le faible impact de l'écart thermique. Malgré la régression des infections respiratoires virales en concordance avec l'adoucissement thermique au printemps, la morbidité pour asthme augmente. Nos entretiens avec les médecins nous ont confirmé la prédominance du motif allergique et que le pollen végétal constitue le facteur principal de l'asthme allergique extrinsèque. Certains pollens disposent des substances (protéines ou glycoprotéines) reconnues comme immunologiquement néfastes pour certaines personnes (Laaïdi, 1999). Ces praticiens nous ont confié également que le pollen de l'olivier, qui est très allergisant, est responsable du rehaussement des consultations pour asthme. Cela est expliqué par le fait que le printemps constitue la saison de floraison pour les espèces végétales dont l'olivier qui prédomine l'espace rural de Sfax. La propagation du pollen d'olivier est soutenue par un

temps caractérisé par une température élevée et une humidité basse ainsi qu'un vent modéré (Zendah *et al.*, 2011). En pénétrant profondément dans les poumons, ce pollen provoque l'inflammation des bronches qui se rétrécissent et réactive l'asthme allergique chez les personnes vulnérables.

#### 4. Aspects météopathologiques de l'asthme durant la phase estivo-automnale

##### 4.1. L'effet de la chaleur estivale sur la morbidité d'asthme en été

La thermo-hygrométrie active dans l'atmosphère joue un rôle d'appui pour la morbidité d'asthme en automne. Malgré la thermo-hygrométrie éminente, la moyenne journalière d'asthme durant les pentades d'août est inférieure à celle enregistrée en septembre et octobre (figure 4). Nous notons aussi que la prédominance de l'ambiance inconfortable (malaise généralisé) n'a pas beaucoup d'effet sur la morbidité d'asthme. Par exemple, des humidex moyens diurnes pentadaires enregistrés pendant la 1<sup>ère</sup> (42) et la 2<sup>e</sup> pentade (41) s'associent à des morbidités d'asthme respectivement de 14 cas et 3 cas en août 2013. Le faible effet de la thermo-hygrométrie sur la morbidité d'asthme en août est expliqué d'abord, par la forte chaleur estivale et la faible humidité surtout en cas de la fréquence des types de temps véhiculant des masses d'air méridionales continentales. Cela rend la chaleur, la composante influençant fortement l'indice d'humidex (figure 4). En outre, la fréquence du type d'asthme chronique intrinsèque qui est peu sensible à thermo-hygrométrie de l'ambiance en été, justifie sa faible « réaction » envers la variation de HI durant les pentades en août.

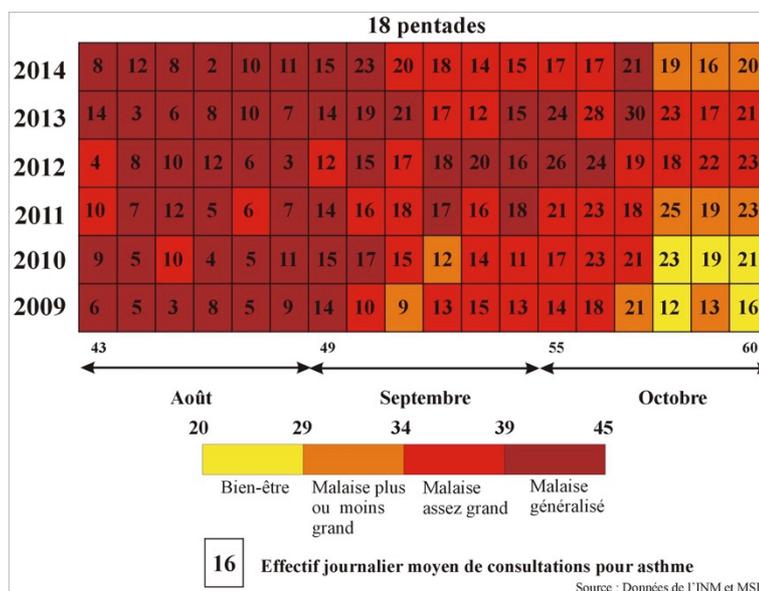
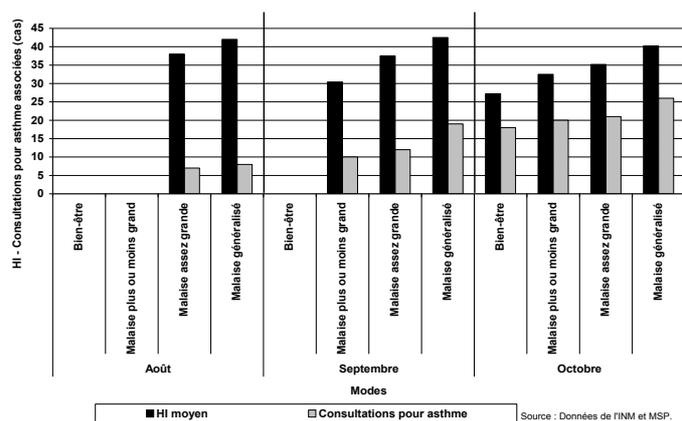


Figure 4. Variation inter-annuelle de l'humidex moyen et la morbidité d'asthme associée à l'échelle des pentades durant la phase estivo-automnale

##### 4.2. La thermo-hygrométrie de l'atmosphère et la recrudescence de l'asthme en automne

Bien qu'il diminue en laissant apparaître des modes moins inconfortables (malaise plus ou moins grand) et confortable (bien-être) surtout en octobre, l'humidex moyen diurne pentadaire s'avère un déterminant qui influence la morbidité d'asthme. En septembre, l'inconfort prédomine et nous remarquons que les pentades enregistrant des HI moyens diurnes supérieurs à 40 (exprimant un malaise généralisé), se caractérisent par des moyennes journalières de consultations élevées. C'est le cas de la 5<sup>e</sup> pentade de septembre 2012 (20 cas), la 3<sup>e</sup> pentade de septembre 2013 (21 cas) et la 2<sup>e</sup> pentade de septembre 2014 (23 cas). Nous remarquons également que la morbidité d'asthme s'accroît même avec la diminution de HI en octobre (3<sup>e</sup> pentade d'octobre 2013) (30 cas) (figure 4). L'évolution d'une situation thermo-hygrométrique marquée par la persistance de la chaleur estivale mais surtout d'une humidité élevée favorise le développement des moisissures à l'intérieur comme l'extérieur des foyers. Une telle situation est instaurée par un flux méridional chaud chargé d'humidité maritime (appelé *Chlouk*) qui atteint Sfax par le Sud-Est (Ben Boubaker, 1998). Les



**Figure 5.** Consultation moyenne journalière pour asthme associée aux modes de confort thermo-hygrométrique (août-octobre) sur la période 2009-2014

augmentation de 90% en septembre. Ce taux décroît à 30% en octobre. Une montée de la morbidité d'asthme contrariée par une diminution de HI en octobre est justifiée par l'effet tardif de la forte activité des moisissures en septembre et par l'importance accrue de l'humidité de l'air (commandant l'indice de HI en octobre), qui est expliqué par le fait que l'automne concentre près de 70% des précipitations annuelles.

## Conclusion

Entre un type d'asthme intrinsèque influencé par le froid hivernal et un deuxième extrinsèque au printemps provoqué par le pollen végétal ainsi qu'un troisième extrinsèque témoignant une allergie aux moisissures, une forte relation avec l'état de l'environnement thermique et thermo-hygrométrique se manifeste. La typologie d'asthme définit sa sensibilité envers l'une des composantes de l'environnement atmosphérique extérieur. L'écart thermique a permis de déceler « la réponse » de la morbidité d'asthme aussi bien à la fraîcheur hivernale qu'à l'adoucissement printanier. La thermo-hygrométrie de l'ambiance automnale constitue un élément explicatif de la météopathologie de l'asthme durant cette phase. L'asthme peut être considéré un signe de malaise généralisé qui est atteint avec une thermo-hygrométrie éminente. Même si l'absence des informations sur le contenu pollinique de l'air constitue une lacune insurmontable dans notre travail, les entretiens avec les médecins praticiens ont permis d'inculper le pollen végétal et les moisissures en tant que facteurs allergiques pour l'asthme extrinsèque. Ces deux locomotives d'allergie sont influencées par les conditions climatiques. Le déclenchement des crises d'asthme est parfois fatal pour les personnes fragiles et donc, la connaissance de son interaction avec l'environnement extérieur s'avère primordiale afin d'y faire face et limiter ses répercussions négatives sur la santé et la vie des individus.

## Bibliographie

- Ben Boubaker H., 1998. Le flux de Sud-Est maritime (Chlouk) et ses incidences topothermiques en Tunisie. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, **11**, 401-408.
- Busse W., 1988. The contribution of respiratory infection to the pathogenesis of airway hyper reactivity. *Chest*, **93**, 1076-1082.
- Laaïdi K., 1999. *Eco-épidémiologie des pollinoses en Hautes-Bourgognes* (Thèse de doctorat). Université de Bourgogne, France.
- Khot A., Burn R., Evans N., Lenney C., Lenney W., 1984. Seasonal variation and time trends in childhood asthma in England and Wales 1975-1981. *Br Med J*, **289**, 235-237.
- Thibaudon M., Outteryck R., Lachasse C., 2005. Bioclimatologie et allergie. *Revue française d'allergologie et d'immunologie clinique*, **45**, 447-455.
- Zendah I., Chérif R., Khattab A., Ghedira H., 2011. Assessment of quality of life in asthmatics in Tunisia : A prospective study of 85 cases. *La Tunisie Médicale*, **89**, 179-183.

## MESURES POUR L'ÉTUDE DES AMBIANCES CLIMATIQUES À STRASBOURG LORS DE LA CANICULE DE JUILLET 2015

KASTENDEUCH P. P.<sup>1</sup>, NAJJAR G.<sup>1</sup>, PHILIPPS N.<sup>2</sup>, NERRY F.<sup>1</sup>, ROUPIOZ L.<sup>1</sup>, COLIN J.<sup>1</sup>, LUHAHE R.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Laboratoire Icube (UMR 7357, UDS/CNRS/ENGEES/INSA), Université De Strasbourg, France, kasten@unistra.fr

<sup>2</sup>Faculté de Géographie et d'Aménagement, Université De Strasbourg, France, nathalia.philipps@etu.unistra.fr

**Résumé** – Cette étude sur le confort thermique à Strasbourg s'appuie sur une expérimentation de terrain qui comprend des sites fixes et un dispositif temporaire de mesures mis en place spécialement sur la place Kleber pendant la canicule de juillet 2015. L'homogénéité des températures de l'air en journée contraste avec l'énorme variabilité des températures de brillance. L'inconfort thermique maximum (donné par l'indice UTCI) est atteint sur les côtés nord et est de la place, qui sont les plus exposés au rayonnement solaire l'après-midi. En journée, le stress subi sur cette place minérale et artificielle, est comparable à celle qui est mesurée au soleil dans un parc ou à la campagne. En revanche, le stress y reste élevé la nuit, alors qu'il diminue dans les sites plus végétalisés.

**Mots-clés** : UTCI, canicule, confort thermique, Strasbourg, bioclimatologie.

**Abstract** – *Measures for the study of the climatic ambiences in Strasbourg during the heat wave of July 2015.* this study on thermal comfort in Strasbourg is based on a field experiment which includes fixed sites and a temporary device set up specifically on the Place Kleber during the heat wave of July 2015. Air temperatures are uniform daytime, while the brightness temperatures are highly variable. The maximum thermal discomfort (given by the UTCI) is reached on the north and east sides of the square, that are the most exposed to solar radiation during the afternoon. Daytime, the stress experienced on this mineral and artificial place is comparable to that measured in a park or countryside (outside of the shadows). The stress remains high during the night, while it decreases in the more vegetated sites.

**Keywords**: UTCI, heat wave, thermal comfort, Strasbourg, bioclimatology.

### Introduction

Dans le contexte du réchauffement climatique en France, on s'attend à ce que la fréquence des vagues de chaleur augmente pendant la période estivale (Müller *et al.*, 2013). Selon les rapports publiés par Météo-France en 2015, « du 30 juin au 7 juillet, une puissante dorsale anticyclonique axée du Maroc à la France [...] a généré un flux de sud - sud-ouest sur le pays. Cette configuration météorologique particulière a favorisé une remontée d'air d'origine saharienne sur la France [...] qui a été à l'origine de la vague de fortes chaleurs ». Or ces situations induisent un stress thermique qui peut se traduire par une surmortalité (Matzarakis et Mayer, 1991). Selon l'Institut national de veille sanitaire, l'épisode de canicule qui a touché la France du 29 juin au 5 juillet 2015 n'a heureusement entraîné qu'une surmortalité « limitée », avec 7 % de décès supplémentaires seulement par rapport à la moyenne observée à la même période de l'année, soit 700 morts de plus. L'objectif de cette étude est de documenter le stress induit par cette canicule dans la ville de Strasbourg, en utilisant des procédures mises au point dans d'autres villes (Armson *et al.*, 2012 ; Ohashi *et al.*, 2009 ; Zeng et Dong, 2014).

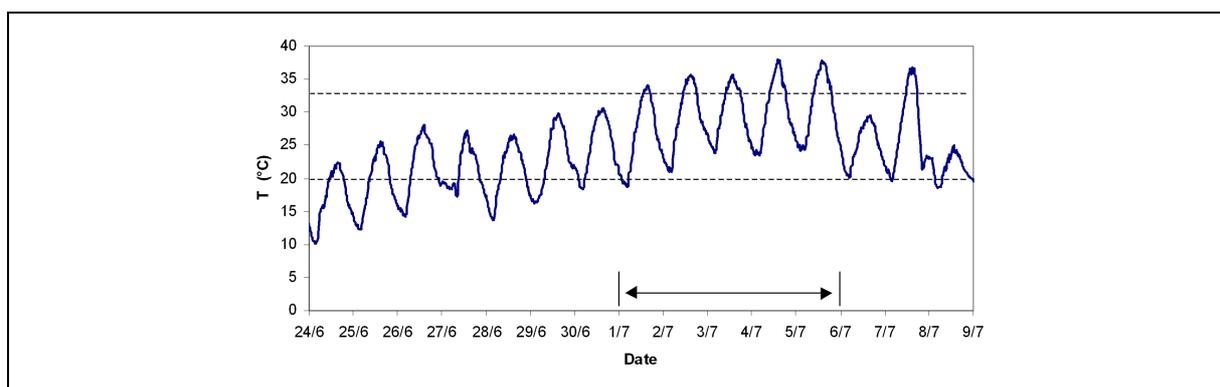
### 1. Le contexte

Les conditions météo qui ont prévalu à Strasbourg vont être décrites dans ce qui suit, ainsi que la petite campagne de mesures qui a été réalisée pour évaluer le stress thermique subi.

#### 1.1. La canicule de juillet 2015

D'après les données de la station officielle d'Entzheim (qui fait partie du réseau Météo-France), le début du mois de juillet 2015 se caractérise par de hautes pressions (pression

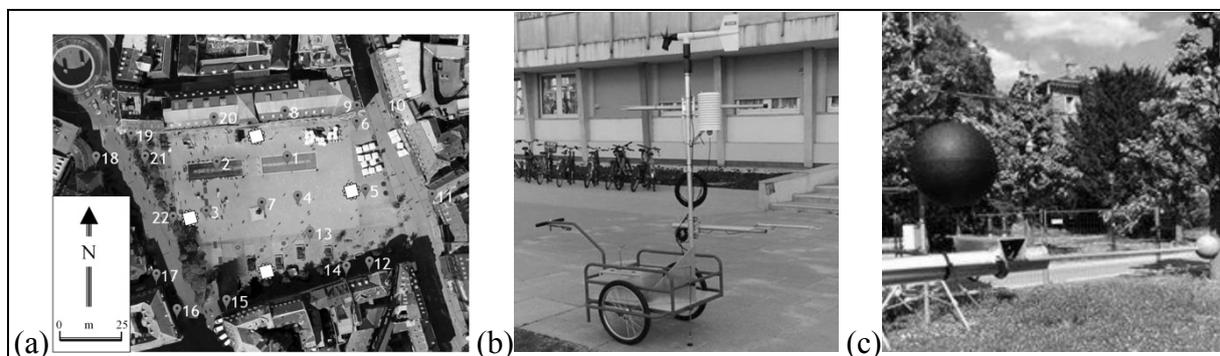
moyenne de 1020 hPa), de très rares passages nuageux, un rayonnement solaire intense (dépassant les  $800 \text{ W m}^{-2}$  en journée), et un vent moyen faible d'environ  $2 \text{ m s}^{-1}$ . Une situation parfaitement propice à l'accumulation locale de chaleur et qui a renforcé l'advection d'air chaud venant du sud. Si on considère qu'il y a canicule lorsque les températures minimales sont au-dessus de  $20^\circ\text{C}$  et les températures maximales supérieures à  $33^\circ\text{C}$  pendant au moins trois jours, alors, d'après notre station du Palais-U, la période de canicule a frappé 5 jours consécutifs, du 1 au 5 juillet (Figure 1). Les températures ont même atteint les 38 degrés le 4 juillet et sont restées au-dessus des 24 degrés la nuit. Du fait de ces fortes températures, l'humidité relative était constamment très basse (entre 30% le jour et 80% la nuit).



**Figure 1.** Évolution des températures de l'air, mesurées à 2 m, sous abri, pendant la canicule de juillet 2015 à Strasbourg (jardin du Palais Universitaire). Les lignes pointillées horizontales marquent les seuils des  $20^\circ\text{C}$  et  $33^\circ\text{C}$  à partir desquels on identifie la période de canicule (double flèche).

### 2.1. Le dispositif de mesures

Dès l'annonce de cette canicule, une campagne expérimentale a été mise en place pour évaluer le stress thermique d'un lieu emblématique de Strasbourg : la place Kleber (Figure 2 (a)). Cette place, très fréquentée, est située au centre de la ville et elle est bordée d'enseignes commerciales de renom. Elle présente un aménagement essentiellement « minéral » avec deux rangées d'arbres le long des côtés ouest et sud qui procurent un ombrage vraiment limité. Le dispositif expérimental se compose de deux chariots mobiles (Figure 2 (b)) équipés d'un capteur de type « boule grise » destiné à mesurer la température d'ambiance (Figure 2 (c), fabrication F. Bruckmann), d'un radiomètre pour le rayonnement net (NR Lite2, Kipp & Zonen), la vitesse et direction du vent (Modèle 05103, Young), d'une sonde pour la température et l'humidité de l'air (HC2S3 Rotronic) placée dans un abri miniature de type Met 21.



**Figure 2.** a) La place Kleber au centre de Strasbourg avec les points de mesures des températures de brillance (numéros) et l'emplacement des chariots (marques blanches) ; b) chariot mobile pour la mesure de l'ambiance climatique (Photo Filliol T.) ; c) globes noirs et gris pour la mesure de la température d'ambiance (photo Filliol T.).

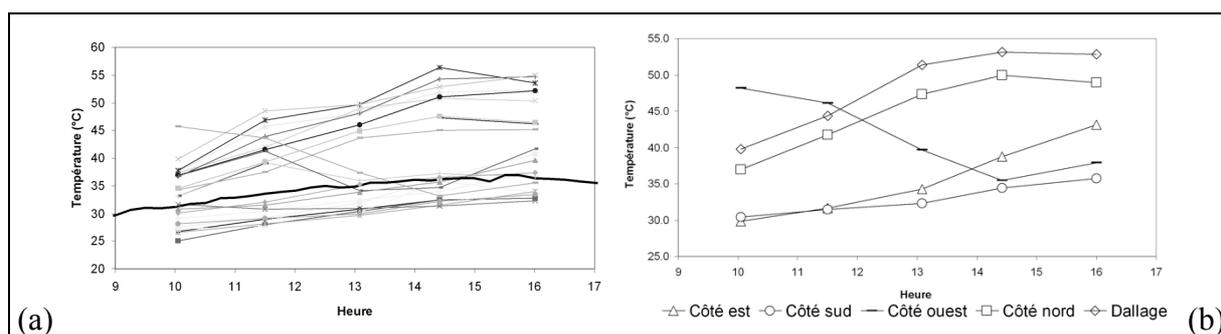
Les données ont été enregistrées toutes les quinze minutes sur des centrales (CR21 et CR10, Campbell Scientific). Comme il était impossible d'étudier les 4 côtés de la place simultanément avec les deux chariots, ces derniers ont été placés sur les côtés nord et sud le 30 juin et le 2 juillet, puis sur les côtés est et ouest le 1 et le 3 juillet. Des relevés de températures de brillance ont aussi été réalisés toutes les heures et demi à l'aide d'un imageur thermique portable (FLIR) en 22 points sur la place (Figure 2 (a)).

## 2. L'ambiance climatique de la place Kleber

Nous avons d'abord cherché à déterminer s'il pouvait exister une variabilité spatiale des températures à l'échelle purement microclimatique de la place Kleber.

### 2.1. Les températures de brillance

Sans surprise, les températures de brillance qui ont été relevées sur les 22 points de la place dévoilent une grande variabilité spatiale (Figure 3 (a)). L'étendue des températures est de 20°C entre les revêtements les plus chauds et les plus frais. On observe trois catégories de revêtements : (i) ceux qui sont toujours très chauds, comme les éléments des façades qui font face au sud ou le dallage de la place ; (ii) ceux qui sont toujours frais comme la végétation, l'eau, les façades tournées vers le nord ou des zones du sol toujours à l'ombre ; (iii) ceux dont la température fluctue en fonction de l'illumination, comme c'est le cas pour les façades du côté ouest et est ou des portions du sol qui passent alternativement de l'ombre à la lumière.



**Figure 3.** Températures de brillance relevées le 2 juillet 2015 entre 10h et 16h sur la place Kleber. a) pour tous les sites (traits fins) et la température de l'air (trait épais) ; b) pour quelques sites typiques.

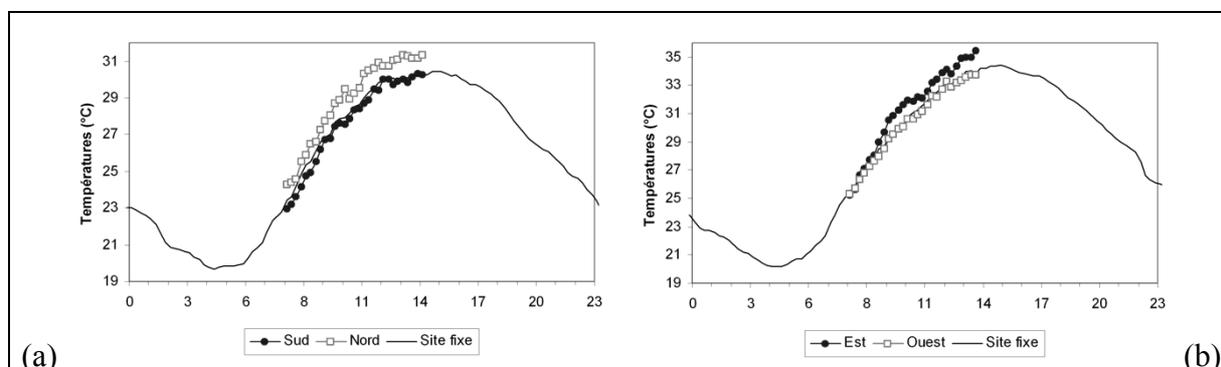
L'éclairement apparaît comme le facteur explicatif principal de cette variabilité, *via* la quantité d'énergie solaire reçue. Mais parfois c'est la nature de l'élément visé qui joue le plus grand rôle : par exemple, le feuillage des arbres ou les plans d'eau restent frais même soumis à un éclairage solaire continu et intense.

La Figure 3 (b) illustre le comportement de quelques éléments minéraux de la place (façades des bâtiments en pierres et dalles au sol). La façade située du côté ouest de la place est la plus chaude tôt le matin lorsqu'elle voit le soleil, puis elle se refroidit en cours de journée alors qu'elle passe à l'ombre. La façade du côté est de la place possède un comportement opposé. Le dallage, constamment éclairé, chauffe rapidement le matin et devient l'élément le plus chaud dans l'après-midi. La façade du côté nord se comporte comme le dallage et se révèle particulièrement chaude une fois qu'elle est pleinement illuminée par le soleil dans l'après-midi. La façade du côté sud est la plus fraîche, quel que soit le moment de la journée, puisqu'elle est constamment à l'ombre.

### 2.2. Les températures de l'air

Cette diversité n'existe pas pour les températures de l'air (Figure 4 (a et b)). L'écart maximum de 1°C qui est observé entre les capteurs résulte certainement d'un artefact

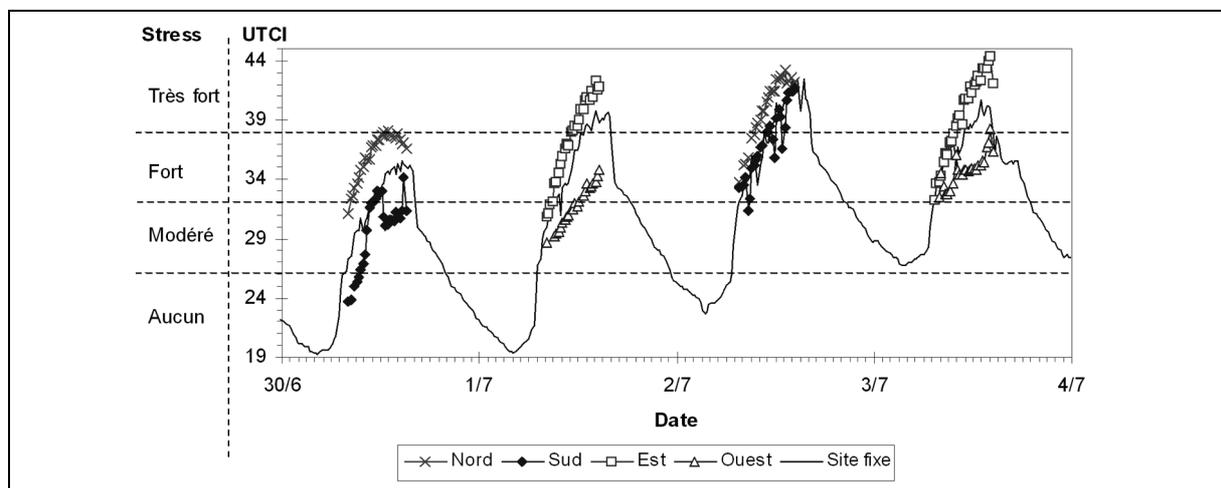
instrumental : l'abri météorologique qui est éclairé s'échauffe par rapport à celui qui est resté à l'ombre. On peut considérer que le brassage dû à la turbulence est tellement efficace sur cette place qu'il parvient à homogénéiser les températures de l'air, malgré des revêtements aux températures de brillance très différentes. La température de l'air ne permet donc pas de discriminer les ambiances climatiques fines.



**Figure 4.** Températures de l'air mesurées sur la place Kleber à Strasbourg. a) le 30 juin 2015 pour les côtés nord et sud ; b) le 01 juillet 2015 pour les côtés est et ouest. La station fixe sert de référence.

### 2.3. Les indices de confort

Toutes les données nécessaires pour calculer l'indice de confort UTCI (Universal Thermal Climate Index, cf. Fiala *et al.*, 2012) sont disponibles sur les chariots mobiles ainsi que sur certains autres sites répartis dans la ville (Najjar *et al.*, 2015 ; Landes *et al.*, 2014). Cet indice exprime la sensation d'un être humain quand il est soumis à une ambiance climatique dont on connaît la température de l'air, l'humidité, la vitesse du vent et la température de radiance moyenne, qui s'obtient à partir des globes noirs ou gris (Figure 2 (c)). Contrairement aux températures de l'air qui se sont révélées homogènes, l'UTCI donne des valeurs nettement différentes en fonction des endroits de cette place (Figure 5).



**Figure 5.** Indices de confort thermiques (UTCI) et niveau de stress thermique sur la place Kleber à Strasbourg du 30 juin au 3 juillet 2015, pour les quatre côtés de la place et le site fixe.

Les côtés nord et est se révèlent les plus inconfortables et atteignent un niveau de stress thermique très fort. Les côtés sud et ouest de la place sont les plus confortables, car souvent à l'ombre et se situent toujours à un niveau inférieur sur l'échelle du stress. Le site sud possède un indice qui varie beaucoup en fonction de l'évolution des ombres des arbres qui sont plantés le long de la façade : le niveau de stress augmente ou diminue en fonction de l'efficacité de l'ombrage. Le site fixe Kleber montre bien l'évolution du niveau de stress nocturne sur les

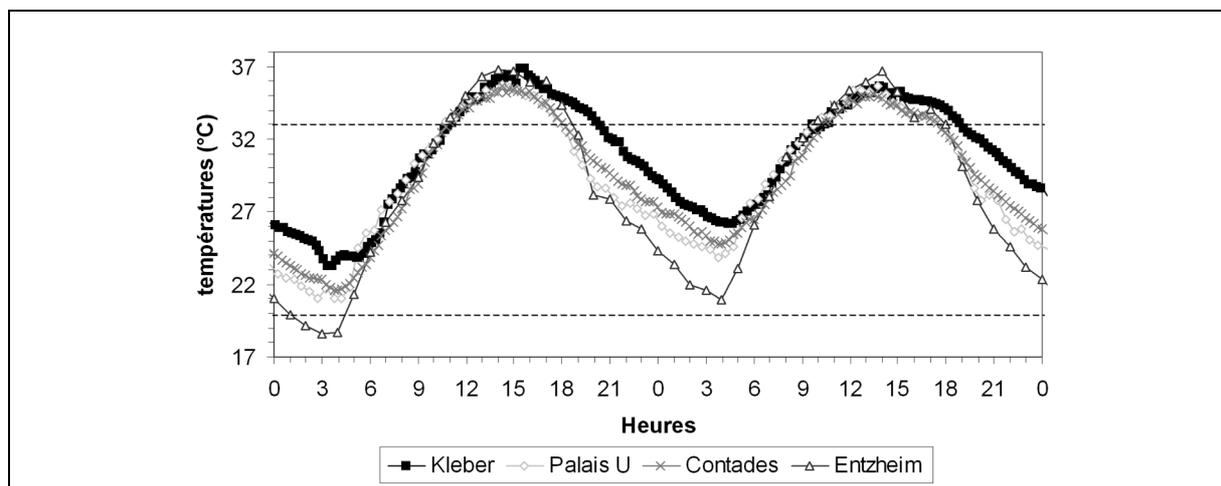
quatre jours : on atteint un stress modéré en fin de période, ce qui se traduit par un problème de récupération physiologique la nuit.

### 3. Variabilité inter-site

La canicule qui a été ressentie sur la place Kleber l'a-t-elle été partout avec la même intensité ? Quels sont les moments où des différences apparaissent entre sites ?

#### 3.1. Les températures de l'air

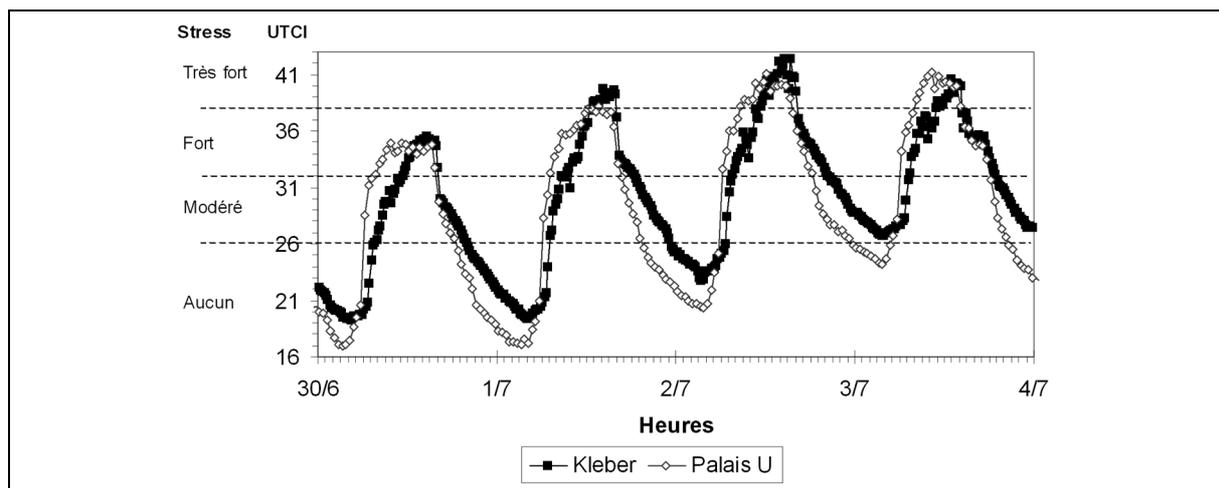
Du point de vue des températures de l'air, la canicule a été observée partout avec la même intensité durant la journée (Figure 6), que ce soit au sein de la ville (sites Kleber, Palais U, Contades) ou à l'extérieur (Entzheim). Par contre, des différences apparaissent nettement au cours de la nuit. Entzheim voit sa température baisser de manière conséquente, alors que la place Kleber se refroidit beaucoup moins. La différence atteint 5°C. De ce fait, la température reste aisément au-dessus du seuil caniculaire la nuit en ville, alors que ce n'est pas forcément le cas à la campagne. Les deux parcs urbains (Palais U, Contades) connaissent un refroidissement intermédiaire entre celui de la ville et celui de la campagne. On remarque que c'est à 21h TU que se produit la différence maximale entre le jardin du Palais U et la place Kleber (soit 4°C d'écart).



**Figure 6.** Températures de l'air mesurées pour quelques sites dans la ville de Strasbourg et à Entzheim les 2 et 3 juillet 2015. Les lignes pointillées horizontales marquent les seuils des 20°C et 33°C à partir desquels on identifie la période de canicule au site du Palais-U.

#### 3.2. Les indices de confort

On ne peut malheureusement comparer l'indice de confort thermique de la place Kleber qu'avec celui du jardin du Palais Universitaire, puisque le site d'Entzheim n'est pas équipé pour obtenir cet indice. Le jardin est plutôt défavorisé le matin par rapport à la place (Figure 7). La sensation de chaleur y augmente rapidement et y atteint un stress supérieur à celui de la place. Le dispositif de mesure du jardin, placé à l'écart des arbres, ne se retrouve jamais à l'ombre, ce qui explique les valeurs élevées dès le matin. Ce n'est qu'en fin de journée que l'indice de confort thermique de la place arrive au niveau de celui du jardin et le dépasse légèrement. C'est surtout lors de la phase de refroidissement, et notamment après 18h TU que la place devient plus inconfortable que le jardin. Ce dernier sort systématiquement de la zone d'inconfort au cours de la nuit tandis que le stress atteint un niveau modéré sur la place dans les nuits du 2 au 3 et du 4 au 5 juillet.



**Figure 7.** Indices de confort thermiques (UTCI) et niveau de stress sur la place Kleber et pour le jardin du Palais U à Strasbourg, du 30 juin au 3 juillet 2015.

## Conclusion

Durant la période de canicule de juillet 2015, le niveau de stress a été très fort à Strasbourg. La place Kleber est le site qui a été le plus durement touché puisque, même la nuit, le stress y est resté à un niveau modéré en raison du phénomène d'îlot de chaleur. Les sites végétalisés ne sont pas systématiquement plus frais, c'est même plutôt le contraire le matin. Le niveau de stress y augmente rapidement et dépasse celui du centre-ville. C'est surtout la nuit que le bénéfice du végétal se fait sentir. A l'échelle purement micro-locale de la place Kleber, les indices UTCI révèlent de nettes différences selon les endroits : les côtés nord et est sont les plus inconfortables, tandis que les côtés sud et ouest, ainsi que les secteurs arborés de la place, bénéficient pleinement des ombres en journée.

## Bibliographie

- Armson D., Stringer P., Ennos A.R., 2012. The effect of tree shade and grass on surface and globe temperature in an urban area. *Journal of urban forestry & urban planning*, **11**, 245-255.
- Fiala D., Havenith G., Bröde P., Kampmann B., Jendritzky G., 2012. UTCI-Fiala multi-node model of human heat transfer and temperature regulation. *International Journal Biometeorology*, **56**, 429-441.
- Landes T., Hayot C., Najjar G., Kastendeuch P., Saudreau M., Colin J., Luhahe R., Guillemin S., 2014. Modélisation 3D d'arbre pour comprendre le climat urbain. *Revue XYZ*, **141**, 55-62.
- 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.
- Müller N., Kuttler W., Barlag A-B., 2013. Counteracting urban climate change : adaptation measures and their effect on thermal comfort. *Theoretical and applied climatology*, **115**, 243-257.
- Najjar G., Colin J., Kastendeuch P., Ngao J., Saudreau M., Landes T., Ameglio T., Luhahe R., Guillemin S., Schreiner G., Kleinpeter J., Nerry F., 2015. A three years long fieldwork experiment to monitor the role of vegetation on the urban climate of the city of Strasbourg, France. *International conference on urban climate, 12th symposium, Toulouse, France 20-24 July*, 6 p.
- Ohashi Y., Kawabe T., Shigeta Y., Hirano Y., Kusaka H., Fudeyasu H., Fukao K., 2009. Evaluation of urban thermal environments in commercial and residential spaces in Okayama City, Japan, using the wet-bulb globe temperature index. *Theoretical and applied climatology*, **95**, 279-289.
- Zeng Y., Dong L., 2014. Thermal human biometeorological conditions and subjective thermal sensation in pedestrian streets in Chengdu, China. *International Journal of Biometeorology*, **59**, 99-108.

## ETUDE DU ROLE DU VEGETAL, EN PARTICULIER LES ARBRES, DANS LA CREATION DE MICROCLIMATS EN MILIEU URBAIN

NAJJAR, G.<sup>1</sup>, COLIN J.<sup>1</sup>, KASTENDEUCH P.<sup>1</sup>, NGAO J.<sup>2</sup>, SAUDREAU M.<sup>2</sup>, LANDES T.<sup>1</sup>, AMEGLIO T.<sup>2</sup>, ROUPIOZ L.<sup>1</sup>, LUHAHE R.<sup>1</sup>, GUILLEMIN S.<sup>1</sup>, SCHREINER G.<sup>1</sup>, KLEINPETER J.<sup>3</sup>, BRUCKMANN F.<sup>4</sup>, OBRECHT P.<sup>5</sup>, NERRY F.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Laboratoire ICube (UMR 7357 Univ. Strasbourg – CNRS – INSA Strasbourg), 300 bd. Brant, 67400 ILLKIRCH, FRANCE, georges.najjar@unistra.fr

<sup>2</sup>Laboratoire PIAF (UMR 547 INRA - Université Blaise Pascal), BP 10448, 63100 Clermont-Ferrand, France

<sup>3</sup>ASPA, 5, rue de Madrid, 67300 Schiltigheim, France

<sup>4</sup>Faculté de Géographie et d'Aménagement, Université de Strasbourg, 3 rue de l'Argonne, 67083 Strasbourg

<sup>5</sup>Université de Strasbourg, 4 rue Blaise Pascal, 67000 Strasbourg

**Résumé** – Les micro-climats urbains et l'influence de la végétation font l'objet depuis 2013 d'une campagne de mesure spécifique sur l'agglomération de Strasbourg. Cette campagne comprend d'une part un réseau météorologique classique réparti sur l'ensemble de la ville, mais aussi des sites dédiés spécifiquement à l'étude détaillée des bilans radiatif et d'énergie dans deux zones différentes : un parc urbain et un quartier minéral dense. L'une des originalités de cette campagne réside dans un ensemble de mesures éco physiologiques permettant une étude fine du fonctionnement des différents éléments constitutifs de la végétation. Des résultats préliminaires de mesure sont présentés.

**Mots-clés** : micro-climat, végétation, bilan d'énergie, bilan radiatif.

**Abstract** – *Study of the role of vegetation in the creation of urban microclimate, with a particular focus on trees.* This paper presents an on-going field campaign started in 2013 over the city of Strasbourg dedicated to urban micro-climates studies, with a specific focus on the role of vegetation. This campaign embraces many aspects, from city-wide meteorological measurements to highly specific radiative and energy balance monitoring. The UHI is monitored using a network of 23 stations, while detailed physical processes are investigated on two specific sites : an urban park and a dense mineral district. Eco physiological parameters are measured to finely analyse the contribution of the various vegetation covers to local micro-climates.

**Keywords**: micro-climate, vegetation, energy balance, radiative balance.

### Introduction

La climatologie urbaine a connu un développement important lors des deux dernières décennies. Les données climatologiques disponibles ne répondent pas toujours aux objectifs spécifiques des recherches envisagées, ce qui pousse les laboratoires à organiser des campagnes de mesures spécifiques comme BUBBLE (Rotach *et al.*, 2005) ou encore ECORURB (Dubreuil *et al.*, 2011) et à DIJON (De Lapparent *et al.*, 2015)

Le groupe TRIO du laboratoire ICube (UMR 7357 Université de Strasbourg-CNRS) mène depuis 2013, en collaboration avec le laboratoire PIAF (UMR 547 INRA-Université Blaise-Pascal Clermont-Ferrand), un projet de recherche (Najjar *et al.*, 2015) qui a pour objectif de comprendre et de modéliser la réponse de la zone urbaine de Strasbourg aux conditions imposées par le climat général, en particulier lors de paroxysmes climatiques (canicules et périodes de grand froid). Un objectif central dans ce projet est la détermination du rôle exact joué par la végétation (en particulier les arbres) dans la création de conditions microclimatiques particulières en milieu urbain.

Ces recherches, financées conjointement par le projet Atmo-IDEA (de l'appel d'offre européen INTERREG IV) et le projet AVENUE (appel d'offre TOSCA du CNES), sont structurées selon trois échelles complémentaires :

- l'échelle de la ville avec un réseau adapté à l'étude de la variabilité spatiale et temporelle de l'Îlot de Chaleur Urbain (ICU) ;

- L'échelle du quartier avec deux sites de mesures des bilans radiatifs et d'énergie. Le premier est situé dans un parc urbain proche du centre-ville et le deuxième dans une zone urbaine dense ;
- A l'échelle locale, avec des mesures éco physiologiques et édaphiques permettant de mieux cerner les processus du fonctionnement de la végétation dans un milieu urbain.

L'un des aspects novateurs de ces recherches est la mise au point d'un dispositif et d'une méthodologie adaptés à la mesure des indices de confort et à l'étude des conditions bioclimatiques dans le milieu urbain en relation avec l'occupation du sol.

### **1. Dispositif expérimental**

Un réseau de 23 stations est déployé sur l'ensemble de l'agglomération. Certaines de ces stations appartiennent au réseau de Météo-France ou celui de l'Association de la surveillance de la Pollution Atmosphérique en Alsace (ASPA), les autres ont été installées depuis 2013. Les sites couvrent au mieux les différents types de bâti et d'occupation du sol de l'agglomération et de la zone rurale environnante. Toutes les stations mesurent la température et l'humidité de l'air avec un pas de temps de 15 minutes (1 heure pour les stations de Météo-France) et certaines enregistrent la vitesse et direction du vent ainsi que les précipitations. En ville et dans la zone périurbaine, les stations ont été installées sur des mâts d'éclairage à une hauteur de 3 à 4 m au-dessus du sol.

Le rôle de la végétation dans la création de microclimats urbains est appréhendé dans notre cas à travers deux aspects complémentaires :

1. Le premier aspect consiste en une étude comparative du bilan d'énergie entre un parc urbain proche du centre et une zone fortement minéralisée. Le parc urbain est caractérisé par une surface couverte de pelouse et la présence de nombreux arbres, en particulier du tilleul argenté (espèce fréquente à Strasbourg). Il est entouré par une série de bâtiments anciens d'une vingtaine de mètres de hauteur. Ce site a été équipé d'un mât de 20m, situé entre deux rangées d'arbres (tilleuls argentés de 9 mètres de hauteur) et muni au sommet d'un dispositif permettant la mesure des flux turbulents de chaleur sensible et latente (CSAT-3 Campbell Scientific et LICOR LI-7500). Le bilan radiatif est mesuré au niveau de la surface et au sommet du mât. Le site à dominante minérale est situé plus au nord, mais assez représentatif de l'urbanisation du centre-ville, avec une absence de pelouse, un nombre limité d'arbres et des bâtiments dont la hauteur oscille entre 15 et 30 m. Ce site est aussi équipé d'un dispositif de mesure des flux turbulents au sommet d'une antenne de 15m située sur le toit d'un bâtiment (ce qui fait 30m par rapport au niveau de la rue). Le dispositif est complété par un système de mesure du bilan radiatif et par un anémomètre classique au sommet du mât, ainsi que deux abris météorologiques (T, Hr), l'un au sommet de l'antenne et l'autre à 5 m au-dessus du toit ;
2. Le second aspect consiste à étudier le comportement éco-physiologique des arbres et de la pelouse en relation avec les caractéristiques de la masse d'air et des conditions du sol. Une série de six tilleuls argentés a été équipée, depuis 2013, de capteurs pour la mesure de la transpiration par la méthode de flux de sève (en collaboration avec l'UMR PIAF de l'INRA de Clermont-Ferrand). Elle est complétée par des mesures d'humidité et de température du sol sur 7 niveaux (jusqu'à 1,20 m), ainsi que de mesures de la variation du diamètre des branches, par le biais de capteurs PépiPIAF qui renseignent sur le comportement hydrique de l'arbre. L'un des six arbres a été choisi pour des mesures complémentaires portant sur la température de surface des feuilles selon deux orientations Est et Ouest, ainsi que des profils de température, d'humidité et du

rayonnement photo-synthétiquement actif (PAR) à l'intérieur et en dessous du houppier, sur 4 niveaux. Il fait l'objet de relevés réguliers réalisés avec un scanner LIDAR terrestre pour élaborer un modèle géométrique en 3D qui sera implanté dans les simulations (Landes *et al.*, 2014). La transpiration de la pelouse est mesurée par une chambre à transpiration fermée sur deux socles différents situés à 2 m l'un de l'autre. Ce système est complété par une série de 5 microlysimètres pesables.

La mesure du forçage radiatif du système urbain est réalisée sur le toit d'un bâtiment universitaire situé non loin de la zone centrale. Le dispositif mesure le rayonnement solaire direct ainsi que le rayonnement solaire global, et photo-synthétiquement actif (PAR) et l'infrarouge atmosphérique au pas de temps de deux minutes.

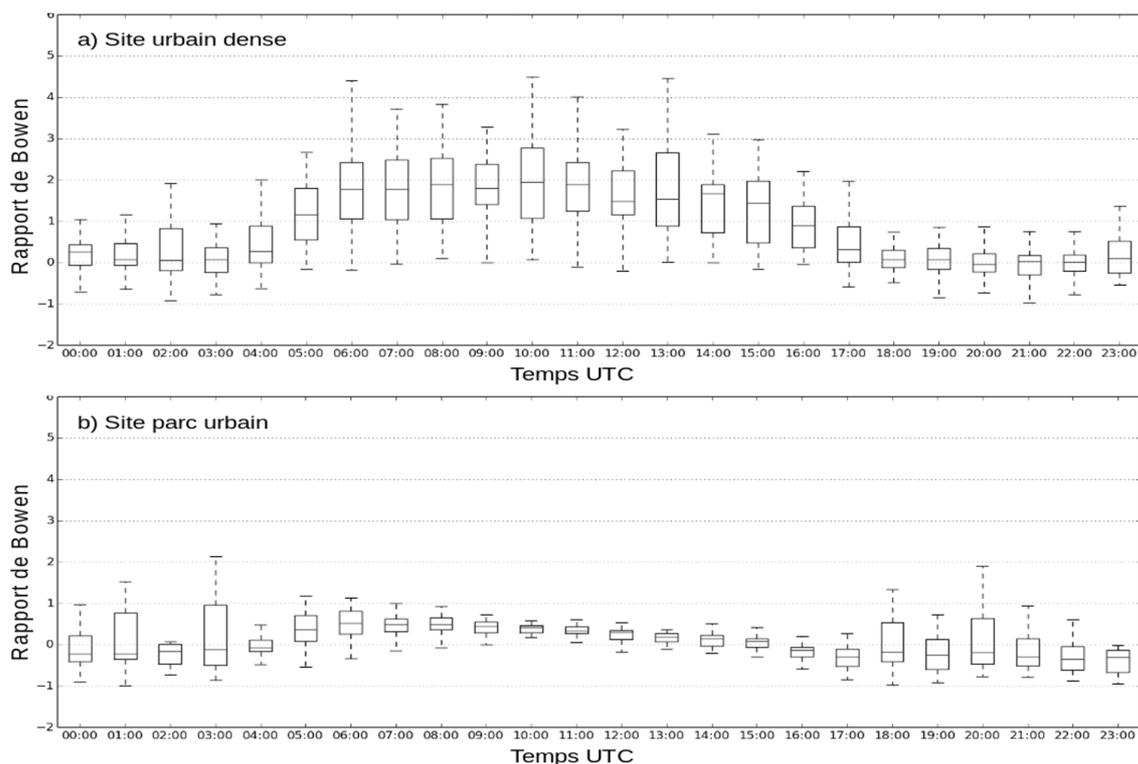
L'un des aspects novateurs de cette campagne de mesures est la prise en compte des indices de confort à travers l'étude de leur évolution temporelle et de leur répartition spatiale en relation avec l'occupation du sol. Les mesures sont réalisées selon deux méthodes différentes : la mesure du bilan radiatif selon 3 plans respectivement perpendiculaires (difficile à utiliser pour des mesures mobiles) et la méthode utilisant les thermomètres globe (noir et gris). Ces approches ont été comparées sur le site du parc. Pour l'étude de la répartition spatiale des indices de confort, deux chariots mobiles ont été équipés chacun d'un abri météo (température et humidité de l'air), d'un thermomètre globe gris, d'un anémomètre girouette et d'un bilanmètre. De plus, des capteurs thermomètres globe gris ont été installés sur un certain nombre de sites du réseau ICU. Une première validation de cette démarche expérimentale a eu lieu durant l'été 2015 lors de deux campagnes de mesures intensives. La première sur la place centrale de Strasbourg (place Kléber) avec les chariots mobiles complétés par des vues panoramiques en infrarouge thermique de l'ensemble des bâtiments entourant la place (Caméra FLIR) ainsi que des mesures ponctuelles avec un radio-thermomètre portable FLIR (Kastendeuch *et al.*, 2016). La deuxième campagne intensive a eu lieu autour du parc urbain avec un véhicule mobile équipé d'un scanner LIDAR terrestre et d'une caméra infrarouge pour des prises simultanées (Roupioz *et al.*, 2016).

## 2. Résultats préliminaires

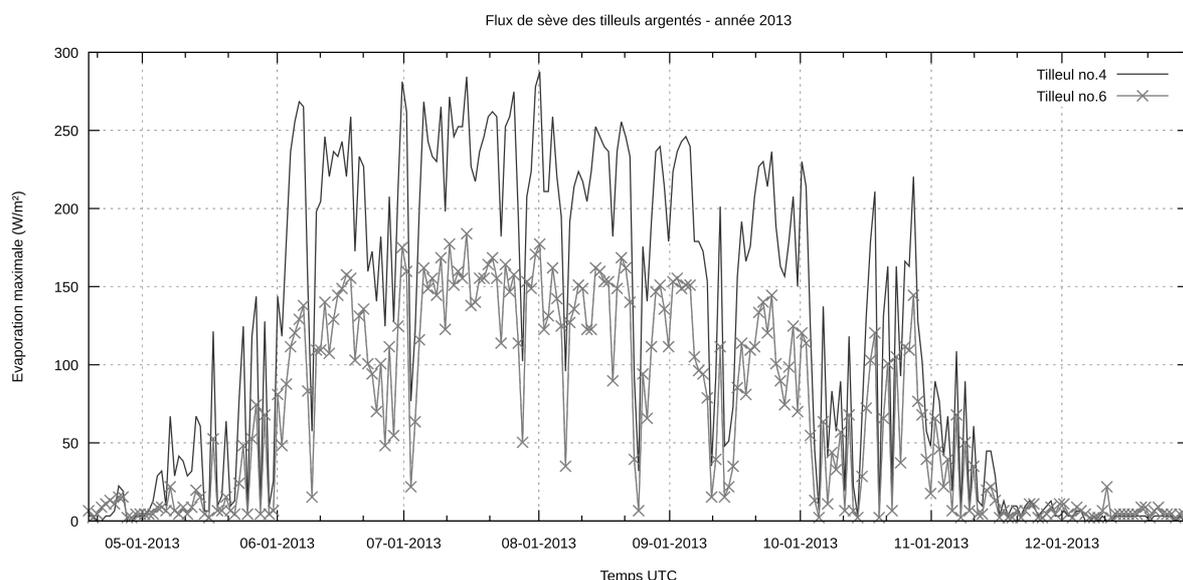
La base de données obtenue dans le cadre de cette expérimentation est très importante. Elle est en cours d'exploitation et les résultats ci-dessous sont donnés à titre d'exemple pour montrer l'énorme potentiel de cette opération.

La figure 1 montre l'évolution du rapport de Bowen (rapport entre les flux turbulents de chaleur sensible et latente) pour le secteur urbain dense et le jardin central durant le mois d'août 2014. Les mesures reflètent assez bien les caractéristiques des surfaces correspondantes avec la grande part de l'énergie turbulente consacrée à l'échauffement de la masse d'air dans la zone urbaine dense (valeur médiane du rapport de Bowen proche de 2 en milieu de journée) et à l'évapotranspiration dans la zone du parc urbain (valeur médiane du rapport de Bowen proche de 0,5). Le site urbain (situé sur le toit d'un bâtiment) possède une représentativité spatiale plus large, ce qui se traduit par un écart interquartile plus important. Ce résultat sera affiné par la correction des mesures (en cours) pour tenir compte de la zone contributive (footprint).

Pour bien analyser ces valeurs de flux, des mesures complémentaires ont été entreprises sur les arbres et la pelouse sous-jacente. La figure 2 montre les résultats obtenus par les flux de sèves entre avril et décembre 2013, pour deux individus représentant les extrêmes de l'échantillon. Les différences constatées peuvent être attribuées au degré du développement de ces arbres, à leur indice foliaire et leurs conditions édaphiques, vu qu'ils ont approximativement le même âge.



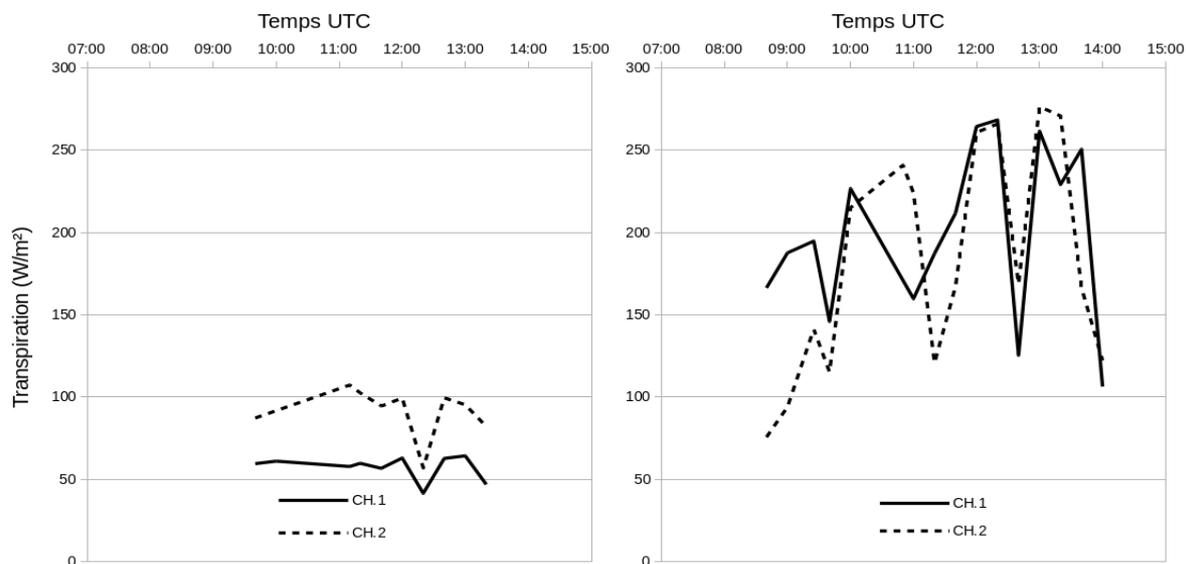
**Figure 1.** Valeurs horaires moyennes mensuelles du rapport de Bowen pour le mois d'août 2014, mesurées sur le site urbain dense (a) et le parc urbain (b). Sont représentées les valeurs médianes et l'écart interquartiles. Les moustaches représentent les 1er et 99ème centiles.



**Figure 2.** Exemple de la transpiration des arbres instrumentés avec les capteurs de flux de sève d'avril à septembre 2013. Ont été représentées les transpirations extrêmes de l'échantillon.

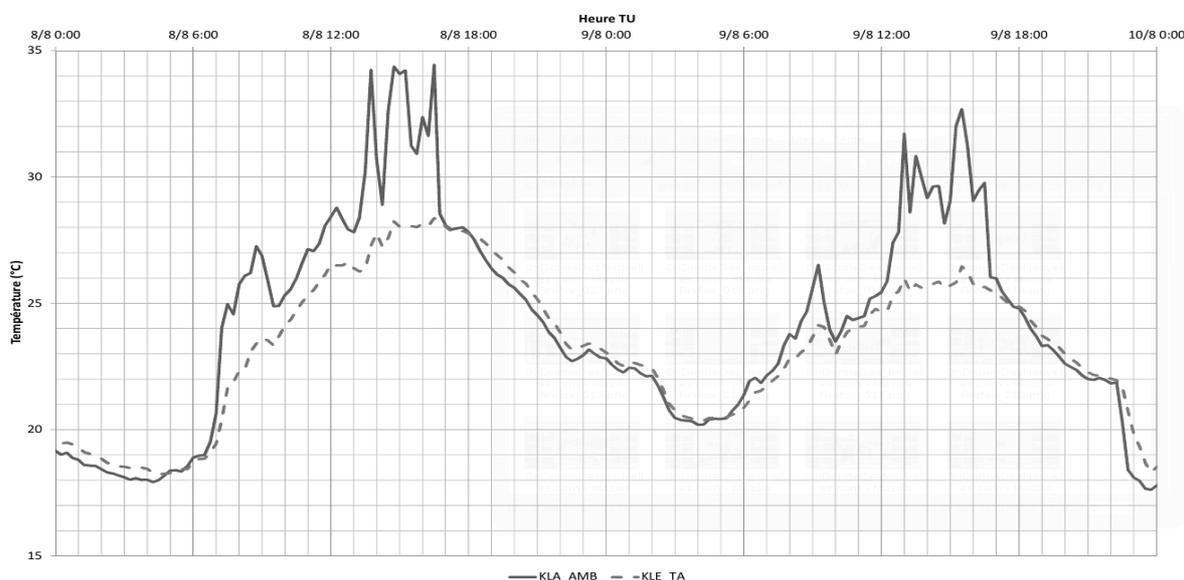
La mesure de la transpiration de la pelouse (essentiellement un mélange de gazon, de pissenlit et de trèfle) réalisée avec une chambre à transpiration fournit des informations importantes sur le fonctionnement du sous-couvert dans différentes conditions de stress hydrique. La figure 3 montre la transpiration mesurée sur les deux socles et à deux dates différentes, le 19 juin 2014 après une période de sécheresse et le 15 juillet après une période de pluies. Pour le 19 juin, la transpiration est très faible (stress hydrique très fort) et surtout les deux socles donnent des résultats différents, passant presque du simple au double, selon la

proportion des différentes espèces qui constituent le couvert et qui exercent des résistances stomatiques différentes.



**Figure 3.** Transpiration de la pelouse mesurée sur deux socles distants de 2m et durant deux journées appartenant à deux périodes très différentes de 2014 (à gauche le 19 juin période sèche et à droite le 15 juillet période humide).

Il est important de constater le grand écart avec la transpiration mesurée des arbres. Pour le 15 juillet la transpiration des deux socles est identique (sauf pour les moments où l'un des socles est à l'ombre) et elle est du même ordre de grandeur que celle des arbres. La diminution simultanée de la transpiration des socles est due aux passages nuageux et montre la réaction rapide de la transpiration des couverts à la variation du rayonnement solaire.



**Figure 4.** Mesure de la température de l'air (bleu en pointillé) et de celle du globe gris (rouge trait plein) pour le 8 et 9 août 2014 sur un site situé au centre-ville.

La figure 4 montre une mesure réalisée pour l'étude des indices de confort avec un thermomètre globe gris sur un site situé au centre-ville à la croisée de deux rues de géométrie identiques (hauteur de bâtiments et largeur de la rue), l'une est orientée N-S et l'autre grossièrement E-W. Si pendant la nuit les deux capteurs donnent des températures très proche, l'écart débute dès l'arrivée des premiers rayons solaires directs vers 8h30 du matin (le soleil

se trouve dans l'axe de la rue orientée E-W) et atteint un maximum de l'ordre de 6°C en début d'après-midi (soleil dans l'axe de la rue orientée N-S). Ces deux températures sont utilisées dans les calculs des indices de confort (PET, UTCI, ...).

## Conclusion

L'ensemble des données collectées durant cette campagne doit permettre une analyse fine du fonctionnement de la végétation – et en particulier les arbres – et leur contribution dans la création de micro-climats particuliers dans la ville. Cet ensemble est aussi utilisé actuellement pour la validation des deux modèles utilisés par l'équipe, à savoir LASER/F à l'échelle de la rue et du quartier, et MESO-NH de l'échelle du quartier à l'échelle régionale. Les résultats des modélisations seront présentés lors de l'exposé oral.

## Bibliographie

- Dubreuil V., Quénot H., Foissard X., Planchon O., 2011. Climatologie urbaine et îlot de chaleur urbain à Rennes. Dans P. Clergeau (dir.) *Ville et Biodiversité*. Presses Universitaires de Rennes, 137-159
- De Laparent B., 2015. Mesures de la température et spatialisation de l'îlot de chaleur urbain à Dijon. *Actes du 28<sup>ème</sup> colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, 1-4 juillet 2015 (pp. 257-262). Liège, Belgique.
- Kastendeuch P., Najjar G., Philipps N., Nerry F., Roupioz L., Colin J., Luhache R., 6-9 juill. 2016. Mesures pour l'étude des ambiances climatiques à Strasbourg lors de la canicule de juillet 2015. *Actes du 29<sup>ème</sup> colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, 6-9 juillet 2016 (pp. 143-148). Besançon, France.
- Landes T., Hayot C., Najjar G., Kastendeuch P., Saudreau M., Colin J., Luhache R., Guillemin S., 2014. Modélisation 3D d'arbre pour comprendre le climat urbain. *Revue XYZ*, **141**, 55-62.
- Najjar G., Colin J., Kastendeuch P., Ngao J., Saudreau M., Landes T., Ameglio T., Luhache R., Guillemin S., Schreiner G., Kleinpeter J., Nerry F., 20-24 juill. 2015. A three years long fieldwork experiment to monitor the role of vegetation on the urban climate of the city of Strasbourg, France. Dans *International conference on urban climate, 12th symposium*. Toulouse, France.
- Roupioz L., Kastendeuch P., Najjar G., Landes T., Nerry F., Colin J., Luhache R., 6-9 juill. 2016. Validation du modèle LASER/F par des images thermiques dans le cadre de la campagne bioclimatique sur Strasbourg. *Actes du 29<sup>ème</sup> colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, 6-9 juillet 2016 (pp. 167-172). Besançon, France.
- Rotach M. W., Vogt R., Bernhofer C., Batchvarova E., Christen A., Clappier A., Feddersen B., Gryning S.-E., Martucci G., Mayer H., Mitev V., Oke T. R., Parlow E., Richner H., Roth M., Roulet Y.-A., Ruffieux D. Salmond J. A., Schatzmann M., Voogt J.A., 2005. BUBBLE – an Urban Boundary Layer Meteorology Project. *Theoretical and Applied Climatology*, **81**, 231-261.

## DIFFERENTIATION DE TEMPERATURES INTERIEURES ET EXTERIEURES PAR TYPE D'APPARTEMENTS PENDANT UNE CANICULE A PARIS

PINSON L.<sup>1</sup>, RUAS A.<sup>1</sup>, MASSON V.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>IFSTTAR, laboratoire LISIS, Cité Descartes – 77447 Marne la vallée, laura.pinson@ifsttar.fr, anne.ruas@ifsttar.fr

<sup>2</sup>Météo-France, laboratoire CNRM, Avenue Gaspard Coriolis – 31057 Toulouse, valery.masson@meteo.fr

**Résumé** – Les villes sont en première ligne face aux effets du réchauffement climatique : celles situées le long des côtes ou sur les deltas feront face à l'augmentation de la montée des eaux et celles situées à l'intérieur des terres souffrent déjà de l'effet de l'îlot de chaleur urbain (ICUC). Cet effet est d'autant plus marqué et préjudiciable lors des périodes caniculaires comme celles qu'a connu la France en 2003, 2006, 2010 ou bien même en 2015. Des mesures réalisées pendant la canicule de 2015 sur Paris, dans le cadre du projet RepExtrem, ont mis en évidence par exemple les phénomènes d'accumulation et l'impact des configurations des appartements sur les températures intérieures et extérieures. Le modèle SURFEX est utilisé pour estimer les températures urbaines. Pour notre étude, les informations données par le modèle sont complétées par les campagnes de mesures afin de suivre l'évolution des températures dans la rue et dans des appartements types pour être en mesure de mieux estimer la dangerosité au fil des jours. L'objet de cette contribution est de présenter la vague de chaleur de 2015 par des cartographies différenciées spatialement et temporellement.

**Mots-clés** : Canicule, représentation spatio-temporelle, assimilation, températures intérieures/extérieures

**Abstract** – *Differentiation of outside and inside temperatures by type of apartments during heat waves in Paris.* Cities are on the front line enduring the consequences of global warming. Those located on the coast or on deltas will have to deal with the rise of the water level, while inland towns already suffer from the Urban Heat Island (UHS) effect. This phenomenon is even more significant and detrimental during heat waves, as we have been able to observe in France in 2003, 2006, 2010 or 2015. The goal of the following article is to depict the 2015 heat wave through several cartographies differentiated both spatially and temporally. Measures realized during the heat wave of 2015 in Paris, in the RepExtrem project, highlighted for example the phenomena of accumulation and the impact of the configurations of apartments on the inside and outdoor temperatures. The SURFEX model is used to estimate urban temperatures. So for our study, the information given by the model is completed by measures of measures to follow the evolution of the temperatures in the street and in apartments type to be capable of estimating better the dangerousness in the course of days. The goal of the following article is to depict the 2015 heat wave through several cartographies differentiated both spatially and temporally.

**Keywords:** Heat wave, spatio-temporal representation, assimilation, indoor/outdoor temperatures

### Introduction

Les projections climatiques, d'ici la fin du siècle, indiquent à la fois un réchauffement climatique global et une probable augmentation de la fréquence et de l'intensité d'événements extrêmes tels que les canicules, dans différentes régions du globe. Les conséquences de l'amplification des événements extrêmes et tout spécialement leurs impacts sur la ville vont être multiples et variées (Rosenzweig et Solecki, 2001) en termes de santé publique ou de pollution. Pour préparer les villes à ce changement, il est important de mieux comprendre les composantes spatiales et sanitaires des canicules afin d'élaborer des stratégies d'adaptation. Cet article présente une proposition d'assimilation des données d'un modèle (SURFEX) et de données capteurs en vue de mieux estimer les températures et leur variabilité dans le cœur urbain de Paris. L'attention sera particulièrement focalisée sur la comparaison des températures captées à l'intérieur et à l'extérieur des bâtiments. Cette recherche s'inscrit dans le projet RepExtrem (appel RDT du MEDDE) où nous souhaitons mieux cartographier la canicule et sa dangerosité au niveau spatial et temporel.

## **1. Contexte et présentations des données météorologiques utilisées**

### ***1.1 Ilot de chaleur urbain***

Les villes sont capables de transformer significativement les caractéristiques des basses couches de l'atmosphère avec lesquelles elles sont en contact. Elles donnent naissance à un microclimat, différent de celui que l'on peut observer dans les zones rurales et périphériques (Oke, 1987). Cet effet, additionné au taux d'humidité (plus faible en ville qu'à la campagne), devient critique pour le confort thermique à l'intérieur comme à l'extérieur des bâtiments. Ainsi, l'îlot de chaleur urbain (ICU), processus majeur du climat urbain, s'ajoutera à une augmentation de l'intensité, de la durée et de la dangerosité des vagues de chaleur. Il est donc important de bien estimer les épisodes de canicules.

### ***1.2 Risque caniculaire***

En 2003, la France a connu une canicule exceptionnelle par son intensité, sa durée et son étendue spatiale. Les maxima quotidiens de température furent plus élevés de 2°C que les trois étés les plus chauds connus (1976, 1983 et 1994). A Paris, cette canicule a été caractérisée par des températures supérieures à 35°C pendant 9 jours, sans interruption (InVS, 2003). La France n'a pas été le seul pays touché, l'étendue de ce phénomène ayant été inaccoutumée, de nombreux autres pays européens ont été atteints dont l'Italie, l'Espagne, le Portugal. Ces caractéristiques ont eu des impacts sans équivoque sur la mortalité, mais de manière hétérogène selon les individus (les personnes âgées ont le plus souffert de la chaleur) et les lieux. Il est important de mieux cerner le phénomène de canicule en examinant les températures intérieures et extérieures des différents types d'appartements sur toute durée du phénomène. Cette meilleure connaissance des risques sanitaires permettra d'établir des recommandations visant à réduire la mortalité lors des prochains épisodes caniculaires.

### ***1.3 Données SURFEX***

La modélisation du climat urbain demande de coupler un modèle météorologique à des modèles de surface représentant les échanges thermiques des basses couches. Modéliser la surface et améliorer la représentation des interactions entre la surface et l'atmosphère ont une place importante dans les recherches du centre national de météorologie (CNRM). Le modèle SURFEX du CNRM intègre ainsi plusieurs surfaces spécifiques :

- les surfaces naturelles avec le modèle ISBA (Noilhan et Planton, 1989) ;
- l'urbain (échange entre la ville et l'atmosphère) avec le modèle TEB (Masson, 2000) ;
- les lacs avec le modèle KLAKE (Mironov et al., 2010) ;
- les surfaces maritimes avec le modèle SEAFLUX (Gaspar et al., 1990).

Pour rendre disponible à un maximum d'applications ces divers modèles, les modèles météorologiques ont été externalisés et mutualisés. Ainsi SURFEX peut être couplé avec différents modèles météorologiques tel qu'AROME, ARPEGE-CLIMAT ou Meso-NH. Pour notre étude, SURFEX a été couplé avec le modèle météorologique de Meso-NH. SURFEX permet de calculer, entre autres, les températures estimées à l'intérieur et à l'extérieur des bâtiments sur des mailles pouvant aller aujourd'hui jusqu'à 250\*250m, même si la plupart des calculs se font généralement avec des mailles plus grandes (1,4\*1,4km).

### ***1.4 Données issues des campagnes de mesures***

Pour avoir une meilleure estimation et prédiction des températures et pouvoir différencier les configurations, nous avons réalisé deux campagnes de mesures durant les étés 2014 et 2015. Nous présentons ici les seules mesures provenant de l'été 2015, bien plus chaud que

2014 et à tendance caniculaire en juillet. Le réseau, qui a fonctionné du 29 juin au 1<sup>er</sup> août, était composé de 21 capteurs de température Tinytag situés à l'intérieur et à l'extérieur de bâtiments au cœur de Paris. Chaque capteur enregistre deux mesures par heure ce qui permet d'étudier les vagues de chaleur, de jour, comme de nuit, par type d'appartement. Ces mesures nous permettent d'acquérir de nouvelles connaissances sur les températures intérieures et leurs variations. Ces données sont couplées au modèle SURFEX par assimilation afin de différencier les estimations par type d'appartement au cœur de Paris.

## 2. Méthodologie : un modèle de données pour le suivi des canicules

Afin de pouvoir estimer la dangerosité et insérer la notion de durée, un modèle conceptuel de données a été proposé (Figure 1). Ce diagramme intègre les deux types de données météorologiques utilisées et présentées en section précédente. Ces données représentent les températures intérieures et extérieures entre le 1<sup>er</sup> juillet et le 1<sup>er</sup> août, extrapolées à la maille de 250\*250m (*Maille-météo*). La différenciation de la température intérieure et extérieure est importante dans les villes où la température intérieure, souvent sous-évaluée, joue un rôle sanitaire primordial en période de canicule. Pour les données issues des capteurs, 5 types d'appartements ont été créés par analyses statistiques et bibliographiques (cf section 3). Chacun est caractérisé par des attributs (*Appart-type*). La *maille-météo-durée*, contrairement à la *maille-météo*, représente une agrégation temporelle sur 8h, centrée sur les périodes les plus chaudes de jour (1pm-8pm heure solaire) et de nuit (1am-8am heure solaire). Afin de passer à la notion de dangerosité, la *maille-suivi-canicule-par-type-d'appartement*, introduit un indice de canicule, basé sur des seuils. Cette maille est primordiale puisqu'elle prend en compte la durée et les seuils de confort thermique. Par comparaison avec l'état précédent, on peut définir la canicule comme période ascendante, stagnante ou descendante. La *zone-canicule* représente une agrégation spatiale de la *maille-suivi-canicule*. Elle permet de calculer les zones les plus exposées au risque caniculaire. Enfin, *l'historisation-canicule* résume l'information afin de pouvoir comparer les canicules et les zones entre elles. L'historisation permettra d'avoir une vision d'ensemble sur la dynamique du phénomène et de son évolution.

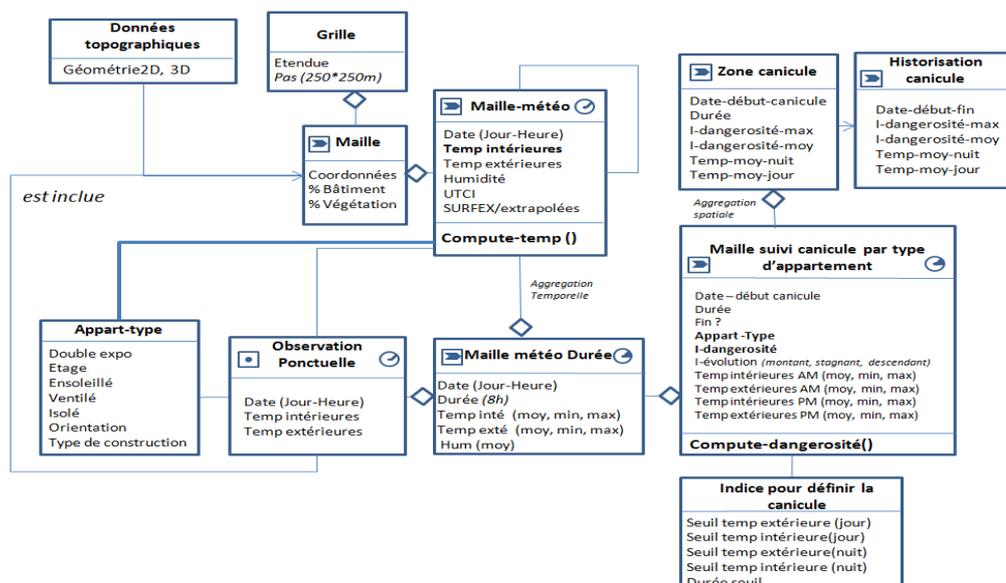


Figure 1. Modèle conceptuel de données pour le suivi des canicules

Ce modèle de données permet la création d'une série de cartographies sur la visualisation différenciée des températures (intérieures et extérieures) en fonction des configurations spatiales (type d'appartement), du temps et de la durée.

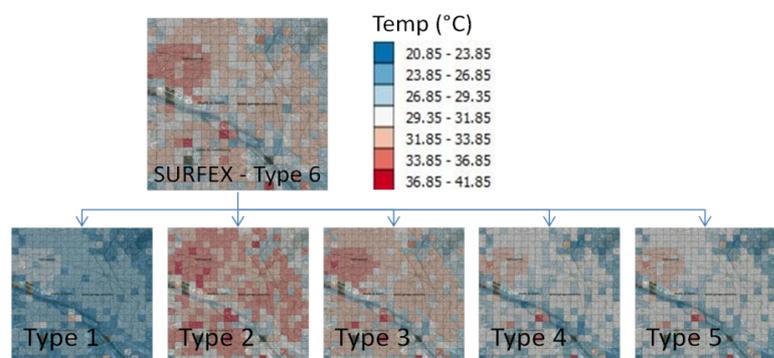
### 3. Résultats : différenciation des températures

#### 3.1. Différenciation spatiale par type d'appartement

Qualifier et quantifier les variations de température permet de montrer une différenciation dans les comportements thermiques en fonction du type d'appartement. Ainsi, à partir d'analyses bibliographiques et de données mesurées, nous avons créé 5 types d'appartements, basés sur différents critères tels que la ventilation et l'orientation, adaptés au cœur de Paris et qui mettent en valeur les variations de température :

- *Type 1* ancien bâti <1850, rez-de-chaussée, très peu ventilé, isolé, non ensoleillé
- *Type 2* bâti haussmannien, isolé et bien ventilé, 6<sup>ème</sup> étage, orientation N/S
- *Type 3* ancien bâti <1850, bien isolé et peu ventilé, sous les toits, orientation S
- *Type 4* ancien bâti <1850, très isolé, très peu ventilé, 3<sup>ème</sup> étage, orientation N
- *Type 5* ancien bâti <1850, bien isolé, ventilé, ensoleillé, orientation N/S
- *Type 6* bâti SURFEX : bâtiment haussmannien, isolé et ventilé. La température intérieure n'est pas dissociée par étage mais correspond à la température moyenne de l'ensemble du bâtiment. Il a une double exposition avec une orientation Nord/Sud.

Chaque type d'appartement a, par conséquent, une configuration spatiale, mais aussi des caractéristiques thermiques spécifiques renvoyant à des cartographies de température très différentes. Si on regarde la figure 2 représentant les températures intérieures moyennées (13h-20h heure solaire) du 1<sup>er</sup> juillet 2015 au cœur de Paris, on constate de fortes différenciations spatiales en fonction des types d'appartements. De plus, les températures montrent des écarts de plus de 12°C entre les différents types d'appartements. Il est donc important de prendre en compte les configurations spatiales et thermiques des bâtiments. On



constate que certains types ont des températures bien inférieures à celles estimées par SURFEX (type 6) ; c'est le cas des appartements de type 1 et 5. D'autres au contraire ont des températures intérieures sensiblement supérieures (type 2). Les températures du type 3 sont analogues aux sorties SURFEX.

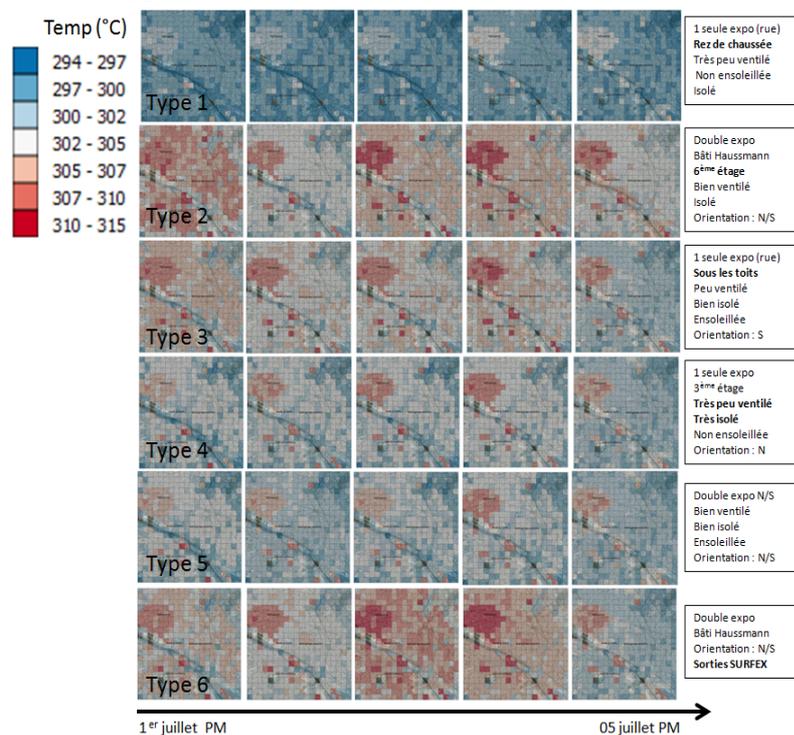
**Figure 2.** Différenciations spatiales en fonction du type d'appartement au cœur de Paris

Afin de compléter cette analyse, la description des températures nocturnes est essentielle puisque le corps a besoin de températures plus fraîches la nuit pour récupérer. Les températures pendant la nuit descendent plus ou moins selon les capacités thermiques des bâtiments. Ainsi un appartement très chaud le jour mais bien ventilé peut mieux se rafraîchir la nuit que des appartements moins chauds, mais peu ventilés, à simple orientation. Pour comprendre ces phénomènes, les analyses doivent être faites sur la durée.

La durée est une composante essentielle pour étudier le risque caniculaire qui dépend notamment du nombre de jours et nuits consécutives au-dessus de certains seuils. Il est donc important d'intégrer la notion de temporalité. On constatera d'ailleurs que chaque type d'appartement ne passera pas en même temps au-dessus du seuil de canicule (de 31°C de jour et de 21°C de nuit, pour Paris) et ni restera pas la même durée.

### 3.2 Différenciation temporelle par type d'appartement

En intégrant la durée pour estimer la dangerosité de la canicule, on remarque que le ressenti et la durée varient selon le type d'appartement. Le vécu est différencié spatialement et temporellement (Figure 3). En effet, sur les 5 jours présentés ici, les températures intérieures associées au type 1 ne dépassent jamais le seuil des 30°C et sont en moyenne comprises entre 24 et 27°C. Le type 2, en opposition au type 1, présente des températures intérieures de jour très élevées, pouvant atteindre plus de 37°C sur 2 jours consécutifs et sont en moyenne comprises entre 34 et 37°C. Les types 3 et 4 sont similaires même si le type 4 a des températures légèrement plus chaudes surtout à partir du 3 juillet. Le type 3 est intermédiaire entre les types 2 et 4. Si on prend en considération la durée, on constate que c'est le type 2 qui



est plus proche du modèle SURFEX surtout en période de forte chaleur, ce qui s'explique puisque les caractéristiques de ces 2 types sont proches.

Ainsi, par ces différentes cartographies, on constate, tant au niveau spatial que temporel, une différenciation des comportements thermiques par type d'appartements. Les mesures issues des capteurs mettent en évidence l'impact des configurations sur les températures intérieures.

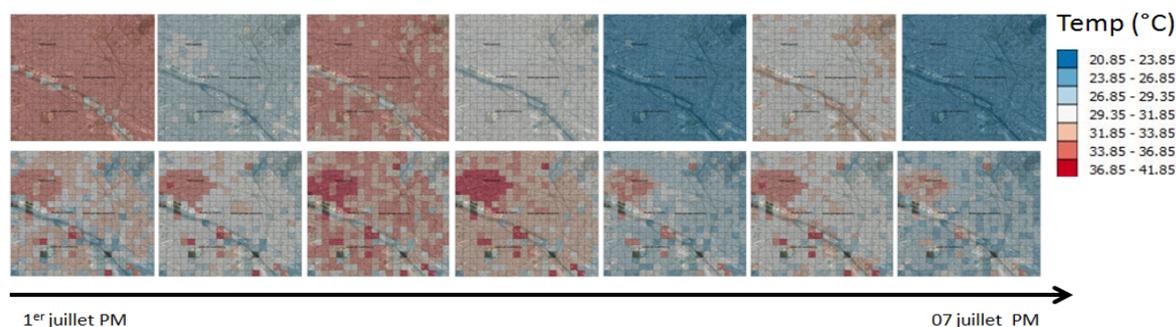
Figure 3. Cartographie des températures intérieures par type d'appartements (de jour)

### 3.3 Différenciation des températures intérieures/extérieures

Les cartes de vigilance météorologique sur les risques caniculaires sont basées sur la prévision de dépassement de seuils. Ces seuils sont déterminés par l'analyse des chroniques climatologiques issues des stations météorologiques placées, majoritairement à l'extérieur des centres urbains. Elles ne prennent donc pas intégralement l'effet du microclimat urbain et de l'effet de l'ICU, à l'exemple de la station de Montsouris (dans Paris, mais à son extrémité sud). Les sorties SURFEX, tout comme les mesures issues des campagnes de mesures, permettent une meilleure représentation des températures à l'intérieur d'un tissu urbain dense. Une comparaison entre les températures intérieures et extérieures tant spatialement que temporellement est primordiale.

La figure 4 présente les températures intérieures et extérieures (moyennées 13-20h, heure solaire) des sorties SURFEX, entre le 1<sup>er</sup> et le 7 juillet, avec un pas de 250\*250m. On constate que les températures intérieures fluctuent spatialement davantage (mais se différencient, aussi, avec une plus grande amplitude thermique) que les températures extérieures en raison notamment de l'effet d'inertie thermique, important à prendre en considération. En effet, si les températures extérieures baissent la nuit, cela ne signifie pas que les températures intérieures subiront la même tendance. Au contraire, en raison de l'inertie thermique et des

caractéristiques des bâtiments (matériaux, ventilation, etc.), les températures ne vont pas diminuer mais rester stables, voire augmenter. Ce phénomène est encore plus visible après une journée de forte chaleur. Par exemple le 3 juillet, journée de forte chaleur, présente des températures de plus de 33°C sur la zone étudiée. Les températures intérieures sont par conséquent élevées. Cependant, avec l'effet de l'inertie thermique, même si le 4 juillet la température extérieure diminue de plusieurs degrés, la température intérieure, elle, va rester élevée voire localement sera plus chaude que les jours précédents. Cet exemple illustre l'importance de considérer aussi les températures intérieures et leurs fluctuations au cours du temps. L'effet est tout aussi marquant de nuit.



**Figure 4.** Cartographie des températures intérieures et extérieures du modèle SURFEX au cœur de Paris

## Conclusion

Dans le cadre du projet RepExtrem, des représentations de la canicule de juillet 2015 sont proposées sur Paris. Elles sont obtenues par assimilation de mesures dans différents appartements et des données provenant du modèle SURFEX. Les premiers résultats en fonction du type d'appartement sont très éclairants. Ils montrent que des différences notables existent par rapport aux sorties SURFEX en fonction des types d'appartements, dont les répercussions se font sentir sur les températures aussi bien intérieures qu'extérieures. Les résultats montrent que la ville n'est pas un bloc homogène, mais comporte des différences saisissantes en période de canicule selon la localisation, le type d'appartement et la durée. Les parcs urbains, mais aussi la Seine constituent de véritables îlots de fraîcheur. Ces résultats confirment l'importance de considérer autant les températures extérieures qu'intérieures. Des tests sur la conception d'indices de dangerosité sont actuellement en cours afin de mieux identifier les hot-spot.

## Bibliographie

- Gaspar P., Gregorius Y., Lefevre J. M., 1990. A simple eddy kinetic energy model for simulations of oceanic vertical mixing tests at Station Papa and Long-Term Upper Ocean Study Site. *J. Geophys.*, **95**, 179-193.
- Institut de veille sanitaire (InVS), octobre 2003. *Impact sanitaire de la vague de chaleur d'août 2003 en France. Bilan et perspectives*. Saint-Maurice, Auteur, 120 p.
- Masson V., 2000. A physically based scheme for the urban energy budget in atmospheric models. *Bound. Layer Meteor.*, **94**, 357-397.
- Mironov D., Heise E., Kourzeneva E., Ritter B., Schneider N., Terzhevik A., 2010. Implementation of the lake parameterisation scheme FLake into the numerical weather prediction model COSMO. *Boreal Env*, **15**, 218-230.
- Noilhan J., Planton S., 1989. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Weather Rev.*, **117**, 536-549.
- Oke T. R., 1987. *Boundary Layer Climates* (2<sup>nd</sup> éd.). London, Taylor and Francis Group, 435 p.
- Rosenzweig C., Solecki W. D., 2001. Climate change and global city. *Environment*, **43**, 2-12.

## LES CONNAISSANCES GRECO-ROMAINES DE L'ANTIQUITE EN CLIMATOLOGIE TROPICALE

PLANCHON O.<sup>1</sup>, SCHNEIDER P.<sup>2</sup>, CANTAT O.<sup>3</sup>, ALLINNE C.<sup>4</sup>

<sup>1</sup>LETG-Rennes (CNRS UMR 6554), Université Rennes-2, olivier.planchon@uhb.fr

<sup>2</sup>HISOMA (CNRS UMR 5189), Université Lyon-2, pierre.schneider@mom.fr

<sup>3</sup>LETG-Caen (CNRS UMR 6554), Université de Caen Normandie, olivier.cantat@unicaen.fr

<sup>4</sup>CRAHAM (CNRS UMR 6273), Université de Caen Normandie, cecile.allinne@unicaen.fr

**Résumé** – À la suite de l'expédition d'Alexandre, les Grecs puis les Romains prennent connaissance des climats de la zone intertropicale, les décrivent mais aussi tentent d'en expliquer les causes. On doit ainsi aux savants de cette époque, d'expression grecque et/ou latine, les premières théories sur les pluies tropicales d'été en relation avec les régimes des vents aux basses latitudes.

**Mots-clés** : Histoire des sciences, Antiquité gréco-romaine, Climatologie tropicale, Vents et pluies saisonniers.

**Abstract** – *Ancient graeco-roman knowledge of tropical climatology.* Further to the Alexander's expedition, Greeks then Romans added in their scientific knowledge observations from vast and varied tropical areas. They described and tried to explained these "exotic" climates. Greek and Roman scholars constructed theories of the tropical summer rains in connection with the seasonal wind regimes.

**Keywords**: History of science, Graeco-Roman Antiquity, Tropical climatology, Seasonal winds and rainfall.

### Introduction

À partir du IV<sup>e</sup> siècle av. J.-C., les civilisations méditerranéennes, grecque puis romaine, entrent directement en contact avec le monde tropical. Les conquêtes (Alexandre, Empire Romain), mais aussi l'essor des échanges commerciaux à cette époque, s'accompagnent d'un élargissement considérable des connaissances géographiques gréco-romaines en direction de l'intérieur de l'Afrique, du haut Nil, de l'Inde et des rivages de l'Océan Indien en général. Les Grecs puis les Romains prennent ainsi connaissance des climats tropicaux, les décrivent mais aussi tentent d'en expliquer les causes, par exemple les pluies tropicales d'été en relation avec les régimes des vents. L'analyse des sources documentaires anciennes qui nous sont parvenues permet aussi d'en comprendre les éventuelles motivations.

### 1. Contexte de l'étude

#### 1.1. Contexte historique

Avec l'expédition d'Alexandre (de 334 à 325 av. J.-C.) à travers l'Empire Perse et jusqu'à la vallée de l'Indus, les Grecs entrent en contact direct avec le subcontinent indien. Au retour, les vents de mousson ont gêné Néarque pour rallier par mer le golfe Persique depuis les bouches de l'Indus, l'obligeant à retarder son départ d'un mois. Au III<sup>e</sup> siècle av. J.-C., les activités des Ptolémées (rois grecs d'Égypte) en mer Rouge (Bérénikè fondée en 275 av. J.-C. ; Arnaud, 2015) et dans le golfe d'Aden pour la chasse des éléphants sont importantes pour l'observation des phénomènes météorologiques et climatiques en Afrique, grâce à une présence grecque régulière, voire continue, dans le secteur (Schneider, 2009). À partir du I<sup>er</sup> siècle apr. J.-C., le développement du commerce maritime international (relations Rome-Inde-Chine) apporte des observations dispersées (voyageurs et surtout marchands), mais globalement inférieures en quantité et qualité par rapport au début de l'époque hellénistique (Schneider, 2014).

## 1.2. Contexte scientifique

Autour du bassin méditerranéen et tout particulièrement dans l'Orient grec et hellénisé, l'époque dite *hellénistique*, principalement du IV<sup>e</sup> au II<sup>e</sup> siècle av. J.-C., est le cadre de progrès scientifiques remarquables dans tous les domaines. Les sources documentaires qui nous sont parvenues permettent de combiner le savoir théorique et les observations directes à cette époque, l'abondance de données d'observation étant une nouveauté par rapport aux époques antérieures. Il convient de préciser que la « climatologie », au sens actuel de ce terme, n'existait pas en tant que discipline scientifique, mais relevait d'un ensemble de disciplines étroitement liées entre elles à cette époque : l'astronomie, la météorologie et la géographie (Staszak, 1992, Taub, 2003, Geus, 2011). Si de nombreux ouvrages antiques ont été partiellement ou totalement perdus tels ceux d'Ératosthène (276-194 av. J.-C.), de Polybe (208-126 av. J.-C.) ou de Posidonios (135-51 av. J.-C.), nombre d'observations, commentaires et théories nous sont toutefois parvenus par l'intermédiaire d'autres auteurs ultérieurs tel Strabon en particulier (64 av. J.-C. – 21 ou 25 apr. J.-C.), grâce à sa *Géographie*, mais aussi Lucrèce (98-55 av. J.-C.), Sénèque (4 av. J.-C. – 65 apr. J.-C.), Pline l'Ancien (23-79 apr. J.-C. et Ptolémée (90-168 apr. J.-C.). Le *Périple de la Mer Érythrée*, document destiné aux marchands navigants de l'Égypte à l'Inde, nous renseigne sur l'utilisation du régime des vents de mousson par les navigateurs du I<sup>er</sup> et du II<sup>e</sup> siècle (Arnaud, 2012).

## 2. Essai de typologie des informations relatives à la climatologie tropicale chez les auteurs anciens

### 2.1. Évolution des connaissances et des théories sur l'origine des crues du Nil et autres fleuves tropicaux

Avant l'époque hellénistique, les théories sur l'origine des crues du Nil étaient spéculatives, c'est à dire non fondées sur des observations et de plus conçues sur une vision du monde géographiquement très étroite (Koutsoyiannis et al., 2007). Par exemple, Hérodote (484-420 av. J.-C.) ne connaissait pas l'existence de la Corne de l'Afrique et ne concevait pas que le golfe Arabo-Persique soit un golfe. Après Alexandre et au III<sup>e</sup> s. av. J.-C., la vision du monde est complètement différente. Ératosthène rapportait déjà, de sources égyptiennes bien plus anciennes, que le Nil naît dans la zone tropicale, dont les pluies d'été causent ses crues périodiques (d'après Strabon, *Géographie*, XVII, 1). En Inde, les conquérants macédoniens vécurent les pluies de mousson, permettant d'établir un parallèle, détaillé par Strabon (*Géographie*, XV, 1), entre les régimes des fleuves indiens et le Nil, alimentés par les pluies d'été tropicales. Ainsi Lucrèce (*De la Nature des Choses*, VI, II) put en déduire que les vents de nord *étésiens* amoncellent dans la région des sources du Nil des nuages qui « **se heurtent à de hautes montagnes et se rompent** ». Les alizés sont mentionnés par des auteurs gréco-romains de l'Antiquité sous le nom d'*étésiens*, terme employé aussi pour désigner les vents de mousson d'été dans l'Océan Indien. Par ailleurs, l'observation de la mousson indienne est un outil heuristique pour résoudre la question de la crue du Nil. Dans un premier temps l'existence des pluies tropicales d'été est un raisonnement sans vérification in situ. Puis avec Ptolémée III et les chasseurs d'éléphants qui s'enfoncent dans l'intérieur de la Cinnamomophore (à peu près la Somalie d'aujourd'hui), la vérification de la saison des pluies estivale dans les montagnes de l'arrière-pays est utilisée comme preuve que les pluies tropicales sont réellement les causes de la crue (Strabon, *Géographie*, XVII, 1).

### 2.2. Vents et navigateurs grecs puis romains en Inde

L'existence de routes commerciales maritimes à travers l'Océan Indien est attestée bien avant l'installation des Grecs au Moyen-Orient (Bellina et Glover, 2004 ; Manning, 2011),

mais elles se développent et se complexifient avec l'expansion des Han en Chine et de Rome autour du bassin méditerranéen, notamment (depuis Rome) à partir du règne d'Auguste, après la conquête de l'Égypte en 30 av. J.-C. (Schiettecatte, 2008 ; Freewalt, 2014). Dès l'époque hellénistique, le monde méditerranéen est en contact direct avec l'océan Indien et donc la zone tropicale, avec ses régimes de vents saisonniers : les moussons. Le régime des vents de mousson est déjà décrit par Aristote (384-322 av. J.-C.) dans les *Météorologiques* (II, V) : « **Et pourtant, même dans cette région, le vent du nord faiblit et ne peut pas aller bien loin, puisque dans la mer méridionale, qui est en dehors de la Libye, soufflent toujours, en se succédant sans cesse les uns aux autres, les vents d'est et les vents d'ouest, comme soufflent pour nous les vents du nord et les vents du sud** ».

D'après Strabon (*Géographie*, II, 3), un navigateur indien qui s'était échoué sur la côte égyptienne aurait transmis la connaissance du régime des vents de mousson à Eudoxe de Cyzique. Grâce à cette précieuse information, Eudoxe de Cyzique aurait ainsi effectué, en 118 av. J.-C. pour le compte du roi Ptolémée VIII, le voyage par mer d'Égypte à l'Inde en se laissant porter par les vents de mousson (McLaughlin, 2010). Plus tard, deux témoignages, le premier datant du I<sup>er</sup> siècle apr. J.-C., le second plus difficile à dater (I<sup>er</sup> ou II<sup>e</sup> s.) nous sont parvenus. D'après Pline (*Histoire Naturelle*, Livre VI), un affranchi d'Annius Plocamus, chargé d'opérer des recouvrements fiscaux en mer Rouge à l'époque de l'empereur Claude, se serait aventuré sur la côte méridionale de l'Arabie, ce qui l'exposa d'abord aux *aquilons*

(= vents de nord, donc alizés) en mer Rouge, puis au flux de la mousson d'été grâce à laquelle il parvint jusqu'à *Taprobane* (Ceylan). D'après la *Géographie* de Ptolémée (Livre 1), un marchand et navigateur grec du nom de Diogène, pris par les vents de nord au large du cap Gardafui lors d'un voyage de retour depuis l'Inde, aurait été entraîné pendant 25 jours vers le sud jusqu'au port de Rhapta, situé probablement sur la côte de l'actuelle Tanzanie (Arnaud, 2012). L'« itinéraire d'*Hippalos* », hauturier et direct des côtes somaliennes à la côte ouest de l'Inde, est devenu, si l'on en croit le *Périple de la Mer Erythrée*, habituel à partir du milieu du I<sup>er</sup> siècle apr. J.-C., sinon quelques décennies plus tôt (Fig. 1).

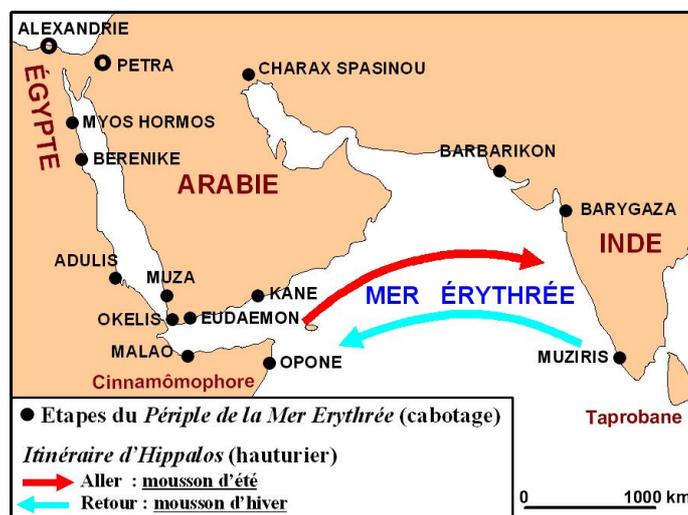
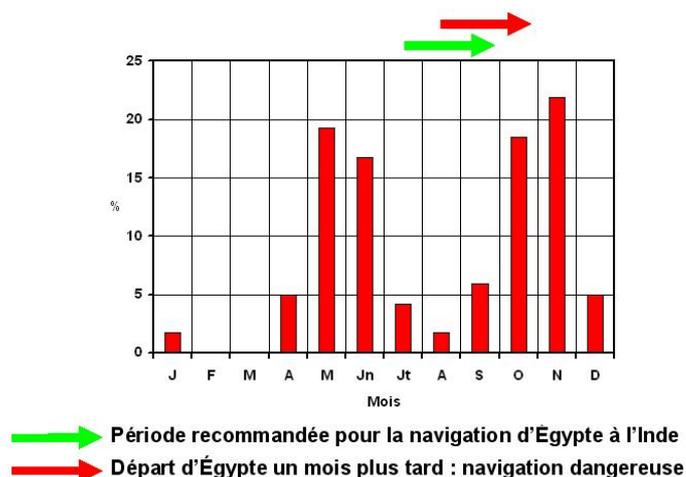


Figure 1. Principales étapes du *Périple de la Mer Érythrée* et itinéraire d'*Hippalos*.

Si l'identité de l'auteur du *Périple de la Mer Erythrée* (ainsi que celle d'*Hippalos*) est controversée (Arnaud, 2012), le *Périple de la Mer Erythrée* montre l'état d'avancement des connaissances sur le régime des vents sur la mer d'Arabie et les mers adjacentes, en indiquant aux navigateurs des dates à respecter afin d'effectuer au mieux leurs allers et retours entre les ports égyptiens de la mer Rouge (Bérénikè) et ceux du sud de l'Inde (Muziris). Ces mêmes indications laissent à penser que les navigateurs de l'Antiquité avaient aussi connaissance des

saisons cycloniques et des risques encourus, comme le suggère l'extrait de la traduction de W.H. Schoff (1912) suivant : « *And sailors set out thither with the Indian Etesian winds, about the month of July, that is Epiphi: it is more dangerous then, but through these winds the voyage is more direct, and sooner completed* ».

Dans les conditions climatiques actuelles, la mer d'Arabie est la partie de l'océan Indien à la plus faible activité cyclonique. Le rythme bimodal (Fig. 2) présente un premier maximum en mai-juin (migration de la ZCIT vers le nord) et le second, plus marqué, en octobre-novembre (migration de la ZCIT vers le sud). Ces quatre mois totalisent à eux seuls 75% de toutes les perturbations et 85% des tempêtes de forte intensité et des cyclones (Le Borgne, 1986). Les perturbations cycloniques sont donc excessivement rares de juillet à septembre. Les trajectoires des perturbations cycloniques les mènent soit vers la péninsule arabique (par exemple *Chapala*, début novembre 2015), soit vers le Pakistan et le nord-ouest du Deccan (Le Borgne, 1986). Les conditions climatiques dans l'Asie des moussons il y a plus ou moins 2000 ans étant probablement similaires à celles observées actuellement (Donges *et al.*, 2015), les navigateurs de l'Antiquité effectuant l'aller et retour de la mer Rouge à l'Inde risquaient donc de croiser la trajectoire de tempêtes et/ou cyclones tropicaux à deux époques précises de l'année. Si l'on confronte les indications mentionnées dans le *Périple de la Mer Érythrée* (dates d'aller et retour) avec les fréquences des perturbations tropicales en mer d'Arabie au XX<sup>e</sup> siècle, certaines coïncidences permettent de supposer que le *Périple de la Mer Érythrée* intégrait une connaissance empirique des risques cycloniques dans la région (Fig. 2).



**Figure 2.** Fréquence des perturbations tropicales (tempêtes et cyclones : au moins 34 kt / 63 km/h) en mer d'Arabie (1877-1976, d'après Le Borgne, 1986) et période recommandée par le *Périple de la Mer Érythrée* pour la navigation d'Égypte à l'Inde (itinéraire d'*Hippalos*).

Les indications reprises par Pline l'ancien (*Histoire naturelle*, VI, 26, 9) portent la durée totale du trajet à 70 jours, dont 30 jours de Béréniqè à Okélis ou Kanè sur le golfe d'Aden au Yémen actuel : « *[Depuis Béréniqè] On se met en mer au milieu de l'été, avant le lever de la Canicule ou immédiatement après ; au bout de trente jours environ, on arrive à Océlis d'Arabie, ou à Cane, de la région de l'encens* », puis 40 autres jours jusqu'à Muziris sur la côte de l'actuel Kerala au S.-O. de l'Inde : « *Pour ceux qui vont en Inde le point de départ le plus avantageux est Océlis ; de là avec le vent Hippalus, on navigue pendant quarante jours jusqu'à Muziris, premier marché de l'Inde [...]* ». Si un départ pour l'Inde en juillet permet donc au navigateur de traverser la mer d'Arabie durant la période estivale de faible activité cyclonique, un départ retardé l'expose à la reprise de l'activité cyclonique (Fig. 2).

### 2.3. Essais de mise en relation entre les vents et les régimes pluviométriques.

Pour Mégasthène et Ératosthène, l'action des vents étésiens (mousson d'été) contribue à produire les pluies de saison chaude en Inde. Ératosthène sait par ailleurs que la mousson d'été balaie le massif yéménite. Ce sont les alizés qui, pour Lucrèce (*De la Nature des Choses*, VI, II), amoncellent dans la région des sources du Nil des nuages qui « *se heurtent à de hautes montagnes et se rompent* ». Sénèque, dans ses *Questions Naturelles* (Livre V), propose une analyse du rôle des mouvements atmosphériques sur les contrastes pluviométriques spatiaux, à une échelle spatiale plus large : « *Tantôt, en effet, ils [les vents] entassent les nuages, tantôt ils les disséminent, afin de répartir les pluies sur tous les climats. L'Auster les pousse sur l'Italie : l'Aquilon les refoule en Afrique ; les vents Étésiens ne les laissent pas séjourner sur nos têtes. Ces mêmes vents, à la même époque, versent sur l'Inde et l'Ethiopie des torrents continuels* ». En suggérant que les vents étésiens, à la même époque de l'année, dégagent le ciel méditerranéen mais « *versent sur l'Inde et l'Ethiopie* » des précipitations abondantes et torrentielles, Sénèque analyse le rôle des vents dominants sur la distribution spatiale des précipitations, et propose ainsi une interprétation du système climatique faisant intervenir la dynamique atmosphérique.

Dans sa *Géographie* (II, 3), Strabon cite, en les critiquant, certaines théories émises avant lui par Polybe et Posidonios. D'après Polybe, il existe sous l'équateur une région « *sujette aux pluies* », « *les nuages qui viennent du nord poussés par les vents étésiens s'y amoncelant autour des principaux sommets* ». Si pour Polybe, l'abondance des précipitations équatoriales est exacerbée sur les versants des massifs montagneux exposés à l'alizé boréal, Posidonios va plus loin dans ce raisonnement en soupçonnant « *qu'il pourrait bien y avoir sous l'équateur même des montagnes qui, en attirant les nuages des deux côtés opposés, autrement dit des deux zones tempérées, provoqueraient les pluies...* ». En raisonnant par symétrie entre les deux hémisphères, Posidonios aurait peut-être ainsi déjà pressenti l'existence de la zone de convergence intertropicale. Posidonios, comme Polybe, reconnaissent le rôle des montagnes sur l'exacerbation des précipitations (ascendances orographiques) déjà abondantes sous l'équateur, ce qui, dans le contexte hydro-climatique de l'Afrique équatoriale, appuyait probablement une argumentation en faveur de l'alimentation du bassin supérieur du Nil (argumentation donnée aussi par Lucrèce, contemporain de Posidonios). Si tel est le cas, cette analyse climatique impliquant des faits de climatologie dynamique (circulation atmosphérique) et leurs implications sur les précipitations, en y intégrant le rôle du relief, relève en réalité d'une analyse de « climatologie régionale » plutôt que « zonale » ou « globale ».

### Conclusion

À la Suite de l'expédition d'Alexandre de la Méditerranée à l'Inde, les Grecs puis les Romains prennent connaissance des climats de la zone intertropicale, les décrivent mais aussi tentent d'en expliquer les causes. On doit ainsi aux savants de cette époque, d'expression grecque et/ou latine, les premières théories sur les pluies tropicales d'été en relation avec les régimes des vents aux basses latitudes. Entre le III<sup>e</sup> et le I<sup>er</sup> siècle av. J.-C., Ératosthène, Polybe et Posidonios proposaient déjà, par la réflexion que leur a inspirée l'élargissement exceptionnel des connaissances géographiques de leur temps, des théories scientifiques relevant de la climatologie au sens actuel du terme. La convergence des vents soufflant des deux hémisphères en direction de l'équateur, responsable de la forte pluviométrie à cette latitude, apparaît être le résultat le plus audacieux de ces réflexions. Cependant, un des outils qui manquait beaucoup était l'idée d'une circulation atmosphérique aux échelles zonale et globale : bien que l'espace « Inde-Éthiopie » soit très vaste, les Anciens en restent à des vents et autres faits météo-climatiques relevant de niveaux d'échelles « régionaux ». Il faut attendre

la fin du XVII<sup>e</sup> siècle pour approfondir la question de la circulation atmosphérique dans la zone intertropicale, avec l'astronome Edmond Halley (1686) et sa théorie thermique de la circulation atmosphérique (essai d'explication des alizés et de la mousson ; Dettwiller, 1982).

## Bibliographie

Arnaud P., 2012. Le *Periplus Maris Erythraei* : une œuvre de compilation aux préoccupations géographiques. Dans M.-Fr. Boussac, J.-Fr. Salles et J.-B. Yon (éds.) *Topoi. Orient-Occident, Supplément 11 : Autour du Périples de la mer Érythrée* (pp. 27-61). Paris, De Boccard, 61p.

Arnaud P., 2015. Navires et navigation commerciale sur la mer et sur le « Grand Fleuve » à l'époque des Ptolémées. Dans B. Argémi & P. Tallet (éds.), *Entre Nil et mers : la navigation en Égypte ancienne. Actes des Rencontres de Provence Égyptologie, Musée Départemental Arles Antique, 12 avril 2014*, (pp. 105-122).

Bellina B., Glover I. C., 2004. The archaeology of early contacts with India and the Mediterranean World from the fourth century BC to the fourth century AD. Dans I. C. Glover & P. Bellwood (éds.), *Southeast Asia, from the Prehistory to History*. London, Routledge/Curzon Press, 68-89.

Dettwiller J., 1982. Chronologie de quelques événements météorologiques, en France et ailleurs. *Monographies*, **1**, Direction de la Météorologie, 8 p.

Donges J. F., Donner R. V., Marwan N., Breitenbach S. F. M., Rehfeld K., Kurths J., 2015. Non-linear regime shifts in Holocene Asian Monsoon variability: potential impacts on cultural change and migratory patterns. *Climate of the Past*, **11**, 709-741.

Freewalt J., 2014. Rome and China: connections between two great ancient empires. Dans J. Scalzo (éd.), *The Roman Republic and Empire*, HIST532 K001 Spi 14, American Military University, 26 p.

Geus K., 2011. *Eratosthenes von Kyrene*. Oberhaid, Utopica, 413 p.

Koutsoyiannis D., Mamassis N., Tegos A., 2007. Logical and illogical exegeses of hydrometeorological phenomena in ancient Greece. *Water Science and Technology: Water Supply*, **7**, 13-22.

Le Borgne J., 1986. *Les cyclones*. Paris : PUF – Que Sais-je ? 123 p.

Manning J. G., 2011. At the limits: long-distance trade in the time of Alexander the Great and the Hellenistic kings. Dans V. H. Mairs & J. Hickman (éds.), *Reconfiguring the Silk Road: new research on East-West exchange in Antiquity* (pp. 5-14). Philadelphia, University of Pennsylvania Press, 136p.

McLaughlin R., 2010. *Rome and the distant East: trade routes to the ancient lands of Arabia, India and China*. London & New York, Continuum, 236 p.

Schiettecatte J., 2008. Ports et commerce maritime dans l'Arabie du Sud préislamique. *Arabian Humanities*, **15**, 65-90.

Schneider P., 2009. De l'Hydaspe à Raphia : rois, éléphants et propagande d'Alexandre le Grand à Ptolémée IV. *Chronique d'Égypte*, **84**(167-168), 310-334.

Schneider P., 2014. Savoirs lettrés et savoirs pratiques : Denys d'Alexandrie et les marchands alexandrins. *Topoi*, **19**, 547-563.

Schoff W. H., 1912. *The Periplus of the Erythraean Sea: Travel and trade in the Indian Ocean by a merchant of the first century*. New York, Longmans, Green, 323 p.

Staszak J.-F., 1992. À la recherche du climat dans *Les Météorologiques* et dans l'œuvre d'Aristote. *Géographie et Cultures*, **1**, 105-118.

Taub L., 2003. *Ancient Meteorology*. London, Routledge, 271 p.

## Sources anciennes

Baillard. J., 1861. *Sénèque : Questions Naturelles* [traduction]. Paris, Hachette et C<sup>ie</sup>.

Barthélémy, J., 1863. *Aristote : Météorologie* [traduction]. Paris, Librairie Philosophique de Ladrangé et A. Durand.

Lefèvre, A., 1899. *Lucrèce : De la nature des choses* [traduction]. Paris, Société d'Éditions Littéraires.

Littre, E., 1855. *Pline l'ancien : Histoire naturelle* [traduction]. Paris, Firmin-Didot.

Tardieu, A., 1867. *Strabon : Géographie* [traduction]. Paris, Hachette et C<sup>ie</sup>.

## VALIDATION DU MODELE LASER/F PAR DES IMAGES THERMIQUES DANS LE CADRE DE LA CAMPAGNE BIO-CLIMATOLOGIQUE SUR STRASBOURG

ROUPIOZ L.<sup>1</sup>, KASTENDEUCH P.<sup>1</sup>, NAJJAR G.<sup>1</sup>, LANDES T.<sup>1</sup>, NERRY F.<sup>1</sup>,  
COLIN J.<sup>1</sup>, LUHAHE R.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Laboratoire ICube (UMR 7357, UDS/CNRS/ENGEES/INSA), Université de Strasbourg, France,  
lroupioz@unistra.fr

**Résumé** – Dans le cadre des recherches menées par l'équipe TRIO (laboratoire ICube/Université de Strasbourg) pour appréhender la réponse de la zone urbaine de Strasbourg au climat, des mesures intensives ont eu lieu dans le jardin du palais universitaire afin d'étudier la réponse thermique de la façade du bâtiment et des arbres alentours. Sur une période de 51 heures, des images thermiques ont été acquises à la fréquence de 1 image toutes les 5 minutes à l'aide d'une caméra radiométrique FLIR SC655. Ce jeu de données a permis d'étudier la réponse thermique temporelle des surfaces végétales et artificielles de ce parc urbain. Après une étude de sensibilité du modèle microclimatique Laser/F aux propriétés des matériaux, ces données ont servi à la validation des températures instantanées ainsi que de leur cinétique journalière fournies par ce modèle. Cette analyse a mis en évidence l'importance de définir précisément les propriétés physiques des matériaux des bâtiments.

**Mots-clés** : Images thermiques, série temporelle, température de surface, Laser/F

**Abstract** – Using thermal images to validate the Laser/F model in the framework of the bio-climatology campaign in Strasbourg. As part of the research conducted by the TRIO team (ICube Laboratory / University of Strasbourg) to understand the response of the urban area of Strasbourg to climate, intensive measurements were performed in the garden of the university in order to study the thermal behavior of the facade of the university building and surrounding trees. Over a period of 51 hours, thermal images were acquired at a frequency of 1 image every 5 minutes using a radiometric camera FLIR SC655. That dataset was used to study the temporal thermal response of trees and artificial surfaces in this urban park. After a sensitivity analysis of the microclimate model Laser/F to material properties, these data were used for the validation of the instantaneous temperatures and their daily kinetics provided by this model. This analysis highlighted the importance to accurately define the physical properties of buildings materials.

**Keywords**: Thermal images, time series, surface temperature, Laser/F

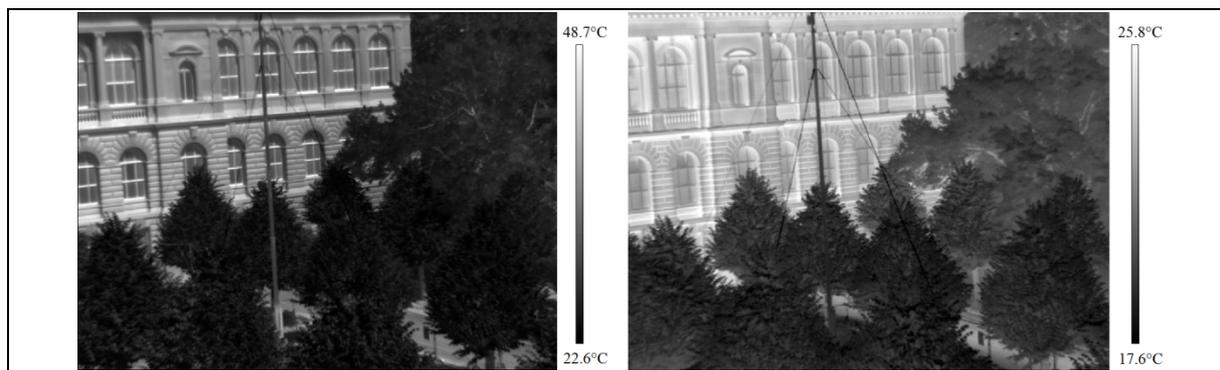
### Introduction

Dans un contexte de changement climatique évident, les évènements climatiques extrêmes se sont multipliés au cours des dernières décennies. Parmi ceux-ci, on observe une augmentation des périodes de canicules, plus particulièrement ressenties en milieux urbains (Li et Bou-Zeid, 2013). De nombreuses études ont été menées afin d'étudier la climatologie urbaine et plus particulièrement les îlots de chaleurs urbains. Depuis plusieurs années, l'équipe TRIO du laboratoire ICube/Université de Strasbourg a engagé des recherches pour appréhender la réponse de la zone urbaine de Strasbourg au climat, l'accent étant mis sur le rôle de la végétation dans le micro-climat urbain (Landes *et al.*, 2014). Un réseau de 23 stations de mesures météorologiques classiques a été déployé sur l'agglomération ainsi que 3 sites plus complexes dont un dans le parc urbain du jardin historique de l'université de Strasbourg (Najjar *et al.*, 2015 ; Kastendeuch *et al.*, 2016). En juillet 2015, une campagne de mesures météorologiques, radiométriques et LiDAR intensives a eu lieu. Dans le cadre de cette campagne, la réponse thermique de la façade du palais universitaire et des arbres alentours a été étudiée. L'objectif de cet article est donc de présenter le jeu de données collecté ainsi que d'étudier la réponse thermique des surfaces végétales et artificielles de ce parc urbain. L'étude présentée comprend également une analyse de sensibilité et la validation des températures instantanées ainsi que de leur cinétique journalière fournies par le modèle microclimatique Laser/F (Kastendeuch et Najjar, 2009).

## 1. Instrumentations et mode opératoire

### 1.1 Température de brillance

Afin de suivre l'évolution de la température de brillance des différents éléments végétaux et artificiels caractérisant le jardin universitaire, une caméra radiométrique infrarouge thermique FLIR SC655 équipée d'un objectif 8-14 $\mu$ m a été installée sur le toit d'un bâtiment faisant face au palais universitaire et surplombant le site expérimental mis en place dans le cadre de l'étude sur le climat de Strasbourg. Cette configuration nous a permis d'acquérir des images couvrant une partie de la façade du bâtiment et le houppier des arbres du jardin (Figure 1). Les images thermiques ont été collectées sur une période de 51h (du 15 juillet 2015 6h20 TU au 17 juillet 11h15 TU), à la fréquence de 1 image toutes les 5 minutes. Ces acquisitions forment une série temporelle de températures de brillance à très haute résolution temporelle permettant l'analyse précise de la réponse dynamique des surfaces.



**Figure 1.** Deux images thermiques extraites de la série temporelle collectée dans le jardin historique du palais universitaire, de jour à 9h TU (gauche) et de nuit 3h TU (droite).

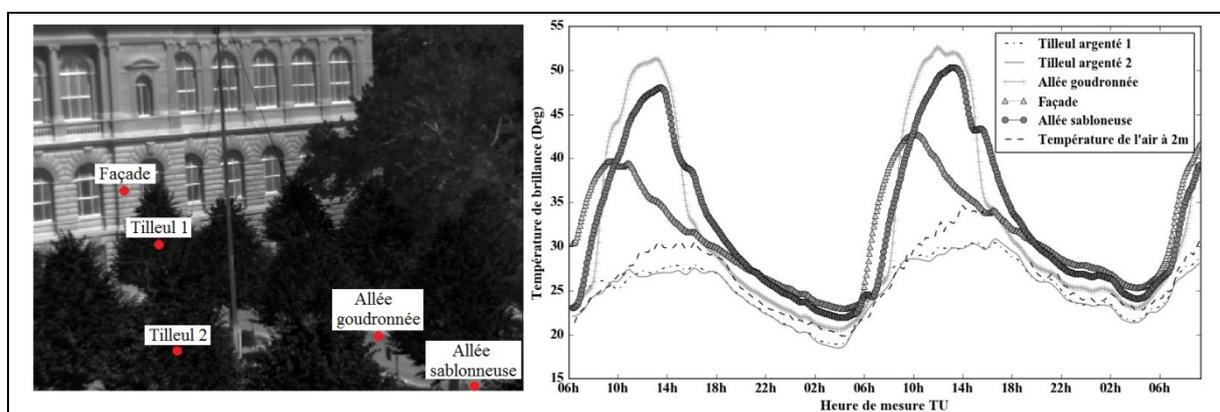
### 1.1 Laser/F

Le modèle LAtent-SEnsible-Radiative Fluxes (LASER/F) est un modèle physique thermoradiatif basé sur les principes de la thermodynamique qui permet de simuler les bilans radiatifs et d'énergie en tous points d'un quartier urbain (Kastendeuch et Najjar, 2009). Une des sorties fournies par Laser/F est la température de surface des différents éléments de la scène. L'étude présentée ici s'est concentrée sur cet aspect et plus particulièrement sur les températures de surface de la façade du palais universitaire et leur cinétique journalière. Les images thermiques collectées pendant la campagne de mesure ont permis l'évaluation de ces simulations. En parallèle, une étude complémentaire a été effectuée afin d'évaluer la sensibilité de Laser/F à la complexité du modèle de surface utilisé lors des calculs.

Les simulations Laser/F ont été forcées à l'aide des données collectées grâce aux instruments installés dans le jardin et aux alentours (Najjar *et al.*, 2015). En ce qui concerne l'irradiance solaire, le ratio entre direct et diffus a été estimé à partir de données MODIS (<https://ladsweb.nascom.nasa.gov/>) selon la méthode présentée dans Roupioz (2015). Les simulations ont été effectuées à un pas de temps de 15 min et les températures de surface ont été fournies au pas horaire. Pour ses calculs, Laser/F utilise un modèle géométrique 3D de la zone urbaine considérée, fragmenté de façon plus ou moins fine. Afin d'effectuer un maximum de simulations pour le test de sensibilité, une fragmentation en facettes de 15 m<sup>2</sup> a été choisie et la fonction de radiosité, permettant le calcul plus précis de l'énergie reçue par les éléments environnants, a été désactivée. Dans notre cas, des tests effectués avec Laser/F ont montré que, pour une zone homogène, utiliser cette configuration entraînait une différence de moins de 0.15 degrés pour l'estimation de la température de surface par rapport à une fragmentation en facettes de 1 m<sup>2</sup> incluant le calcul de radiosité précis.

## 2. Evolution de la température des différents éléments du parc urbain

Des zones homogènes et représentatives de différents éléments de la scène ont été extraites de la série temporelle d'images thermiques afin de visualiser et comparer les températures de brillance pour chacun de ces éléments et leur évolution journalière (Figure 2). L'analyse des courbes de température montre que pour les végétaux (deux tilleuls argentés), les variations de température dans la journée restent relativement faibles, au maximum 11 degrés le 16 juillet. Ces températures sont également en dessous ou proche de la température de l'air (en pointillés dans la Figure 2). Au contraire, les éléments artificiels comme la façade, l'allée goudronnée et l'allée sablonneuse montrent des variations beaucoup plus importantes, jusqu'à 32 degrés pour l'allée goudronnée. Les températures de ces éléments artificiels sont constamment au-dessus de la température de l'air avec des maxima pouvant dépasser les 50 degrés. La nuit, les différences entre les éléments végétaux et artificiels est à son minimum, environ 4.5 degrés entre l'élément le plus chaud et l'élément le plus froid contre 22 degrés de différence au maximum en journée. Le fait que l'allée sablonneuse n'ait pas le même comportement que la façade et l'allée goudronnée vient du fait qu'elle est localisée sous les arbres et donc plus souvent ombragée. On peut également souligner la plus grande inertie thermique des arbres pour un éclaircissement continu et intense similaire.



**Figure 2.** Série temporelle de températures de brillance pour 5 éléments caractéristiques du jardin historique du palais universitaire

## 3. Validation de Laser/F

Les images thermiques collectées dans le jardin ont été utilisées pour valider les simulations de températures de surface des bâtiments fournies par Laser/F. Avant de commencer cette validation, nous avons réalisé une analyse de sensibilité afin d'appréhender l'influence de la paramétrisation des matériaux dans le calcul de leur température de surface.

### 3.1 Test de sensibilité

Pour le calcul de la température de surface, Laser/F utilise la formule suivante (Kastendeuch, 2015) :

$$T_s^\tau = \left( \frac{k}{\Delta x} T_1^\tau + Rn^\tau + Le^\tau + S^\tau + \frac{\rho \cdot c \cdot \Delta x}{2\Delta\tau} T_s^{\tau-1} \right) / \left( \frac{\rho \cdot c \cdot \Delta x}{2\Delta\tau} + \frac{k}{\Delta x} \right)$$

$T_s^\tau$  : température de surface pour un pas de temps donné  $\tau$

$k, \rho, c$  : conductivité thermique, masse volumique et chaleur spécifique du matériau

$T_1$  : température au milieu de la couche externe du mur

$\Delta x$  : demi-épaisseur de la couche externe du mur

$Rn, Le, S$  : bilan radiatif, flux de chaleur latente et sensible

Afin de comprendre comment les différents termes de cette équation influencent le calcul des températures de surface, nous avons d'abord cherché à déterminer le rôle des matériaux à travers trois aspects :

- l'émissivité et l'albédo du matériau, intervenant via le bilan radiatif ( $R_n$ ) ;
- les propriétés thermiques du matériau, soit  $k$  et  $\rho$  (la masse volumique et la chaleur spécifique variant de pair) ;
- le nombre et l'épaisseur des couches constituant la façade.

Le modèle géométrique et les valeurs présentes dans la base de données de matériaux fournis avec le modèle ont été utilisés comme référence. La façade de référence est composée, de l'extérieur vers l'intérieur, de 3 couches : une couche de crépi de 5 cm et deux couches de béton de 12 cm, soit une épaisseur totale de 29 cm. L'émissivité, l'albédo et les propriétés thermiques sont identiques pour le crépi et le béton et fixées à 0.9 pour l'émissivité, 0.37 pour l'albédo et 0.7, 1000 et 2800 pour la conductivité thermique, la masse volumique et la chaleur spécifique respectivement.

Nous avons tout d'abord fait varier l'émissivité entre 0.85 et 0.95, ce qui, comparé aux températures de surface obtenues avec les valeurs de référence, a engendré une variation maximale observée de 0.14 degré. L'émissivité ne joue donc pas un rôle très important dans la simulation de la température de surface contrairement à l'albédo dont les variations ont entraîné des différences significatives dans le calcul des températures de surface (Figure 3). Les températures simulées avec un albédo de 0.1 peuvent être jusqu'à 5.3 degrés supérieurs aux valeurs obtenues avec un albédo de 0.4 aux heures de la journée où l'éclairement solaire est le plus fort. En effet, l'albédo étant le paramètre contrôlant la quantité d'énergie solaire réfléchiée par la façade, une valeur faible signifie qu'il y a peu de réflexion et plus d'absorption, ce qui entraîne un réchauffement de la surface.

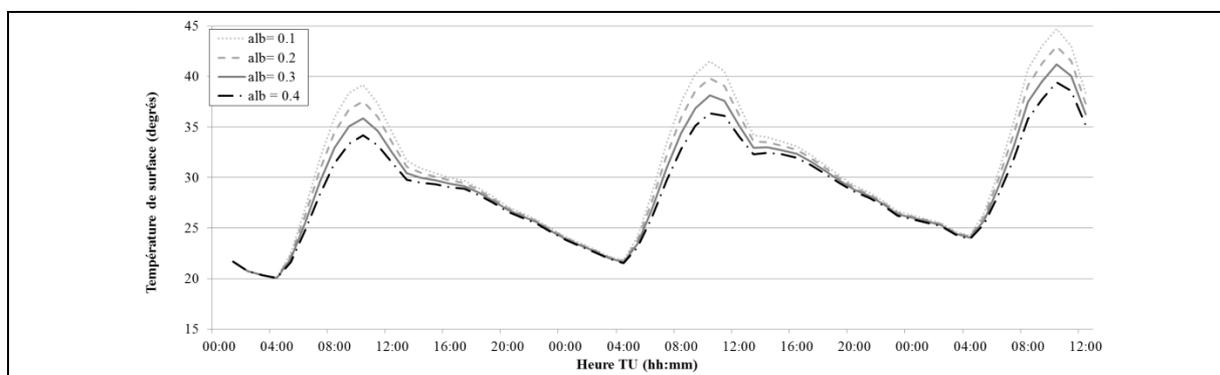


Figure 3. Série temporelle de températures de surface simulées avec Laser/F pour différentes valeurs d'albédo

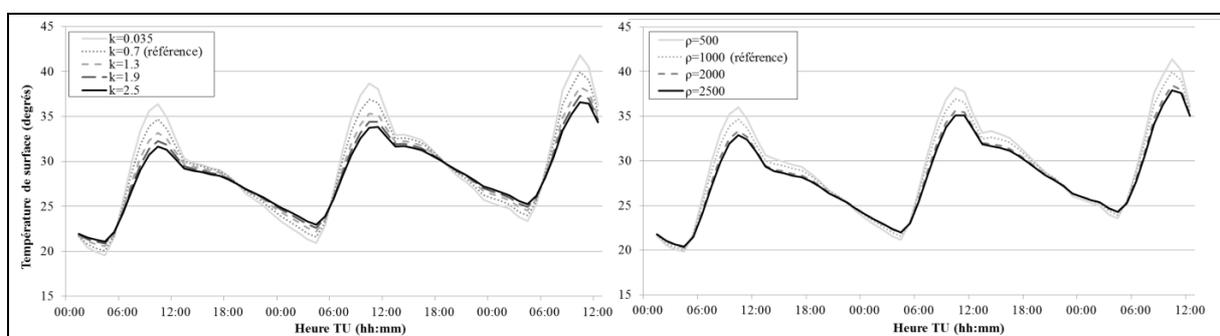


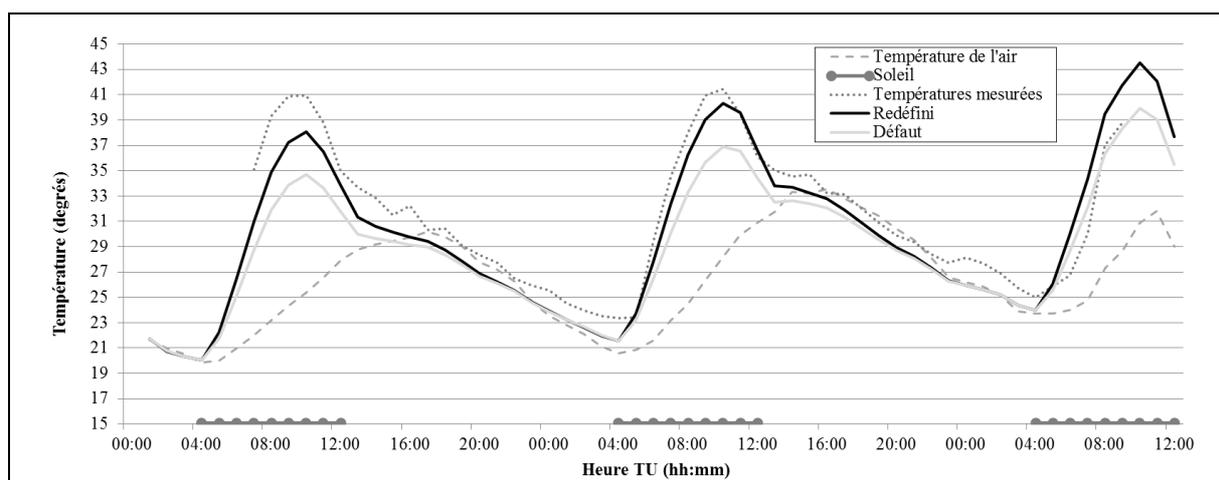
Figure 4. Série temporelle de températures de surface simulées avec Laser/F pour différentes conductivités thermiques (gauche) et différentes masses volumiques (droite)

En ce qui concerne les propriétés thermiques, des modifications de la conductivité et de la masse volumique ont conduit à des variations significatives de la température de surface. Pour une conductivité thermique variant entre 0.035 et 2.5, on observe des différences de plus de 5 degrés (Figure 4). Les plus gros écarts sont observés aux périodes les plus chaudes et les plus froides de la journée. En examinant la pente de refroidissement, on constate que la conductivité influence également l'inertie thermique de la façade. La même tendance est observée avec les variations de la masse volumique, cependant l'impact sur les périodes froides et l'inertie thermique sont moins importants.

L'analyse visant à étudier l'impact du nombre et de l'épaisseur des couches constituant la façade s'est avérée très complexe car elle met en jeu de nombreux facteurs interagissant entre eux. Au nombre et à l'épaisseur des couches s'ajoutent l'épaisseur totale du mur et l'ordre des couches. Il est donc difficile de tester de façon exhaustive tous les cas de figure. Cependant certaines tendances se dégagent de cette analyse montrant que, pour chacune des configurations testées, la valeur moyenne et minimum des températures varie très peu, jamais plus de 0.5 degrés. Les différences observées sont surtout localisées au niveau des maxima atteints. Nous constatons également que l'épaisseur de la couche externe a une influence plus importante que celle des autres couches, surtout si elle est épaisse (>5cm). Dans le cas d'une couche externe épaisse, l'épaisseur totale du mur et le nombre de couches a très peu, voire aucune, influence sur le calcul de la température de surface. Si l'épaisseur de la couche externe est supérieure à 10 cm, l'influence du nombre de couches n'a pas pu être mise en évidence. Nous remarquons également qu'une couche externe fine entraîne des maxima de température de surface moins élevés, mais ce constat reste à approfondir.

### ***3.2 Validation de l'estimation de la température de surface***

Au vu de l'analyse de sensibilité présentée ci-dessus, il est évident qu'une définition correcte et précise des murs du bâtiment étudié est un prérequis nécessaire à la simulation de leur température de surface. Deux séries temporelles de températures de surface simulées par Laser/F ont été comparées aux températures de brillance collectées lors de la campagne de mesures (Figure 5). Il est important de rappeler que les températures de brillance sont légèrement inférieures aux températures de surface réelles. La première série temporelle est simulée en utilisant les propriétés des matériaux telles que définies dans la base de données de Laser/F (c.f §3.1) et la deuxième en utilisant des paramètres plus adaptés aux caractéristiques de la façade du jardin. Cette dernière a été divisée en 5 couches de grès rose de 10 cm chacune. L'albédo a été fixé à 0.2 et la conductivité thermique, la masse volumique et la chaleur spécifique à 1.3, 2000 et 710 respectivement. Cette comparaison a mis en évidence que la définition des paramètres par défaut dans la base de données de Laser/F ne correspond pas à notre cas de figure et confirme qu'il est essentiel de définir correctement les propriétés du bâtiment afin d'obtenir des résultats corrects. La cinétique journalière de la température de la façade est bien respectée mais, malgré les améliorations apportées par les nouvelles propriétés de la façade, les maxima de température de la première et deuxième journée sont toujours en deçà de la réalité. En plus de la difficulté à définir exactement les propriétés de la façade, s'ajoutent différentes erreurs possibles. Une mauvaise estimation du flux de chaleur sensible pourrait conduire à une sous-estimation de la température de surface. Comme la répartition du rayonnement solaire global entre direct et diffus a été estimée par un algorithme, il est possible que le rayonnement solaire direct soit sous-estimé, ce qui limite le réchauffement de la façade. Des erreurs peuvent également provenir de la modélisation géométrique de la façade qui est réduite à une simple surface plane, alors que la façade réelle contient des corniches, des colonnes et d'autres éléments structurels pouvant conduire à des réflexions thermiques en direction de celle-ci.



**Figure 5.** Série temporelle de températures de surface simulées avec Laser/F en utilisant les propriétés par défaut et les propriétés redéfinies comparées aux températures de brillances mesurées et à la température de l'air (pointillés). Les périodes d'ensoleillement de la façade sont également indiquées sur l'axe des abscisses.

## Conclusion

Le test de sensibilité et la validation du modèle laser/F ont montré la capacité de ce dernier à simuler la cinétique journalière des températures de surface d'un bâtiment. Ils ont également mis en évidence la forte sensibilité de ces simulations aux propriétés des matériaux définis dans le modèle. Malgré l'amélioration apportée par l'adaptation de ces propriétés, les températures simulées restent inférieures aux températures mesurées, surtout pour le premier jour et les maxima atteints. Il est donc nécessaire de poursuivre cette analyse en étudiant plus particulièrement l'impact du ratio direct/diffus et l'estimation du flux de chaleur sensible. Le modèle géométrique devrait aussi être amélioré afin d'intégrer plus de détails. Ensuite, les mesures devront être refaites avec plus de données complémentaires telles que des mesures d'albédo, de rayonnement direct et diffus afin d'approfondir la validation.

**Remerciement :** Ces travaux de recherche ont été réalisés dans le cadre du projet Avenue financé par le TOSCA (CNES).

## Bibliographie

- Kastendeuch P. et Najjar G., 2009. Simulation and validation of radiative transfers in urbanised areas. *Solar Energy*, **83**, 333-341.
- Kastendeuch P., Najjar G., Philips N., Nerry F., Roupioz L, Colin J., Luhahe R., 6-9 juill. 2016. Mesures pour l'étude des ambiances climatiques à Strasbourg lors de la canicule de juillet 2015. *Actes du 29<sup>ème</sup> colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, 6-9 juillet 2016 (pp. 143-148). Besançon, France.
- Kastendeuch P., 2015. *Documentation scientifique de Laser/F*.
- Landes T., Saudreau M., Najjar G., Kastendeuch P., Guillemain S., Colin J., Luhahe R., 20-24 juill. 2014. 3D tree architecture modeling from laser scanning for urban microclimate study. Dans *International conference on urban climate, 12th symposium*. Toulouse, France.
- Li D. et Bou-Zeid E., 2013. Synergistic Interactions between Urban Heat Islands and Heat Waves: The Impact in Cities Is Larger than the Sum of Its Parts. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **52**, 2051–2064.
- Najjar G., Colin J., Kastendeuch P., Ngao J., Saudreau M., Landes T., Ameglio T., Luhahe R., Guillemain S., Schreiner G., Kleinpeter J., Nerry F., 20-24 juill. 2015. A three years long fieldwork experiment to monitor the role of vegetation on the urban climate of the city of Strasbourg, France. *International conference on urban climate, 12th symposium*. Toulouse, France.
- Roupioz L., 2015. *Observing at-surface irradiance and albedo from space: the Tibet experiment* (Ph.D Thesis). Université de Strasbourg and Delft Technical University, France et Pays-Bas.

## EVALUATION DE L'INFLUENCE DES FACTEURS CLIMATIQUES SUR LE BILAN DE MASSE DU GLACIER AUSTRE LOVEN (SPITSBERG, 79°N) PAR UNE APPROCHE MULTIVARIEE

SCHIAVONE S.<sup>1</sup>, TOLLE F.<sup>1</sup>, BERNARD E.<sup>1</sup>, FRIEDT J. M.<sup>2</sup>, GRISELIN M.<sup>1</sup>,  
JOLY D.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>UMR 6049 ThéMA, CNRS – Université Bourgogne Franche-Comté, 32 rue Mégevand 25030 Besançon, sophie.schiavone@univ-fcomte.fr

<sup>2</sup>UMR 6174 FEMTO-ST, CNRS - Université Bourgogne Franche-Comté, 26 ch. De l'Epitaphe 25030 Besançon

**Résumé** – L'Arctique est la région du globe où le réchauffement est le plus rapide. Ses effets sont particulièrement visibles sur les glaciers dont la dynamique est très sensible. Par une approche statistique, l'objectif de notre étude est d'identifier puis hiérarchiser les principaux facteurs climatiques et nivologiques ayant influencé le bilan de masse d'un petit glacier du Spitsberg entre 2007 et 2014. Afin de mettre en évidence les disparités spatiales l'outil cartographique a été aussi mobilisé. Les résultats montrent que le cumul des températures positives joue un rôle majeur dans l'explication du bilan de masse contrairement aux précipitations pluvieuses qui ont un effet marginal. De plus, des années aux conditions climatiques et nivologiques très différentes peuvent donner lieu à un bilan de masse similaire.

**Mots-clés** : statistiques multivariées, bilan de masse, glacier arctique.

**Abstract** – *Evaluation of the climatic factors impacting the mass balance of the Austre Lovén glacier (Spitsberg, 79°N) by a multivariate approach.* Arctic is a region where a quick warming is ongoing. Effects are particularly visible on glaciers of which dynamics is very sensitive to climate change. The goal of this study is to identify and rank the main climatological and nivological factors influencing the mass balance of a small arctic glacier in Svalbard using a statistical approach. Cartography was also used to highlight spatial trends. Results show that positive degree-days play an important role in explaining mass balance contrary to liquid precipitations that had a marginal effect over the studied period (2007-2014). Moreover, years with very different climatic conditions can lead to a similar mass balance.

**Keywords**: multivariate statistics, mass balance, arctic glacier.

### Introduction

Les glaciers arctiques sont connus pour être particulièrement sensibles au changement climatique, notamment au Spitsberg où tous les glaciers sont en récession depuis leur dernier maximum du Petit Age Glaciaire. Parce que l'Arctique est la région du globe où les effets du réchauffement sont les plus prononcés, il est nécessaire de comprendre les causes mais aussi les conséquences de ces évolutions climatiques sur ces glaciers qui y sont très sensibles (Oerlemans *et al.*, 2005).

Comprendre la réponse, traduite par le bilan de masse, d'un glacier à des conditions climatiques et nivologiques variables permettrait de mieux appréhender les effets induits par le changement global sur les systèmes glaciaires (Karner *et al.*, 2013). L'originalité de notre étude réside dans la prise en compte à grande échelle, par une approche statistique, de l'ensemble des facteurs expliquant le bilan de masse d'un petit glacier arctique. L'étude est conduite à l'échelle d'un bassin versant permettant ainsi de distinguer des dynamiques spatiales potentiellement hétérogènes aux échelles temporelles intra- et inter-annuelles.

L'objectif de ce travail est d'identifier et de qualifier les combinaisons de facteurs qui influencent le bilan de masse d'un petit glacier arctique de type alpin. Il s'agira notamment de hiérarchiser les paramètres qui ont la plus grande influence sur les dynamiques glaciaires puis d'en donner une représentation spatiale.

## 1. Site d'étude et instrumentation

L'Austre Lovén est un petit glacier de type alpin d'une superficie de 4,6 km<sup>2</sup> situé sur la péninsule de Brøgger à 78,87°N dans le nord-ouest du Spitsberg, la plus grande île de l'archipel du Svalbard (Figure 1).



**Figure 1.** Localisation du glacier Austre Lovén au Svalbard (78.87°N) et instrumentation du site.

Depuis 2007, l'Austre Lovén est un glacier observatoire équipé de nombreux appareils de mesure. Le bilan de masse glaciaire annuel (différence entre l'accumulation et l'ablation du glacier) est mesuré en septembre (en fin d'année hydrologique) à partir de 36 balises d'ablation. Il permet de dériver, par interpolation spatiale, les zones d'accumulation et d'ablation de glace. Au même endroit sont effectuées au printemps (début mai avant la période de fonte) des carottages de neige afin de mesurer l'accumulation hivernale. Théoriquement, cette mesure doit permettre de connaître la hauteur maximale du manteau neigeux et son équivalent en eau (exprimé en mm.water equivalent ou mm.weq – par pesée). Enfin, le glacier est équipé de 20 capteurs de température de l'air enregistrant une mesure horaire. Ils sont répartis de manière homogène sur le glacier selon 2 axes longitudinaux (de la langue au sommet) et 3 axes transversaux (correspondant aux cirques du glacier) (Figure 1).

Les mesures enregistrées grâce à ce réseau d'observation constituent la base de notre travail. Ce sont des données brutes auxquelles il faut d'abord appliquer des traitements préliminaires afin de les rendre exploitables.

## 2. Données et méthodes

### 2.1. Jeu de données à traiter

Les données mobilisées pour ce travail sont issues d'observations faites entre 2007 et 2014. Sont donc prises en compte les données de température, d'accumulation de neige (ou bilan spécifique) et de bilan de masse auxquelles sont ajoutées des données de précipitations. En raison de l'absence d'instruments de mesure de précipitations sur le bassin glaciaire, ces dernières sont issues de la station météorologique de Ny-Ålesund située à 6 km au nord-ouest de l'Austre Lovén à 8 m d'altitude et gérée par le Norwegian Meteorological Institute. Les données de Ny-Ålesund sont donc extrapolées en chacun des vingt points du glacier où nous disposons de mesures de température. Ainsi, un gradient altitudinal de +15% /100 m jusqu'à 400 m puis de +10% /100 m au-delà est appliqué (Joly, 1994). Les précipitations pluvieuses ayant un effet très négatif sur le manteau neigeux par des phénomènes de lessivage par exemple, une quantification de ce paramètre est dérivée en fonction de la température enregistrée (positive ou non) par chaque capteur sur le glacier.

Les températures positives, et ce d'autant plus si elles sont élevées, ont un impact très négatif sur le bilan de masse du glacier. La variable qui en est dérivée tient donc compte uniquement des degrés-jours positifs cumulés.

## **2.2. Traitements statistiques**

Après une succincte mais néanmoins nécessaire étape de statistique descriptive des variables de chaque année, une succession d'analyses multivariées sont menées. Des régressions linéaires multiples sont d'abord effectuées (une par année) dans le but de décrire la structure de corrélation du tableau de données. Ainsi, il s'agit d'expliquer la variable bilan de masse de l'Austre Lovén par la conjonction des variables explicatives énoncées précédemment : degrés-jours positifs, précipitations liquides et bilan spécifique (Jiskoot *et al.*, 1998). La qualité globale de la régression est mesurée par le coefficient de détermination ( $R^2$ ) et le Cp de Mallow sert à choisir le meilleur sous ensemble de variables ayant joué un rôle significatif sur le bilan de masse pour l'année étudiée.

Dans le but de simplifier la description des données corrélées, des analyses en composantes principales (ACP) sont réalisées sur les variables. L'ACP centrée-réduite offre l'avantage de décrire et synthétiser sous forme graphique l'information contenue dans le tableau de données. C'est également un moyen de schématiser les liaisons entre variables mais aussi de localiser les regroupements d'observations qui peuvent ensuite faire l'objet d'une classification (Delmas *et al.*, 2015). Cette étape permet de renforcer et généraliser les résultats obtenus par régression linéaire multiple afin d'identifier les variables ayant eu un impact positif ou négatif sur le bilan de masse.

Les différentes zones du glacier ne réagissent pas de la même manière d'une année sur l'autre. Il nous a semblé intéressant de nous pencher sur les disparités spatiales du bilan de masse de l'Austre Lovén en utilisant des méthodes de classification. Deux approches différentes sont combinées : la classification par agrégation (Classification Ascendante Hiérarchique) et la classification par partition (k-means) (Sagredo and Lowell, 2012). Les groupes obtenus présentent des caractéristiques communes qui peuvent ensuite être cartographiées afin de visualiser spatialement les réponses du glacier en terme de bilan de masse par rapport aux propriétés climatiques et nivologiques auxquelles il a été soumis.

## **3. Résultats préliminaires et discussion**

L'objectif de ce travail est de parvenir à identifier et qualifier les combinaisons de facteurs qui influencent le bilan de masse de l'Austre Lovén. Le recours à des méthodes statistiques multivariées permet d'avancer des éléments de réponse.

### **3.1. Comparaison de deux années aux bilans de masse très négatifs (2011 et 2013)**

Les plus mauvais bilans de masse de l'Austre Lovén depuis 2007 ont été enregistrés en 2011 et 2013 avec respectivement une perte moyenne de glace de -120 cm et -123 cm sur la totalité du glacier. Aucune zone d'accumulation n'a été observée ces années-là. Les facteurs explicatifs montrent chacun des valeurs extrêmes : la somme des degrés-jours est élevée, les précipitations pluvieuses ont également été importantes et le cumul de neige faible (Tableau 1). Aucune valeur de ces facteurs n'est favorable à un bilan de masse à l'équilibre. L'ACP réalisée sur les variables renseigne sur le rôle positif ou négatif de chacune d'entre elles sur le bilan de masse. En effet, les précipitations liquides ainsi que les degrés-jours positifs ont un effet très négatif sur le bilan de masse à l'inverse du bilan spécifique qui, lui, influence positivement ce dernier.

**Tableau 1.** Résumé des moyennes annuelles pour chaque variable étudiée.

Année	Degrés-jour positifs (°C)	Précipitations liquides (mm)	Bilan spécifique (mm.weq)	Bilan de masse (mm.weq)
2008	226	174	833	-104
2009	321	155	826	-148
2010	270	120	694	-165
2011	454	254	515	-1053
2012	322	315	840	-241
2013	381	305	406	-1110
2014	247	105	744	10
Moy.	317	204	694	-402

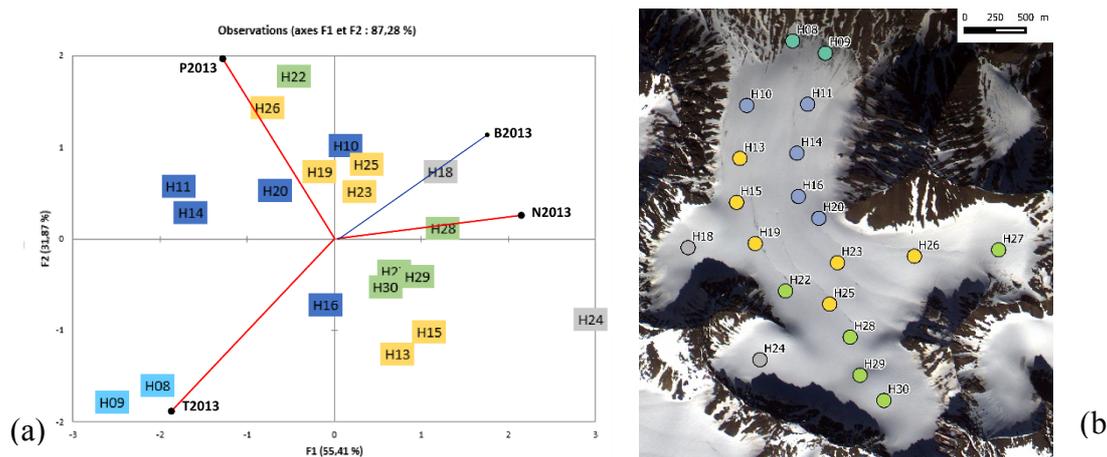
La régression linéaire multiple permet de distinguer les facteurs qui auraient eu un rôle plus important pour l'une ou l'autre année (Tableau 2). En 2011, le meilleur modèle pour expliquer le bilan de masse prend en compte l'ensemble des variables explicatives. La saison de fonte 2011 a été chaude et pluvieuse, et le glacier n'a pas pu bénéficier d'une couverture neigeuse importante qui l'aurait protégé et alimenté. Toutefois, avec un  $R^2$  de 0,62, les degrés-jours positifs semblent être la principale raison du bilan de masse catastrophique observé.

**Tableau 2.** Résultats des régressions linéaires et sélection du meilleur modèle (en gris) pour 2011 et 2013.

	<b>Variables prises en compte par le modèle (2011)</b>	<b>R<sup>2</sup></b>
1	Degrés-jour 2011	0,625
2	Degrés-jour 2011 / Précipitations liquides 2011	0,708
3	Degrés-jour 2011 / Précip. liquides 2011/ Bilan spécifique 2011	0,759
	<b>Variables prises en compte par le modèle (2013)</b>	<b>R<sup>2</sup></b>
1	Degrés-jour 2013	0,678
2	Degrés-jour 2013 / Bilan spécifique 2013	0,821
3	Degrés-jour 2013 / Bilan spécifique 2013/ Précip. liquides 2013	0,826

Tout comme en 2011 ce sont les températures positives qui ont eu un rôle prépondérant en 2013 puisque que c'est la première variable qui sort du modèle de régression linéaire ( $R^2=0,68$ ). L'accumulation de neige est également prise en compte pour construire le meilleur modèle explicatif du bilan de masse catastrophique de 2013. C'est en effet en 2013 qu'a été enregistrée la plus faible accumulation de neige depuis 2007 (Tableau 1). En revanche, bien que les précipitations liquides aient été plus élevées qu'en 2011, elles ne contribuent pas à expliquer le bilan de masse en 2013.

Les classifications tendent à montrer que, au cours des années extrêmes, les stations représentées sur les facteurs statistiques (F1 et F2) ne répondent pas à un ordre rigoureux (Figure 2a) or il existe une structure spatiale que révèle la cartographie (Figure 2b). Les cirques ont été préservés : ils n'ont pas été soumis à des températures aussi élevées qu'ailleurs sur le glacier et leur manteau neigeux plus épais a été un facteur « protecteur ». A l'inverse la langue de l'Austre Lovén a été grandement affectée (bilan de masse = -2574 mm.weq).



**Figure 2.** (a) Résultat de l'ACP réalisée sur les stations de mesure (Hn) et les variables en 2013 (P : précipitations liquides, T : degrés-jours, N : bilan spécifique, B : bilan de masse). Les couleurs se réfèrent aux classes élaborées par la CAH qui ont ensuite été cartographiées (b).

### 3.2. 2012 et 2013, deux années pour lesquelles un seul facteur semble expliquer des bilans de masse très différents

La comparaison des modèles de régression linéaire multiples de 2012 et 2013 montre de grandes similarités. Or le bilan de masse observé a été très différent. L'année 2013 présente un résultat très négatif (-1110 mm.weq en moyenne) alors que l'année 2012 se rapproche de la moyenne de la dernière décennie (-241 mm.weq). Chacun des deux modèles identifie les variables degrés-jours positifs et accumulation de neige comme facteurs explicatifs essentiels pour comprendre le bilan de masse. Les valeurs pour la variable degrés-jours positifs sont élevées et quasiment identiques pour les deux années (322°C en 2012 et 381°C en 2013). Il en est de même pour les précipitations liquides qui sont d'ailleurs légèrement plus élevées en 2012 (315mm en moyenne sur le glacier) qu'en 2013 (305 mm). La différence majeure réside dans l'accumulation de neige qui a été bien supérieure en 2012 qu'en 2013 (respectivement 840mm.weq et 406 mm.weq). Ainsi, les températures positives ont grandement influencé le bilan de masse en 2012 et 2013 mais l'accumulation de neige bien plus importante en 2012 qu'en 2013 a permis de protéger le glacier et de le nourrir en zone d'accumulation, ce qui explique un bilan de masse nettement plus raisonnable.

Les traitements d'ACP et de classification confortent les résultats précédents. Les deux premiers facteurs de l'ACP résument près de 96% de l'information contenue dans le tableau de données initial. La variable qui contribue le plus régulièrement (sur chaque axe) à expliquer le bilan de masse est la variable de bilan spécifique. Les variables précipitations liquides et degré-jours positifs contribuent également mais de manière moins significative et moins régulière selon les axes (Tableau 3). La classification quant à elle semble avoir donné un poids supérieur à cette même variable pour maximiser les écarts inter-classes.

**Tableau 3.** Contributions des variables (en %) à la définition de chaque facteur (Fn - axes). La variable bilan spécifique (N2012) a une contribution élevée et constante. (P : précipitations liquides, T : degrés-jours, N : bilan spécifique)

	F1	F2	F3
T2012	38,919	2,672	58,410
P2012	27,330	66,289	6,381
N2012	33,751	31,039	35,210

### 3.3. Une année exceptionnelle au bilan de masse positif : 2014

2014 a été une année au bilan de masse positif (+10 mm.weq en moyenne) ce qui signifie que pour la première fois depuis 2007 l'Austre Lovén a potentiellement gagné de la glace. Le meilleur modèle pour l'expliquer, généré par régression linéaire multiple, tient compte de l'accumulation de neige et du cumul des températures positives. C'est le bilan spécifique qui semble jouer le rôle le plus significatif pour expliquer le bilan de masse positif en 2014. Toutefois lorsque l'on compare les moyennes annuelles, 2014 ne se dégage aucunement et présente un bilan spécifique médian (744 mm.weq – Tableau 1). D'autre part, le cumul des températures positives était faible mais pas autant qu'en 2008 où il y avait un bilan spécifique supérieur à 2014.

Les traitements factoriels appliqués à 2014 montrent la spécificité de l'accumulation de neige pour expliquer le bilan de masse positif. Les classes élaborées par la CAH montrent qu'il y a eu une accumulation de neige homogène sur tout le glacier. Il y a peu d'écart d'accumulation entre le front (560 mm.weq) et l'amont de l'Austre Lovén (832 mm.weq) contrairement à d'autres années où il peut y avoir un facteur de 1 à 10 entre ces deux secteurs du glacier. Les conditions d'enneigement sont les mêmes sur la partie haute du glacier alors que le front a un bilan spécifique bien plus élevé que la normale le protégeant ainsi de la fonte estivale. C'est donc le fait que la langue de l'Austre Lovén a significativement moins fondu que les autres années qui explique principalement le bilan 2014.

### Conclusion

Ces résultats préliminaires montrent avant tout que le cumul des températures positives a un rôle très important sur le bilan de masse de l'Austre Lovén. Des degrés-jours positifs élevés vont influencer négativement le bilan de masse. L'accumulation de neige, quant à elle, semble favorable essentiellement pour son effet protecteur sur la glace. Les précipitations liquides en revanche ne semblent avoir qu'un rôle marginal sur le bilan de masse des années étudiées. C'est un point qu'il faudra approfondir en étudiant l'ensemble des années disponibles.

Enfin, on constate que des valeurs annuelles extrêmes ne conduisent pas systématiquement à un bilan de masse qui suive la même logique. C'est en réalité la combinaison de facteurs explicatifs qui est primordiale. L'étude a mis en évidence que deux bilans de masse équivalents peuvent être le résultat de combinaisons de facteurs différentes.

### Bibliographie

- Delmas M., Gunnell Y., Calvet M., 2015. A critical appraisal of allometric growth among alpine cirques based on multivariate statistics and spatial analysis. *Geomorphology*, **228**, 637–652.
- Jiskoot H., Boyle P., Murray T., 1998. The incidence of glacier surging in Svalbard: evidence from multivariate statistics. *Computers & Geosciences*, **24**, 387–399.
- Joly D., 1994. Ambiances climatiques instantanées au Spitsberg : pour une approche méthodique par niveau d'échelle. Dans *Annales littéraires de l'Université de Franche-Comté*. Paris, Diffusion Les Belles Lettres, 404p.
- Karner F., Obleitner F., Krismer T., Kohler J., Greuell W., 2013. A decade of energy and mass balance investigations on the glacier Kongsvegen, Svalbard. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **118**, 3986–4000.
- Oerlemans J., Bassford R. P., Chapman W., Dowdeswell J. A., Glazovsky A. F., Hagen J.-O., Melvold K., de Ruyter de Wildt M., van de Wal R. S. W., 2005. Estimating the contribution of Arctic glaciers to sea-level change in the next 100 years. *Annals of Glaciology*, **42**, 230–236.
- Sagredo E. A., Lowell T. V. 2012. Climatology of Andean glaciers: A framework to understand glacier response to climate change. *Global and Planetary Change*, **86–87**, 101–109.

# **Topoclimatologie et agroclimatologie**

---



## IMPACT DE LA SECHERESSE SUR LES PARAMETRES AGRONOMIQUES DU BLE TENDRE EN ZONES ARIDES ET SEMI-ARIDES EN ALGERIE

ABDERRAHMANI B.<sup>1</sup>, DOBBI A.<sup>2</sup>, HASSINI N.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Département de climatologie et traitement des données, I.H.F.R, Oran, belaid1822@yahoo.fr

<sup>2</sup>Département de mécanique, Université d'Ouargla, dobbi100@yahoo.fr

<sup>3</sup>Département de biologie, Université d'Oran, hassini.noureddine@univ-oran.dz

**Résumé** – Beaucoup de modèles de simulation ont été largement utilisés pour prévoir et apprécier d'éventuels impacts de la variabilité climatique, ainsi que la dépendance climat-rendement. Dans cette optique, nous nous proposons d'étudier l'impact de la sécheresse induite par la variabilité du climat sur le cycle de développement du blé. La sécheresse est perçue comme la menace la plus probable et la plus à craindre pour l'agriculture eu égard au climat initialement semi-aride, voire aride qui caractérise la rive sud de la méditerranée. Pour apprécier l'impact de la sécheresse, nous avons utilisé une dizaine de variables caractéristiques issues de la simulation effectuée, en année sèche et en année humide, à l'aide du modèle SIMTAG (Simulation Model for Triticum Aestivum Genotypes), sur 23 variétés de blé tendre. Les différences significatives observées entre les principaux paramètres de développement traduisent l'effet de la sécheresse et aboutit inmanquablement à une réduction des rendements.

**Mots-clés** : sécheresse, changement climatique, paramètres agronomiques, rendement, cycle de développement du blé, Algérie.

**Abstract** – **Impact of drought on agricultural settings of bread wheat in Algeria.** Many simulation models have been widely used to predict and assess potential impacts of climate variability and climate-performance dependency. In this context, we propose to study the impact of the drought induced climate variability in the wheat development cycle. Drought is perceived as the threat most likely and most feared for agriculture given the initially semi-arid, arid see that characterizes the Mediterranean southern shore. To appreciate the impact of the drought, we used ten variables from the simulation performed in dry years and wet years, with the SIMTAG model (Simulation Model for Triticum aestivum Genotypes) on 23 bread wheat varieties. Significant differences in the two years between major agricultural development parameters reflect the drought effect and inevitably leads to reduced yields.

**Keywords:** drought, climate change, agronomic parameters, yield, wheat development cycle, Algeria.

### Introduction

La sécheresse est, dans le contexte du changement climatique actuel, le risque le plus probable et le plus à craindre en agriculture pluviale (Hassini *et al.*, 2011 ; Abderrahmani *et al.*, 2006). En effet, initialement qualifié d'événement exceptionnel dû à des situations météorologiques particulières, cette composante défavorable du climat tend, de nos jours à devenir un phénomène structurel dont il faut tenir compte pour assurer et maintenir un niveau de production viable, notamment en zones arides et semi-arides en Algérie (Djellouli, 2007). Pour cela, certains modèles de simulation intègrent, d'une manière indirecte les effets de la sécheresse sur la croissance et le développement des cultures (Tableau 1). Le modèle utilisé dans la présente étude est le modèle SIMTAG (Simulation Model for Triticum Aestivum Genotypes) issu du modèle CERES-BLE développé par Ritchie (Ritchie *et al.*, 1984). Des travaux menés au Maroc ont permis de caler ce modèle pour l'appliquer dans les régions arides et semi-arides, avec des résultats satisfaisants pour la culture du blé (El Mourid *et al.*, 2008). En Algérie, le blé est une culture pluviale majoritairement répandue dans les plaines intérieures, les hauts plateaux ainsi que le littoral et dont les diverses variétés utilisées ont des exigences assez communes, notamment en matière de besoins en eau. Il nécessite entre 400 et 600 mm d'eau de pluie par an (Joffe *et al.*, 1964) et (Army, 1959), dont près de 300 mm en période végétative. Plusieurs auteurs considèrent qu'en dessous de 400 mm de pluie /an, la céréaliculture n'est plus rentable économiquement, en ajoutant que ceci n'est pas valable pour

toutes les régions car il convient de remarquer que, dans le monde, les agriculteurs des régions semi-arides ont pu avoir une production céréalière de 34 q/ha. Naturellement, toute réduction de l'alimentation hydrique affecte les différents paramètres et se répercute inéluctablement sur le rendement final (Asana, 1958 ; Aspinall, 1965 ; Bingham, 1966 ; Fischer *et al.*, 1966).

**Tableau 1.** Résumé des modèles utilisés dans l'étude de l'impact du changement climatique.

Modèle	Culture	Impact
CERES-MAÏS	Maïs	Matière sèche
	Maïs	Production durable
	Maïs	Dates de semis et types de temps
	Maïs	Irrigation
CERES-BLE	Blé	Niveau de CO <sub>2</sub>
	Blé	Précipitation et température létale
CERES-RIZ	Riz	Niveaux de CO <sub>2</sub>
SWAP	Riz	Niveaux de CO <sub>2</sub>
InFoCrop	Riz	Augmentation de CO <sub>2</sub> et de température
GLYCIM	Soja	Température, précipitation et concentration en CO <sub>2</sub>

## 1. Données et méthodes

Outre les données génétiques, agronomiques, pédologiques, des données climatiques quotidiennes (température minimale, maximale, rayonnement solaire, précipitation) enregistrées à la station météorologique de Tiaret (latitude : 35°22'15" Nord ; longitude : 1°19'01" Est ; altitude : 1031 m) ont été nécessaires pour effectuer la simulation sur 23 variétés de blé au cours de deux années agricoles 1990-1991 et 1993-1994 ayant totalisé respectivement 380 mm et 203 mm de pluie. D'autres paramètres ont été calculés en cours d'exécution du modèle pour rendre compte du bilan hydrique. A l'issue de la simulation, nous avons sélectionné 10 variables quantitatives susceptibles de caractériser la croissance et le développement du blé et de les comparer sous des conditions hydriques différentes (Tableau 2). Une analyse en composantes principales a été effectuée sur les deux matrices de 23 lignes (variétés) et 10 colonnes (variables), chacune pour vérifier la pertinence des variables, s'assurer d'une réponse identique des cultivars face au stress hydrique et généraliser les résultats obtenus à travers une seule variété de blé (Arnell, 2004).

**Tableau 2.** Liste des variables issues de la simulation

Nom de la variable	Signification
Mat. Sèche	Matière sèche au-dessus du sol en g/m <sup>2</sup>
Durée	Durée de la saison agricole en jours
Epi.m <sup>2</sup>	Nombre d'épis par mètre carré de surface de sol
Nbf	Nombre de feuilles par plante
Pdep	Poids de l'épi à la maturité en g/m <sup>2</sup>
Rdt	Rendement grain en g/m <sup>2</sup>
Pdgm	Poids du grain à la maturité en mg
Gai	Indice de surface verte en cm <sup>2</sup> /cm <sup>2</sup> de surface du sol
Nbgr	Nombre de grains par épi
Poidrac	Poids des racines en g/m <sup>2</sup>

## 2. Résultats et commentaires

La comparaison des variables résultant de la simulation montre que les principales phases phénologiques du blé sont affectées par la sécheresse, en témoignent les différences significatives observées (Tableau 3).

**Tableau 3.** Comparaison des moyennes à l'aide de la statistique t de Student.

Variable	t (calculé)	t (critique)	Signification du test
Mat. Sèche	26.214	2.015	Différence significative
Durée	13.52	2.015	Différence significative
EpiM2	0.0	2.015	Pas de différence
Nbf	1.177	2.015	Pas de différence
Pdep	47.13	2.015	Différence significative
Nbgr	22.61	2.015	Différence significative
Pdgm	-0.258	2.015	Pas de différence
Poidrac	6.41	2.015	Différence significative
Gai	11.57	2.015	Différence significative
Rdt	27.754	2.015	Différence significative

La sécheresse, suivie d'une élévation des températures, provoque un raccourcissement du cycle dont la durée passe de 225 jours à 207 jours en moyenne. De plus, les différences notables entre les poids moyens des épis résultent plutôt du nombre de grains par épi (Nbgr) que du poids moyen du grain à maturité (Pdgm). En période de floraison qui survient habituellement en mars, la sécheresse réduit surtout le nombre de grains ; tandis qu'une sécheresse plus tardive diminue le poids des grains : les températures élevées au stade laiteux bloquent le remplissage du grain, qui a presque atteint ses dimensions définitives, et qui va de ce fait présenter l'aspect classique d'un grain échaudé. Notons à cet effet qu'un seul jour de pluie a été observé en mars 1994 (Tableau 4).

**Tableau 4.** Totaux et nombres mensuels de jours de pluie durant les années agricoles 1990-1991 et 1993-1994

1990-1991 (arrosé)	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Total annuel
Jours pluie	12	6	12	13	13	16	13	6	8	2	3	5	109
Cumul (mm)	21.8	10.9	39.2	59.6	29.1	40.5	117.8	12.5	24.2	6.4	7.9	12.5	382.4
1993-1994 (sec)	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Total annuel
Jours pluie	5	6	12	7	10	8	1	9	5	0	2	2	67
Cumul (mm)	30.5	11.9	24.5	36.5	29.0	32.5	2.9	22.6	8.2	0.0	2.2	3.1	203.9

Examinons, à travers le cultivar « Mexipak », et pour un semis effectué le 1<sup>er</sup> octobre, dans quelle mesure les autres paramètres de développement sont affectés par la sécheresse.

### 2.1. Evaporation du sol et synthèse de matière sèche

Pour mieux comprendre les différences observées dans la synthèse de matière sèche au-dessus du sol, nous avons représenté, en figure 1, la distribution des pluies quotidiennes durant les deux années agricoles considérées. Des pluies quotidiennes suffisantes et uniformément réparties dans le temps ont favorisé, durant l'année 1990-91, l'élaboration d'une quantité de matière sèche de l'ordre de 963 g/m<sup>2</sup> (valeur moyenne de 958 g/m<sup>2</sup>). En effet, l'évapotranspiration élevée, qui traduit dans ce cas l'utilisation de l'eau dans la formation de matière sèche, provoque dans l'autre cas le flétrissement qui limite la transpiration de la plante. Cette contrainte physiologique a limité le poids de matière sèche à

environ 156 g/m<sup>2</sup>. En outre, l'ameublement du sol dû à une humidification permanente améliore la dynamique d'enracinement et par suite l'alimentation en minéraux de la plante.

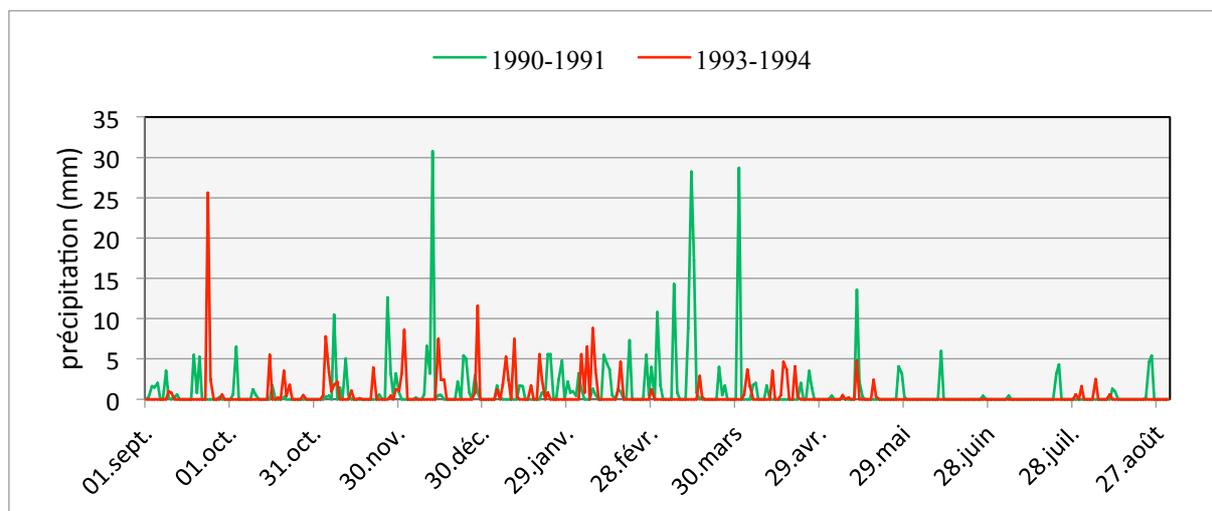


Figure 1. Distribution des pluies quotidiennes durant les deux années agricoles 1990-1991 et 1993-1994

## 2.2. Indice foliaire

L'indice de surface verte est nettement moins important pour l'année 1993-1994 que pour l'année 1990-1991. Ceci est dû aux faibles précipitations (203 mm) enregistrées durant la première année agricole, la température et le rayonnement solaire n'étant pas des facteurs limitant sous ces latitudes (Figure 2). Pour la même raison, la levée est plus précoce et induit un déphasage avance des autres stades phénologiques, comparativement au cycle simulé en année humide. La valeur maximale de l'indice de surface verte est de l'ordre de 0,75 cm<sup>2</sup> de surface foliaire par cm<sup>2</sup> de surface du sol. Une croissance rapide ne permet pas aux feuilles d'atteindre leur dimension optimale. La sénescence des feuilles, amorcée plus tôt, aura pour conséquence une réduction des réserves qui serviront à la formation de l'épi. En année humide, on observe un retard dans la levée. En revanche l'indice foliaire est relativement élevé, de l'ordre 3 cm<sup>2</sup> de surface foliaire par cm<sup>2</sup> de surface de sol et la vitesse de croissance moins élevée. Ceci est rendu possible par une précipitation annuelle appréciable. (Figure 2).

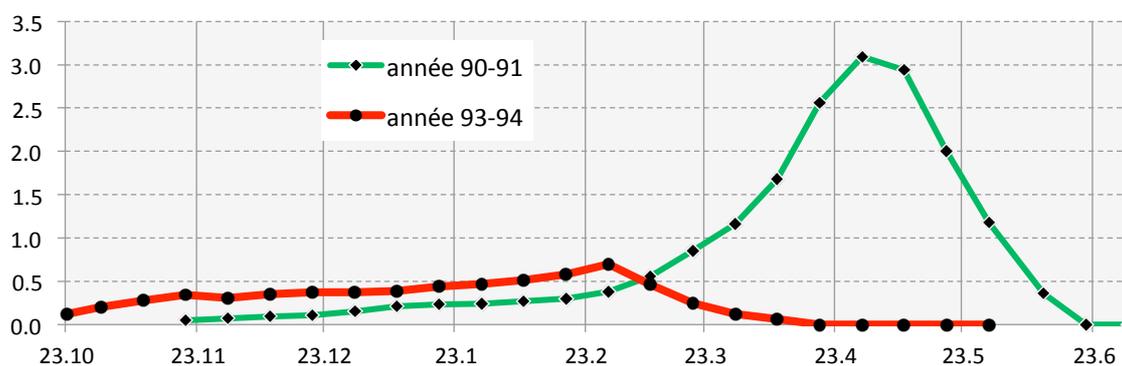


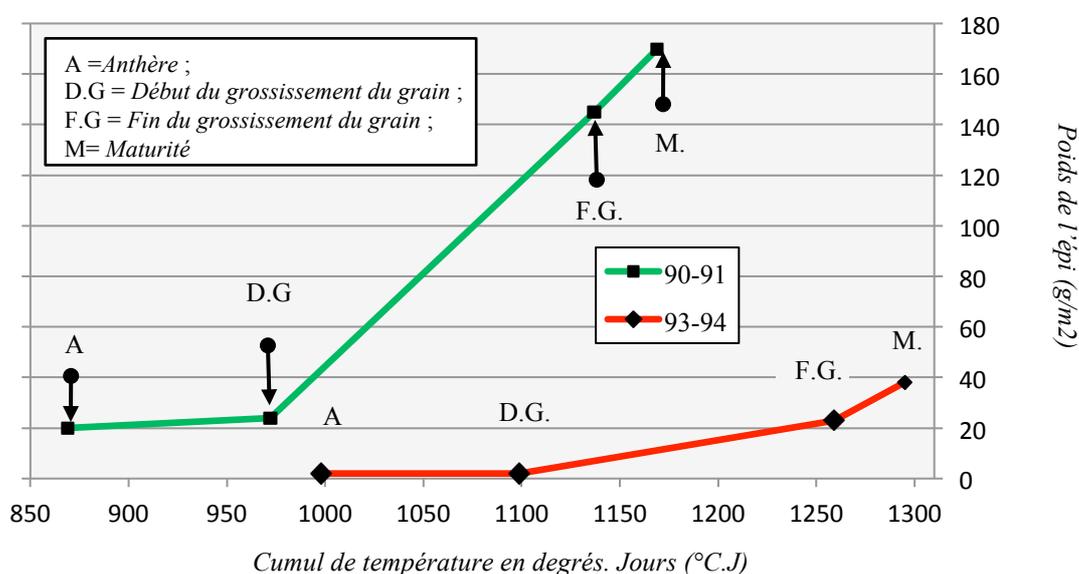
Figure 2. Evolution décadaire de l'indice foliaire en fonction du temps durant les deux années agricoles 1990-1991 et 1993-1994.

Cette biomasse importante intercepte une plus grande partie du rayonnement photo synthétiquement actif à l'origine des réserves qui contribueront au remplissage ultérieur de la graine.

### 2.3. Evolution du poids de l'épi

Le poids de l'épi dépend de la migration des réserves de matière sèche vers le grain et sera déterminant dans le rendement final. L'évolution du poids de l'épi à partir de l'anthère pour les deux années considérées est donnée par la figure 3 ci-dessous. Les points de repère utilisés correspondent aux stades de *début de grossissement du grain* (D.G.), de *fin de grossissement du grain* (F.G.) et de *maturité* (M.) ; la période de temps séparant les stades consécutifs est cotée en degrés-jours.

La comparaison s'effectuera notamment sur la phase début-fin de grossissement du grain équivalente à 165 degrés-jours pour apprécier la différence entre les poids de l'épi en conditions de températures identiques doublées de conditions hydriques différentes. Le poids de l'épi à partir de l'anthère pour l'année 1993-1994 est stabilisé à 1 g/m<sup>2</sup> entre l'anthère et le début du grossissement et atteint environ 25 g/m<sup>2</sup> au stade fin de grossissement du grain. Le poids de l'épi à la maturité est de 40 g/m<sup>2</sup>.



**Figure 3.** Evolution du poids de l'épi à partir de l'anthère pour les deux années 1990-1991 et 1993-1994.

En année humide, le poids moyen de l'épi passe de 20 g/m<sup>2</sup> au stade de grossissement à 146 g/m<sup>2</sup> au stade fin de grossissement pour atteindre 170 g/m<sup>2</sup> à la maturité. Ceci a été rendu possible par une précipitation appréciable recueillie durant la saison agricole et bien répartie dans le temps. La durée moyenne de remplissage des grains est de l'ordre de 20 à 30 jours.

### Conclusion

L'influence de la sécheresse s'exerce différemment sur chacun des principaux paramètres de développement, tels le nombre de feuilles, la biomasse, le poids de l'épi, etc. La comparaison de ces dits paramètres avec les mêmes paramètres obtenus en conditions optimales d'alimentation en eau nous a permis de mettre en évidence des différences significatives qui confirment l'impact de la sécheresse sur le cycle de développement du blé. Les températures élevées qui accompagnent cet aléa climatique provoquent un raccourcissement du cycle biologique du blé passant en moyenne de 224 jours à 202 jours. La sécheresse réduit de façon considérable l'élaboration de matière sèche. Elle affecte également le nombre de grains par épi et dans une moindre mesure le nombre d'épis par m<sup>2</sup>. En revanche, le nombre de feuilles restant inchangé apparaît comme une caractéristique variétale, indépendante des conditions climatiques dominantes.

Cependant, à nombre de feuilles égal, un indice foliaire réduit en période de sécheresse traduit le fait que les feuilles n'ont pu atteindre leurs dimensions optimales leur permettant ainsi de jouer pleinement leur rôle dans la « machine » photosynthétique. Notons enfin que les paramètres affectés par la sécheresse contribuent inmanquablement à une réduction de rendement à laquelle il est possible de pallier par des mesures d'adaptation adéquates.

Dans ce contexte, et dans le cadre des dispositifs de soutien à l'agriculture, la direction des services agricoles privilégie le recours à l'irrigation en procédant à l'installation d'équipements d'irrigation à pivot. Ce système permet d'étendre la surface emblavée et compenser le déficit de production.

A moyen terme, il convient d'ajuster le calendrier agricole du blé aux « épisodes favorables » du climat, en attendant la mise au point de variétés résistantes au changement climatique, permettant la pérennité de cette culture qui occupe une place importante en agriculture de subsistance pratiquée en Algérie.

## Bibliographie

- Abderrahmani B., Abbou M., Dobbi A., Hassini N., 2006. Evénements climatiques : caractérisation de la Sécheresse dans la Région d'Oran. *Actes du XIX<sup>ème</sup> colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, 6-9 septembre 2006 (pp. 37-42). Epernay, France.
- Army T. J., 1959. Precipitation yield relationships in dry land wheat production on medium and fine textured soils of the Southern High Plains. *Agron.J.*, **51**(12) 721-724.
- Arnell N. W., 2004. Climate change and global water resources: SRES emissions and socio-economic scenarios. *Global Environmental Change – Human and Policy Dimensions*, **14**, 31-52.
- Asana R. D., Saini A. D., Ray D., 1958. Studies in physiological analysis of yield. III: The rate of grain development in wheat in relation to photosynthetic surface and soil moisture. *Physiologia Pl.*, **11**, 655-665.
- Aspinall D., 1965. The effects of soil moisture stress on the growth of barley. II: Grain growth. *Aust. J. Agric. Res.*, **16**, 265-275.
- Bingham J., 1966. Variety response in wheat to water supply in the field, and male sterility caused by a period of drought in a glasshouse experiment. *Ann. appl. Biol.*, **57**, 365-377.
- Djellouli Y., 2007. Impacts des changements climatiques dans les zones arides au Maghreb, acte des journées internationales sur l'impact des changements climatiques sur les régions arides et semi-arides. Dans *Actes Colloque CRSTRA Biskra* (pp. 15-17).
- El Mourid M., Ketata H., Nefzaoui A., 2008. *Fostering Adoption of Durum Wheat Low-Cost Technologies for Increased Income and Improved Food Security in Less-Favored Areas of West Asia and North Africa. (IRDEN Project Final Report)*. ICARDA, Aleppo, Syria.
- Fischer R., Kohn G.D., 1966. The relationship of grain yield to vegetative growth and post-flowering leaf area in the wheat crop under conditions of limited soil water. *Aust. J. agric. Res.*, **17**, 281-295.
- Hassini N., Abderrahmani B., Dobbi A., 2011. Trends of Precipitation and Drought on the Algerian Littoral: Impact on the Water Reserves, *International Journal of Water Resources and Arid Environments*, **1**, 271-275.
- Joffe A., Small J. G. C., 1964. The effects of periods of water stress on the growth and tillering of wheat and oats under controlled conditions. *Phyton*, **21**, 69-76.
- Ritchie J. T., Otter S., 1984. *Description and performance of CERES-Wheat, a user oriented wheat yield model*. Temple, TX, USA: USDA-ARS-SR Grassland Soil and Water Research Laboratory.

## L'ENNEIGEMENT EXCEPTIONNEL DES ALPES JAPONAISES

AVILA F.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Docteur en géographie, fernand2\_avila@yahoo.fr

**Résumé** - L'exceptionnelle couverture neigeuse qui recouvre la partie NW des « Alpes Japonaises », attire de nombreux touristes. L'archipel nippon est situé à l'est de l'Eurasie, séparé de la Sibérie par la mer du Japon. En hiver les vents dominants proviennent de l'anticyclone thermique positionné en Sibérie orientale et soufflent vers la dépression des îles Aléoutiennes. L'air froid de Sibérie orientale s'écoule vers le Japon et parcourt une mer atténuée par une branche du courant chaud du Kouro-Shivo. Il aborde le versant NW des Alpes Japonaises, ce qui favorise la cyclogenèse sur la frange occidentale des îles nippones. Les chutes de neige sont nombreuses en hiver sur cette façade du Japon, l'épaisseur importante sur le littoral, devient considérable en altitude car l'ascendance orographique augmente l'intensité des chutes, le froid permettant l'accumulation des couches de neige.

**Mots-Clés** : Japon, Alpes, Sibérie, mer du Japon, enneigement.

**Abstract - Exceptional snow cover in Japanese Alps.** The exceptional snow depth that covers the NW part of the Japanese Alps is attracting many tourists. The Japanese archipelago is located east of Eurasia, but between Siberia and Japan there is a sea. In winter the prevailing winds are blowing from the powerful anticyclone positioned in Eastern Siberia to the Aleutian Islands. These winds fly over the Sea of Japan which is warmed up by a branch of current of Kuro-Shivo, creating powerful cyclogenesis on this side of the "Japanese Alps". Heavy snow falls in winter, depth are remarkable at low altitude, become considerable in mountains, cold temperature allows snow to last and to accumulated.

**Keywords:** Japan, Alps, Siberia, Sea of Japan, snow.

### Introduction

Le Japon, un archipel montagneux ayant une superficie de 372 000 km<sup>2</sup>, est situé à l'est du continent eurasiatique (Fig. 1). De Okinawa jusqu'à Hokkaido, la façade occidentale du Japon ne comporte que d'étroites plaines côtières dominées par des montagnes élevées : les *Alpes Japonaises*. Situées au centre ouest de Honshu, elles sont composées des massifs Hida, Kiso et Akaishi dépassant 3000m (monts Hotaka, 3190 m et Kita, 3193 m), points culminants du Japon après le Fuji-San (3778 m). La situation du Japon est comparable à celle du NE de l'Amérique du Nord, elle connaît en hiver des températures basses en dépit d'une latitude méridionale équivalente au sud de l'Espagne. Pourquoi fait-il aussi froid en hiver et pourquoi l'enneigement est-il encore si important en montagne à la fin du mois d'avril. Est-ce un phénomène fréquent ?

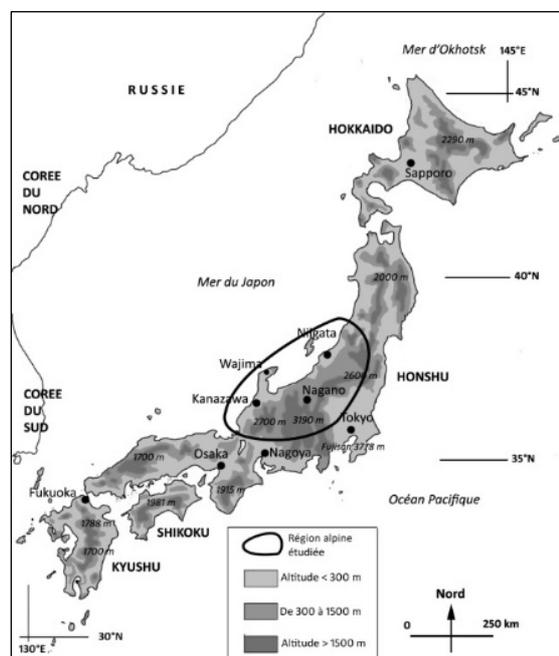


Figure 1. Relief du Japon et zone étudiée

### 1. Une façade maritime occidentale froide et neigeuse.

Si les vents d'ouest sont doux en Europe, c'est qu'ils ont parcouru un vaste océan réchauffé par le Gulf Stream. Les vents d'ouest sont froids en hiver en Amérique du Nord comme en Asie, parce qu'ils ont une origine et un trajet continental. En effet, les anticyclones thermiques localisés en Sibérie orientale et sur le continent nord-américain donnent naissance

à des vents froids qui se dirigent vers la dépression des îles aléoutiennes et le minimum d'Islande. La Sibérie orientale est très froide en hiver (-71° le 3 janvier 2002 à Verkhöiansk) comme le nord de l'Amérique du Nord. Ce froid intense est causé par la latitude très septentrionale de ces régions du globe, par la continentalité d'une région isolée par le relief de la Sibérie orientale, la banquise hivernale sur l'océan glacial arctique et l'éloignement considérable de l'Atlantique. La couverture neigeuse durable, bien que relativement mince (20 à 30 cm les 24 et 25 janvier 2016 (selon Weather online), jointe à l'intensité du froid liée à la longueur de la nuit polaire et à la très courte journée avec un soleil bas sur l'horizon. L'albédo de la neige réfléchit la plus grande partie du rayonnement vers l'espace. Le Japon est séparé de l'Asie par une mer, réservoir de vapeur d'eau et de chaleur grâce à son inertie thermique. La partie ouest de Honshu, face à la mer du Japon, reçoit de puissantes perturbations pluvio-neigeuses en hiver, ce qui lui vaut la dénomination de « Yukiguni » ou pays de la neige. La région la plus

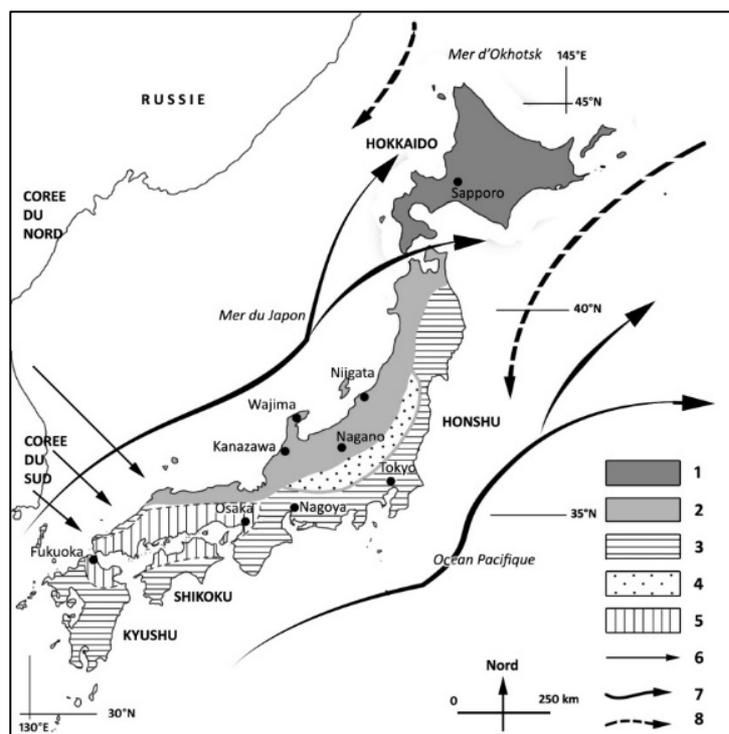


Figure 2. Climats hivernaux au Japon.

1. climat à hiver très froid. 2. Climat à hiver froid et neigeux. 3. Climat à hiver doux. 4. Climat d'abri peu arrosé. 5. Climat à hiver très doux. 6. Vents froids 7. Courant marin chaud (Kouro Shivo). 8. Courant marin froid (Oya Shivo).

neigeuse sur le littoral est située là où le continent asiatique est le plus éloigné du Japon, environ 900 km du littoral nippon entre Kazanawa et la Corée du nord. Hokkaido n'est qu'à 400 km de la Sibérie (Fig. 2). La latitude, 36°N, est semblable au Sud de l'Espagne.

neigeuse sur le littoral est située là où le continent asiatique est le plus éloigné du Japon, environ 900 km du littoral nippon entre Kazanawa et la Corée du nord. Hokkaido n'est qu'à 400 km de la Sibérie (Fig. 2). La latitude, 36°N, est semblable au Sud de l'Espagne.

## 2. Un climat original l'hiver

Le climat littoral est neigeux sans être très froid (Tab. 1).

Tableau 1. Honshu, hiver 2013-2014, littoral occidental, mer du Japon et littoral oriental, Océan Pacifique

Stations météo	Mois	Neige	Gelées	Pmm	Tn	Tx	Tnn
<b>Kanazawa</b>	déc. 2013	4	0	354	3,3°C	9,4°C	0,1°C
Lat. 36°41'N	jan. 2014	17	13	189	0,1°C	7,5°C	-2,3°C
Façade ouest	fév. 2014	18	16	183	0,5°C	6,8°C	-3,1°C
<b>Wajima</b>	déc. 2013	16	4	322	3,3°C	9,4°C	0,1°C
Lat. 37°24'N	Jan. 2014	30	18	198	-0,7°C	4,7°C	-2,7°C
Façade ouest	fév. 2014	24	18	183	-0,2°C	6,0°C	-4,0°C
<b>Niigata</b>	déc. 2013	14	1	285	2,3°C	8,2°C	-0,0°C
Lat. 37°54'N	Jan. 2014	21	20	139	-0,7°C	5,7°C	-4,2°C
Façade ouest	fév. 2014	21	21	169	-0,6°C	5,3°C	-4,4°C
<b>Tokyo</b>	déc. 2013	0	0	63,5	4,4°C	9,9°C	0,5°C
Lat. 35°40'	jan. 2014	1	2	31,3	2,1°C	10,6°C	-0,2°C
Façade est	fév. 2014	7	5	308	2,5°C	9,6°C	-0,8°C

Tn et Tx : moyenne des minima et des maxima mensuels. Tnn : minimum absolu de l'hiver. Neige : nombre de jours avec chutes de neige. Gelées : nombre de jours avec minima inférieurs à 0°C. Pmm : précipitations totales en eau (pluie et neige) mensuelles (mm). (Source « tutiempo.net »).



**Figure 3.** Neige en fusion à Yamagata (altitude 100m).



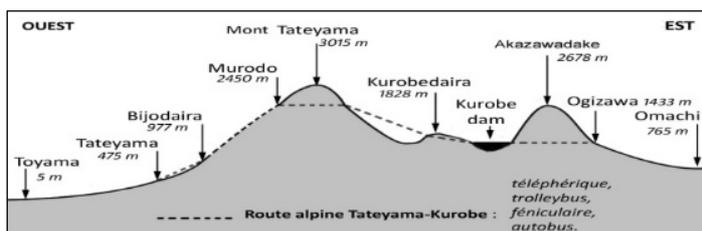
**Figure 4.** Versant oriental peu enneigé du mont Akazawa le 27/04/2014



**Figure 5.** Mont Tateyama (3015 m) versant W, couverture neigeuse très épaisse (27/04/2014)



**Figure 6.** Station de Murodo 2450 m (27/04/2014)



**Figure 7.** Trajet de la route alpine (d'après *Japan Guide.com*)

Lors des Jeux Olympiques d'hiver de février 1998 à Nagano, les chutes de neige fréquentes perturbèrent les compétitions. Les gelées, nombreuses, sont peu intenses sur le littoral entre 0°C et -4°C, exceptionnellement -5,0°C à cause de la couverture nuageuse quasi permanente et de l'inertie thermique de la mer du Japon, réchauffée par un courant marin chaud divisé en deux branches par l'archipel ; la branche principale longe la côte est (océan Pacifique) de Honshu et une branche secondaire appelée courant de *Tsushima*, situé dans la mer du Japon. Cette branche remonte le long du littoral ouest de la grande île nipponne. Le débit de ce courant varie en fonction des saisons, maximal entre mai et août, il est minimal en hiver. Le 25 janvier 2016 la mer a une température de 15°C à Fukuoka et atteint encore 10°C à 11°C à Kanazawa (source météo-blue.com), elle n'est plus que de 5°C à 6°C au large de Sapporo (Hokkaido). La neige, souvent lourde et gorgée d'eau à basse altitude, fond alors qu'en altitude elle est figée par le froid et s'accumule sur plusieurs mètres d'épaisseur (Fig. 3).

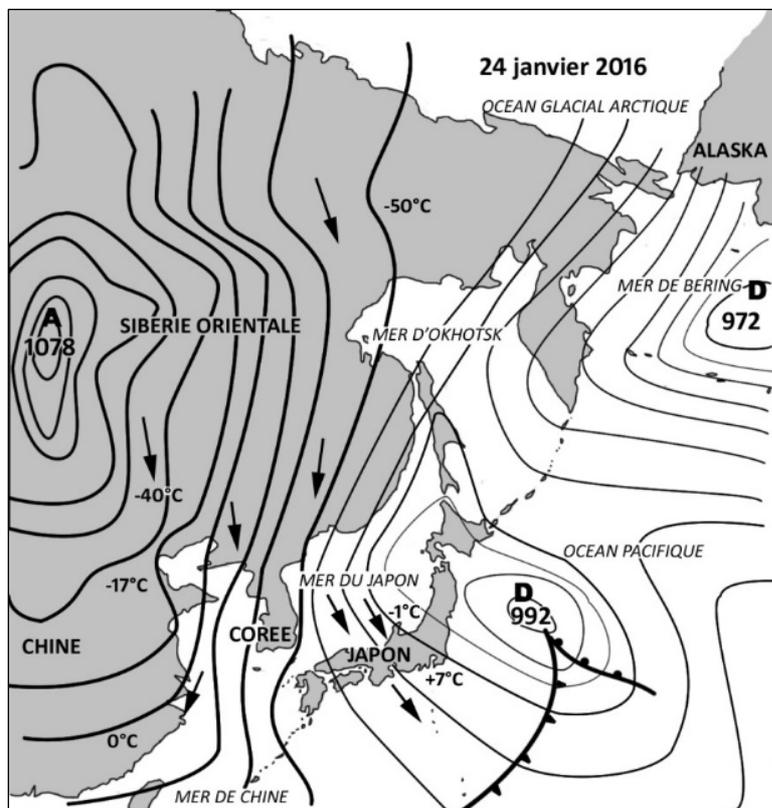
### 2.1 L'épaisseur de la couverture neigeuse peut atteindre 20 mètres.

La *Tateyama-Kurobe Route Alpine* (Fig. 7) est une route artificielle touristique de haute montagne ouverte en juin 1971. L'itinéraire traverse le nord des *Alpes Japonaises* qui constitue le *toit du Japon*. Le versant est du mont Akazawadake (Fig. 4) est peu enneigé car ce versant est situé sous le vent alors que le versant ouest est recouvert d'une couche très épaisse (Fig. 5), ce que confirme la photo de Murodo (Fig. 6).

Depuis la première ouverture de la route, les monts Tateyama sont l'une des régions du Japon les plus visitées avec un million de touristes par an qui vient admirer l'épaisseur remarquable de la couche de neige, de l'ordre de 10 à 20 m au-dessus de 2000 m d'altitude (Fig.s 5 et 6). La couche est telle que des bois de pins et sapins ont été complètement ensevelis. Ils émergent de leur gangue de neige, ayant perdu toutes leurs aiguilles. La couche atteint encore près de 2 m à la gare de Bijodaira, à 977m d'altitude, ce 27 avril 2014. Dans les jardins des villes côtières comme Kanazawa, les grands pins ont des supports pour soutenir leurs branches qui casseraient sous le poids de cette la neige très lourde.

### 3. Etude de cas : une situation météo favorable, le 24 janvier 2016

Les conditions météorologiques du mois de janvier 2016 nous fournissent opportunément, un exemple de ce qui se passe habituellement en hiver au Japon. Un vaste anticyclone est positionné sur l'est et le centre de l'Asie et un système dépressionnaire (992 hPa) est situé à l'est de l'archipel nippon et un autre sur les îles Aléoutiennes (972 hPa). Un flux de nord glacial souffle de Sibérie (Tab. 2) et déferle sur le N et de l'E de la Chine et génèrent une intense vague de froid sur l'Asie orientale. Des températures inférieures à -50°C sont observées en Sibérie orientale et à -40°C en Chine du nord, la température s'abaisse à -19°C à Séoul, et -17°C à Pékin. Il neige à Okinawa 26°N, pour la première fois depuis 70 ans (Japan Time, Météociel,) De la neige et des gelées ont pu être observées jusqu'à la frontière du Vietnam (au-dessus de 700m).



Figures 8. Pressions au sol le 24 janvier 2016

Le creusement d'une dépression sur le Japon génère une tempête de neige sur le sud et l'ouest de l'archipel (alerte le 23 janvier 2016 à 21h 06 locales). Sur la côte ouest, en 24 heures, la couche de neige atteint 60 à 70 cm, localement plus de 1 m sur ce versant du Japon ; parfois plus de 1,50 m avec un maximum de 2,19 m à l'intérieur des terres à proximité de Yamagata. La neige continue de tomber, en averses plus faibles les jours suivants, et, sur le littoral, elle fond grâce à des températures positives durant le jour. En altitude, il gèle fortement et la couche est constituée de poudreuse dont la qualité est vantée par les centres touristiques japonais.

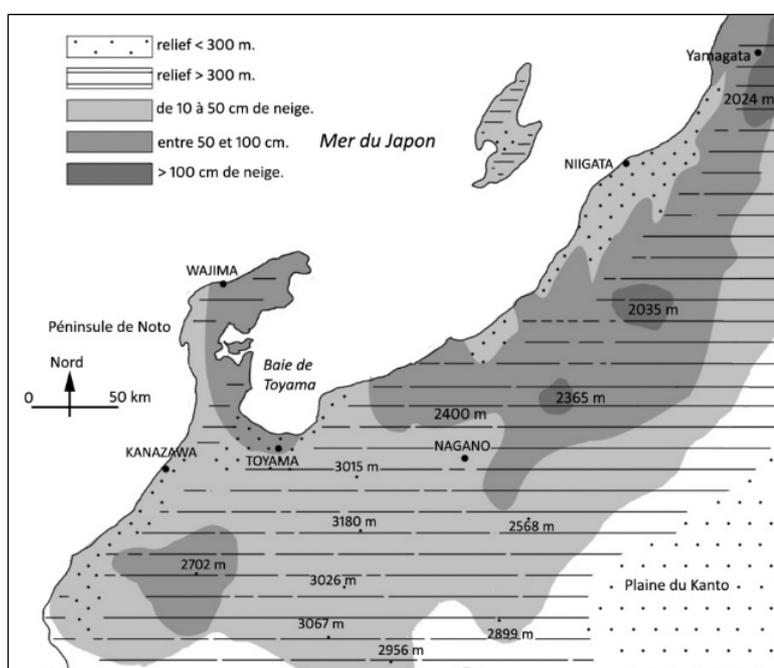


Figure 9. Épaisseur de la couche de neige tombée le 24 janvier 2016

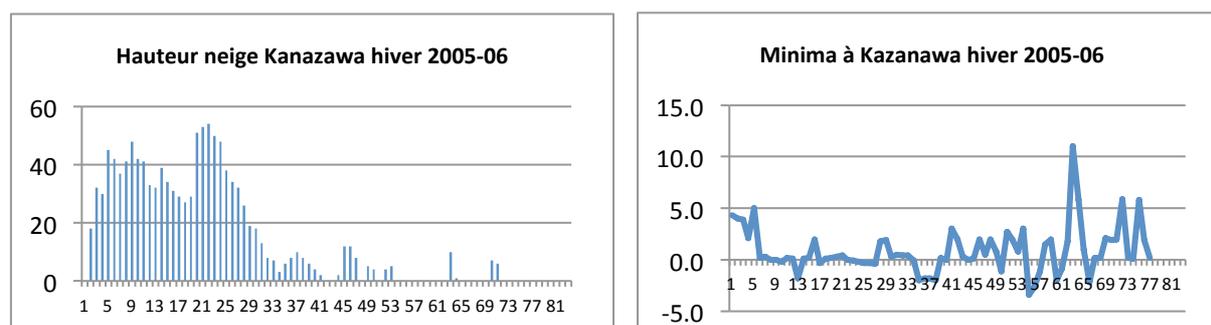
#### 4. Froid sibérien et neige au Japon

La côte Pacifique, par effet de foehn lorsque le vent est orienté à l'ouest, connaît un temps doux et assez sec en hiver, mais elle n'est pas à l'abri d'une chute de neige de temps en temps (6 cm le 18 janvier 2016 à Tokyo), neige vite fondue, car les températures sont généralement positives. L'île de Hokkaido, est froide en hiver ; plus septentrionale et plus proche du continent asiatique (400 km au niveau du 44° parallèle N), l'enneigement y est durable et très important.

**Tableau 2.** Froid en Sibérie et tempête de neige au Japon le 24/01/2016 (*Weather online*). Les trois premières stations sont en Sibérie orientale (Russie), les quatre autres sont au Japon (ouest de Honshu)

Stations	latitude	mini. 23 ja.	mini. 24 ja.	mini. 25 ja.	temps le 24	Neige/sol
Oymyakom	63°15'N	-50,6°C	-50,2°C	-48,4°C	nuageux	20 cm
Delyanskirsky	63°30'N	-52,4°C	-52,9°C	-50,3°C	clair	30 cm
Ust-Nera	64° 33'N	-50,4°C	-54,1°C	-45,9°	clair	30 cm
Wajima	37°24'N	-0,2°C	-1,8°C	-1,8°C	neige	61 cm
Kanazawa	36 41'N	-0,1°C	0,1°C	-3,8°C	neige	21 cm
Nagano 419m	36°40'N	-5,4°C	-3,6°C	-7,4°C	neige	13 cm
Niigata	37°54'N	-0,1°C	-0,6°C	-2,6°C	neige	36 cm

Sur la façade ouest de Honshu, au niveau du littoral, les chutes de neige sont répétées de la mi-décembre à la mi-mars, voir début avril, alternant avec des averses de pluie. La neige donc tombe en grande quantité, lourde et humide, puis fond et se renouvelle jusqu'au printemps.



**Figures 10 a et 10 b.** Un hiver neigeux à Kanazawa : 1<sup>er</sup>/12/ 2005 – 28/02/2006 (*Weather online*)

**Tableau 3.** Epaisseurs maximales mensuelles et annuelles de neige (1953 à 2015) à Kanazawa (*tutiempo.net*)

	Déc. 1985	Jan. 1986	Fév. 1968	Mars 1970	1986
<b>Epaisseur cumulée</b>	1,57 m	3,47 m	2,79 m	0,93 m	6,88 m
<b>Couche &gt; 1 m</b>	6 années	31 années	19 années	aucune	56 années

En altitude, les températures sont négatives, la neige forme un mur de neige que les touristes découvrent avec l'ouverture de la route alpine Tateyama-Kurobe. Les perturbations se bloquent contre ces hautes montagnes et le littoral ouest du Japon reçoit de copieuses précipitations de novembre à mars : plus de 600 mm de précipitation sur la côte. La couche de neige lourde et humide fond car il fait souvent plus de 0°C et se renouvelle car les chutes de neige sont fréquentes. La couche est importante en 2005-06 (30 à 56 cm, fig.10 a, car les minima étant souvent inférieurs à 0°C, fig. 10 b), surtout du 10 décembre 2005 à la fin février 2006. Cependant certains hivers ne reçoivent que peu de neige sur la côte (douceur des températures, beaucoup de pluie) mais elle tombe en abondance en altitude ! Entre 2002 et 2015, pendant 8 hivers consécutifs, la couche au sol n'a pas dépassé 25 cm d'épaisseur et même 10 cm en 2008. Mais durant cinq hivers par contre la couche maximale dépasse 50 cm. L'hiver 2005-2006 est très neigeux avec 66 jours avec chutes de neige ; du 10 au 30 décembre 2005, il a neigé tous les jours et la couche de neige varie entre 40 et 55 cm d'épaisseur (*Japan Meteorological Agency* et *Japan Times*).

## Conclusion

Le climat du Japon est conditionné en hiver par la circulation des masses d'air d'origine sibérienne, qui se chargent de vapeur d'eau sur la mer du Japon et déversent beaucoup de précipitations neigeuses de décembre à mars sur la façade NW *au vent* ; l'ampleur des précipitations est renforcée par l'ascendance orographique. Par contre ces vents sont catabatiques *sur le versant sous le vent*. La façade occidentale de la mer du Japon, froide et enneigée en hiver, c'est le *Japon de l'Envers*. La façade orientale sur le Pacifique, très peuplée a un climat hivernal doux, c'est le *Japon de l'Endroit*.

Cependant, ce n'est pas un cas isolé. D'autres chaînes de montagnes se trouvent dans des situations similaires. Abordées par de puissants flux maritimes, elles reçoivent aussi beaucoup de neige.

**Tableau 4.** L'épaisseur cumulée moyenne maximale de la neige (Séchet G, 2008)

Mont Rainier 4392 m USA	Thompson Pass 855 m Alaska, USA	Takada Japon 18 m, 37° N	Fanreken Norvège littoral	Station des cèdres (Liban) 2000 m	L'ouest des Pyrénées (versant nord, fév. 2013)
17 m	13,8 m	6,6 m	10 m	6 à 10 m	4 à 6 m

Les Alpes Scandinaves, les Andes au Chili, les Rocheuses en Amérique du Nord sont des exemples similaires. La chaîne des Pyrénées par flux de nord-ouest était recouverte par 4 à 6 m de neige vers 1800 m d'altitude en février 2013 selon le journal « Sud-Ouest ». Cependant, le Japon est un cas original avec un mur de neige pouvant atteindre 20 m d'épaisseur, couches tassées au-dessus de 2000 m d'altitude.

Le changement climatique global en cours rendra, sans doute, la pluie prépondérante sur le littoral et à basse altitude (GIEC, 2013), mais le mur de neige à haute altitude, ne sera probablement pas remis en cause, étant donné le niveau actuel de la température au-dessus de 2000 m.

## Bibliographie

GIEC, 2013. *Changements climatiques en 2013, les éléments scientifiques. Résumé à l'intention des décideurs, résumé technique et foire aux questions*. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press, 204 p.

Japan-Guide.com, 2016. Disponible sur : <http://www.japan-guide.com/>

Japan Meteorological Agency, 2016. Disponible sur : <http://www.jma.go.jp/jma/indexe.html>

JapanTimes, janvier 2016.

Matsumoto city Hall, 2012. *Japan Alps tourism federation*. Ote Office, 16p.

Meteoblue, 2016. *Prévisions maritimes*. Disponible sur : [www.meteoblue.com](http://www.meteoblue.com)

Séchet, G., 2016. *Intense vague de froid en Chine* [en ligne]. Disponible sur : <http://www.meteo-paris.com/actualites/intense-vague-de-froid-en-chine-24-janvier-2016.html>

MeteoThai, 25 janvier 2016. *Vague de froid historique sur l'Est de l'Asie (janvier 2016)* [forum]. Disponible sur : <http://forums.infoclimat.fr/topic/87451-vague-de-froid-historique-sur-lest-de-lasie-janvier-2016/> (consulté en janvier 2016)

Séchet, G., 2008. *Y a plus de saison !*. Aubanel, 217 p.

The Weather Channel, 2016. Disponible sur : <https://weather.com/en-GB>

Tutiempo Newtwork, 2016. Disponible sur : [www.tutiempo.net](http://www.tutiempo.net)

University of Wyoming, s.d. *Atmospheric Soundings* [Site web]. Disponible sur : <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>

Photographies de l'auteur et de Yannick (1980-2015).

## LES JESSOUR DANS LE SUD-EST TUNISIEN : UN SYSTEME HYDRO-AGRICOLE ANCESTRAL DANS UN MILIEU ARIDE

BEN FRAJ T.<sup>1</sup>, ABDERRAHMEN A.<sup>2</sup>, BEN OUEZDOU H.<sup>1</sup>, REYNARD E.<sup>3</sup>,  
MILANO M.<sup>3</sup>, CALIANNI M.<sup>3</sup>, FALLOT J.-M.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Faculté de Lettres et des Sciences Humaines de Sousse, Université de Sousse ; Laboratoire CGMED, Université de Tunis, tarekbfraj@yahoo.fr, hbenouezdou@gmail.com

<sup>2</sup>Faculté de Lettres et des Sciences Humaines de Sousse, Université de Sousse ; U.R. « GREVACHOT », Université de Tunis, abdelkhalekabderrahmen@yahoo.fr

<sup>3</sup>Institut de géographie et durabilité, Université de Lausanne, emmanuel.reynard@unil.ch, marianne.milano@unil.ch, martin.calianno@unil.ch, jean-michel.fallot@unil.ch

**Résumé** – Malgré un bilan hydrique largement déficitaire dans le Sud-Est tunisien à climat aride, l'Homme a pu pratiquer l'agriculture en développant la technique des Jessour. Cette technique est confrontée aujourd'hui au risque d'abandon suite aux changements socio-économiques qu'a connus cette région au cours des cinq dernières décennies. Cet article fait le point de l'intérêt hydro-agricole des Jessour et présente les grandes lignes d'une recherche visant à évaluer le bilan hydrique de parcelles utilisant cette technique. Le but est de participer à la conservation de ce savoir-faire ancestral et d'optimiser son utilisation.

**Mots-clés** : Sud-Est Tunisien, aridité, Jessour, système hydro-agricole, arboriculture.

**Abstract** – *The Jessour in Southeast Tunisia: an ancestral hydro-agricultural system in arid environment.* Despite a substantial deficit in the water budget in Southeast Tunisia, which is characterized by arid climate conditions, man was able to practice agriculture by developing the technique of Jessour. This one faces nowadays the risk of abandonment following the socio-economic changes experienced by the region over the last five decades. This paper addresses the hydro-agricultural interest of Jessour and presents the main objectives of a research aiming at measuring the hydrological budget of crops using this technique. The final objective is to participate to the conservation of this ancestral knowledge and to optimize its use.

**Keywords**: Southeast Tunisia, aridity, Jessour, hydro-agricultural system, arboriculture.

### Introduction

Le Sud-Est tunisien est composé du plateau de Dahar-Matmata culminant à 713 m et des plaines de Jeffara-Ouara situées à une altitude moyenne de 150 m. Les deux ensembles sont séparés par un ou plusieurs talus qui correspondent sur le plan géomorphologique à un ou plusieurs fronts de cuesta simple, double ou triple (Fig. 1). Cette région présente un climat aride connaissant un bilan hydrique largement déficitaire. La technique ingénieuse des Jessour, inventée il y a plusieurs siècles, a permis d'améliorer le bilan hydrique en vue de rendre la pratique de l'agriculture possible aussi bien sur le plateau que dans la plaine. Cette technique a suscité l'intérêt de plusieurs chercheurs (Bonvallet, 1979 ; Ouezdou et Troussat, 2009). Leurs travaux ont démontré les valeurs agronomiques et hydrologiques de ces ouvrages ainsi que leur intérêt pour l'atténuation de l'érosion hydrique et le développement des stratégies de lutte contre les inondations.

Suite aux changements socio-économiques qui ont touché la région au cours des cinq dernières décennies, notamment la migration et la déprise agricole, ce patrimoine hydraulique présente un risque important d'abandon. Cette recherche donne un aperçu du climat du Sud-Est tunisien, fait le point de l'intérêt hydro-agricole des Jessour et présente les grandes lignes d'une recherche visant à évaluer le bilan hydrique de parcelles.

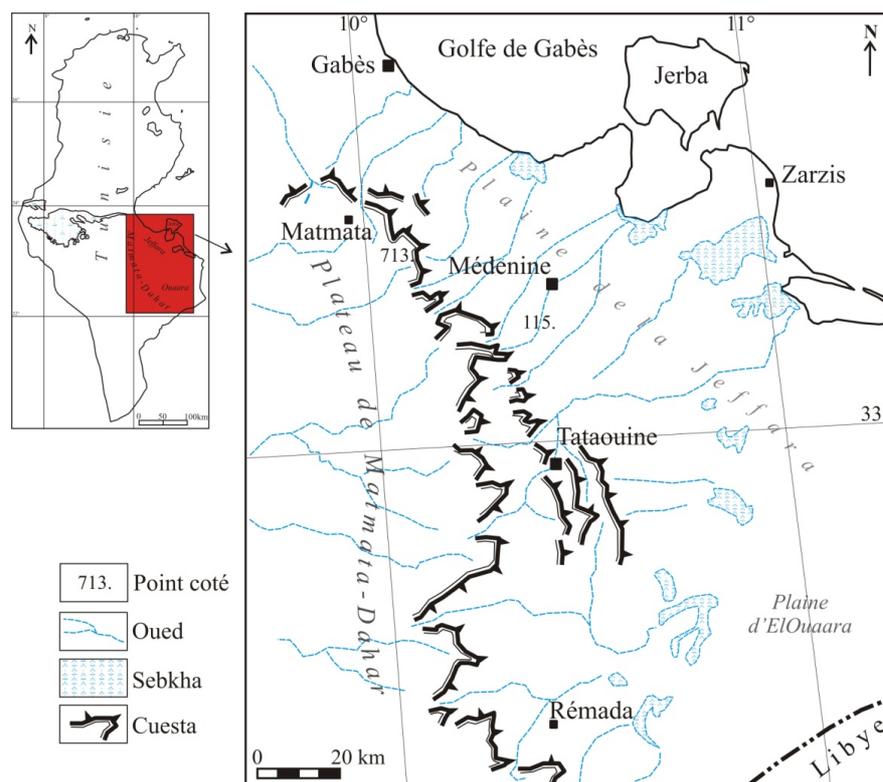


Figure 1. Localisation de la zone d'étude (Source: Ben Ouezdou et Troussset, 2009, modifiée).

## 1. Aperçu climatique

Le Sud-Est tunisien constitue un domaine de transition entre la Tunisie centrale semi-aride et le Sud saharien désertique. De ce fait, il est soumis à l'influence de deux centres d'action totalement différents, le Sahara au Sud-Ouest, se distinguant par un climat subtropical chaud et sec, et le golfe de Gabès au Nord, sous l'influence d'un climat méditerranéen relativement tempéré.

Les données fournies par les services de l'Institut National de la Météorologie pour la période 1961-1990 (dernière période considérée comme référence par l'OMM) permettent de préciser les caractéristiques climatiques de cette région. Les éléments climatiques analysés sont, en premier lieu, les précipitations et les températures qui sont les deux facteurs principaux agissant sur le développement et la croissance des plantes influençant également l'évaporation. En deuxième lieu, l'évaluation de l'évapotranspiration potentielle (ETP) permet de déterminer le bilan hydrique climatique. Le tableau 1 récapitule les caractères climatiques essentiels de l'espace étudié.

Tableau 1. Caractéristiques principales du climat du Sud-Est tunisien.

Stations	Température en °C (période 1961-1990)			Précipitations en mm (période 1961-1990)		ETP en mm (Formule de Penman)	Bilan hydrique climatique (P – ETP)
	Moyenne annuelle	Moy. max. d'août	Moy. min. de janvier	Moyenne annuelle	Nb. moy. de jours de pluie		
Gabès	19.5	31.9	7.5	211.9	42	1401	-1189
Médenine	20.4	36.1	7.3	183.4	37	1504	-1321
Rémada	20.5	37.2	6.6	91.6	28	-	-

### 1.1. Des précipitations faibles et très variables

La moyenne annuelle des précipitations (Tabl. 1) dans l'ensemble des territoires de Sud-Est est inférieure à 200 mm. Seule une partie des monts de Matmata et une étroite bande côtière, reliant Gabès à Zarzis, reçoivent une quantité de pluie d'environ 220 mm.

La répartition spatiale des pluies moyennes semble largement influencée par les effets de l'exposition, de la continentalité et de la latitude. A cause de la large ouverture du golfe de Gabès, les flux d'Est déterminent l'essentiel de la pluie annuelle (66 % à Gabès et 81 % à Médenine) (Henia, 2008). Le régime pluviométrique montre un maximum observé pendant la saison froide (automne-hiver) dans la majorité des stations (Fig. 2). La part relative des pluies printanières dans le total annuel croît avec la continentalité, tandis que les mois d'été sont presque exempts de pluie.

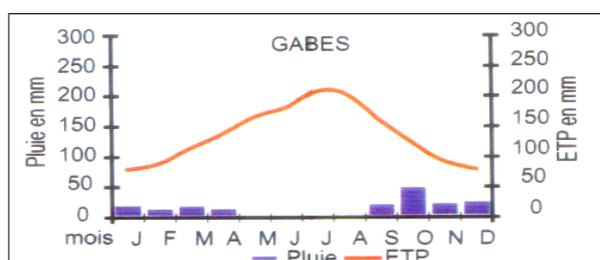


Figure 2. Exemple d'un bilan hydrique climatique déficitaire : station de Gabès. Source : Henia, 2008.

Les précipitations se caractérisent également par une forte variabilité interannuelle. Le coefficient de variation de la pluviométrie annuelle dépasse partout 50 % et le rapport entre la pluviométrie maximale absolue et la pluviométrie minimale absolue est de l'ordre de 14 à Gabès, 15 à Médenine et dépasse 20 à Zarzis et Jerba (Ferchichi, 1996 ; Henia, 2008). De plus, les pluies tombent le plus souvent en un nombre très réduit de jours, généralement entre 30 et 40 jours par an. Par conséquent, de longues périodes sèches (dépassant souvent 20 jours successifs sans pluie) s'intercalent au sein de la saison pluvieuse et soumettent les cultures à un important stress hydrique. Cependant, bien qu'il pleuve rarement dans cette région, les pluies apportent parfois des quantités considérables d'eau en un court laps de temps. La fréquence annuelle de jours de pluies torrentielles (supérieures ou égales à 30 mm/j) est de l'ordre de 3 %. Les maxima absolus journaliers d'une occurrence moyenne de 20 ans dépassent 100 mm/j (Abderrahmen, 2009). Ces événements exceptionnels sont généralement à l'origine de processus de ruissellement important provoquant des inondations et une érosion hydrique intense sur les versants.

### 1.2. Des températures élevées renforçant le pouvoir évaporant

Du point de vue thermique, les moyennes annuelles sont élevées (Tabl. 1). Elles se situent autour de 20°C sur le littoral et croissent régulièrement vers le Sud et l'Ouest en fonction de la latitude et de la continentalité. Les étés sont très chauds et de durée variable. La moyenne des maxima du mois le plus chaud (août) est supérieure à 31°C sur le littoral alors qu'elle avoisine les 36°C vers l'intérieur. Les maxima absolus sont nettement plus élevés, surtout en raison du sirocco (*Chéhili*), vent sec et chaud des secteurs sud et sud-ouest et qui peut faire varier la température entre 40 et 50°C à l'ombre et réduire l'humidité à moins de 10 % (Henia, 1993). La température hivernale est généralement douce et varie en moyenne entre 12 et 15°C. La moyenne des minima du mois le plus froid (janvier) reste faible, souvent supérieure à 7°C. En dépit d'une diminution notable des températures hivernales par rapport à l'été, l'évaporation reste active pendant l'hiver, surtout en raison des vents dominants de direction sud à ouest, d'origine continentale, entraînant un dessèchement de la terre nuisant à la végétation.

### 1.3. Un bilan hydrique climatique déficitaire

Les valeurs moyennes de l'évapotranspiration potentielle sont partout très élevées. Suivant la formule de Penman, les moyennes de l'ETP oscillent entre 1400 et 1700 mm/an, soit en moyenne 4 à 5 mm/jour. Elles augmentent généralement du Nord au Sud et de la côte vers l'intérieur. La saison estivale, presque dépourvue de pluie, enregistre le maximum de l'ETP, avec un maximum en juillet. Pendant l'hiver, les valeurs de l'ETP s'atténuent sensiblement, surtout en décembre et/ou janvier, mais elles restent relativement élevées, entre 2 à 3 mm/j en moyenne (Henia, 1993 et 2008).

Les faibles précipitations, les températures élevées et l'ETP très forte déterminent un bilan climatique largement déficitaire (Tabl. 1 ; Fig. 2). A l'échelle annuelle, ce déficit s'élève à plus de 1200 mm dans la quasi-totalité de la région d'étude (légèrement inférieur à cette valeur à Gabès et à Matmata) étant donné que la pluie ne couvre que moins de 15 % de l'ETP. Il est à signaler que dans cette région, aucun mois humide n'est enregistré dans 35 à 45 % des années. Toutefois, pendant les années exceptionnellement pluvieuses, le nombre de mois humides et semi-humides peut être de 3 à 5 mois successifs (Henia, 1993).

## 2. Les Jessour et leur intérêt hydro-agricole et patrimonial

Dans ce contexte climatique contraignant pour l'agriculture basée sur les eaux pluviales, l'Homme a élaboré, depuis des siècles, la technique des Jessour pour pallier ce bilan hydrique climatique largement déficitaire. Cette technique a permis de pratiquer l'arboriculture, notamment l'oléiculture, bien au delà de ses limites écologiques.

### 2.1. Une technique ingénieuse

Les Jessour (pluriel de *Jesr*) sont des ouvrages hydro-agricoles (petite hydraulique) caractéristiques du Sud-Est tunisien. Cette technique consiste à élaborer un ou plusieurs barrages à travers les talwegs des oueds et des ravins, ce qui permet de retenir une quantité d'alluvions susceptibles d'être cultivées et de retenir une partie des eaux de ruissellement. Le bilan hydrique des « parcelles agricoles » formées par le piégeage de ces alluvions se trouve bien amélioré, ce qui permet de pratiquer une activité agricole basée sur les eaux de ruissellement dans ce domaine aride. Le matériel fin retenu par ces petits barrages provient dans sa majeure partie de limons éoliens à concrétions calcaires déposés au cours des différentes périodes du Quaternaire sur le plateau de Matmata-Dahar et dans la plaine de la Jeffara (Ben Fraj, 2012).

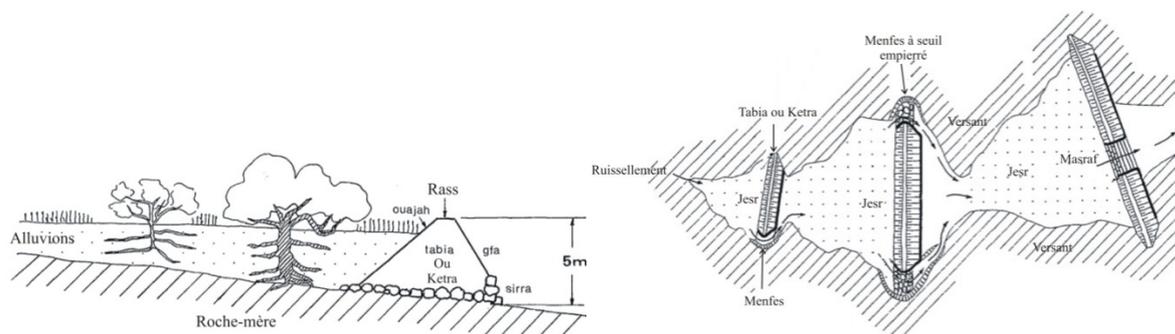


Figure 3. Jesr en coupe et succession de Jessour en plan (d'après Bonvallot, 1979, modifié).

Le Jesr (singulier de Jessour) (Fig. 3) est composé d'une petite digue (*Tabia* ou *Ketra*) construite le plus souvent en terre et consolidée par des blocs de pierre à la base (*sirra*). Ses dimensions peuvent atteindre quelques dizaines de mètres de long et 4 à 5 mètres de hauteur et de largeur. La forme est celle d'un trapèze avec un sommet plat (*Rass*), séparant un mini-

talus amont retenant les alluvions et les eaux, appelé *Oujah* (front), et un talus aval, appelé *Gfa* (revers). Les tabias sont dotées d'un déversoir latéral, appelé *Menfes*, ou central, appelé *Masraf*, souvent consolidés par des pierres. Ces déversoirs permettent d'évacuer le surplus d'eau et d'alluvions vers le Jesr suivant, ce qui évite la destruction des barrages qui pourrait être induite par le dépassement de la capacité de rétention de la tabia.

## **2.2. Les Jessour, un patrimoine en danger**

L'intérêt porté aux Jessour remonte au travail d'Abi El Abbes Naffoussi au XII<sup>e</sup> siècle (Ben Ouezdou et *al.*, 1999). En 1979, Bonvalot passe en revue les principaux travaux qui se sont intéressés aux Jessour entre 1912 et 1975. Par la suite, les recherches sur les Jessour se sont multipliées (par ex. El Amami, 1984 ; Bonvalot, 1986 ; Alaya *etal.* 1993 ; Chahbani, 1990 ; Snane et Mechergui, 1996 ; Ben Ouezdou, 2000 ; Moussa, 2007 ; Ouessar, 2007 ; Ben Ouezdou et Troussset, 2009 ; Abdelli et *al.*, 2012 et 2014). Ils ont permis de reconnaître les différentes valeurs de ces ouvrages.

Outre leur valeur agronomique, ces ouvrages jouent un rôle important dans la limitation du ruissellement et la réduction des effets de l'érosion hydrique lors des pluies torrentielles. Ils contribuent ainsi à protéger l'ensemble des zones aménagées des inondations tout en favorisant l'infiltration et la recharge des nappes. Ce patrimoine hydraulique est actuellement soumis à différents risques liés autant aux changements climatiques que socio-économiques. Au cours des dernières décennies, la région du Sud-Est tunisien a connu une déprise agricole importante suite à l'exode de la population vers les villes ou vers l'étranger, ce qui a réduit les possibilités d'entretien des ouvrages. En effet, les Jessour nécessitent chaque année un entretien de leurs composantes suite aux crues qui peuvent endommager les déversoirs et détruire partiellement les tabias qui doivent également être rehaussées au rythme de l'alluvionnement.

## **3. Le projet Jessour**

Ce projet de recherche s'intègre dans le cadre d'une collaboration entre l'Université de Lausanne et celle de Tunis, suite à la signature en décembre 2015 d'une convention entre les rectorats des deux universités. Il est composé de deux volets : un volet patrimonial et morphométrique et un volet hydrologique.

La première partie du projet s'intéresse au volet patrimonial, visant à établir un état des lieux de ces ouvrages (inventaire et typologie). Il s'agit d'une étude morphométrique des Jessour et d'une classification en fonction de plusieurs paramètres : la superficie de l'impluvium, celle du Jesr, la hauteur et la largeur des tabias, l'emplacement des déversoirs, les intensités des pluies et des crues. Cette étude permettra d'établir une typologie de ces ouvrages et de passer de l'empirisme à la création d'un modèle de dimensionnement et de localisation des Jessour. La deuxième partie concerne le volet hydrologique, visant à quantifier le bilan hydrique de ces ouvrages à l'échelle de la parcelle. Il s'agit d'installer une station météorologique (enregistrant la pluviométrie, la température et l'humidité de l'air, ainsi que le rayonnement solaire) et une série de capteurs d'humidité du sol à différentes profondeurs. Ces mesures seront menées sur deux sites situés dans deux contextes géomorphologiques différents : un site dans un oued pentu à caractère torrentiel et un autre dans un oued à pente plus faible. Le but est d'établir les rapports entre les quantités de pluie tombées et l'humidité du sol au niveau de parcelles aménagées et non aménagées en Jessour pour quantifier l'apport et l'efficacité de ces ouvrages en terme de retenue d'eau et d'augmentation de l'humidité du sol en fonction de sa structure et de sa texture. La région concernée est celle de Matmata. Les mesures débiteront en automne 2016 et dureront au moins jusqu'à l'automne 2018.

## Conclusion

Les Jessour illustrent un mode de vie en symbiose avec la nature. Cette technique empirique ancestrale, qui a permis de maintenir un équilibre fragile entre l'homme et son milieu naturel, se trouve aujourd'hui menacée en raison de la déprise agricole et des changements socio-économiques profonds touchant la région du Sud-Est au cours des cinq dernières décennies. Le savoir-faire empirique concernant ces aménagements risque de se perdre suite à ces changements. Le projet Jessour a pour but de créer un modèle permettant de faire perdurer la construction de ces ouvrages en passant de l'empirisme à la modélisation.

## Bibliographie

- Abdelli F., Ouessar M., Khatteli H., 2012. Méthodologie d'identification des ouvrages existants et des sites potentiels pour les Jessour. *Revue des sciences de l'eau / Journal of Water Science*, **25**, 237-254.
- Abdelli F., Ouessar M., Bruggeman A., Khatteli H., Ghoudi R., Guied M., 2014. Mise en place d'un modèle agro-environnemental SWAT sur le bassin versant d'Oued Jir (sud-est tunisien). *Revue des Régions Arides*, **33**, 109-113.
- Abderrahmen A., 2009. *Les intensités des pluies dans la Tunisie orientale* (Thèse de doctorat). Faculté des Sciences Humaines et Sociales de Tunis, Tunisie, 310 p.
- Alaya K., Iertmann V., Waibel T., 1993. *Les Tabias*. Deutsche Gesellschaft für Technische Zusammenarbeit, (GTZ), 129 p.
- Ben Fraj T., 2012. *La Jeffara septentrionale : étude de l'évolution géomorphologique au cours du Quaternaire* (Thèse de doctorat). Faculté des Sciences Humaines et Sociales de Tunis, Tunisie, 333 p.
- Ben Ouezdou H., Mamou A., Hassen M., 1999. *Code des eaux et aménagement hydraulique au sud de l'Ifriqya au Moyen Age* [en arabe]. Tunis, CPU, 267 p.
- Ben Ouezdou H., 2000. Les aménagements de petite hydraulique dans le Sud Tunisien, un savoir-faire traditionnel au service du développement durable. *Séminaire international (Hammamet-Tunis)*, 45-54.
- Ben Ouezdou H., Troussset P., 2009. Aménagements hydrauliques dans le Sud-est tunisien. Dans *Actes du colloque « Contrôle et distribution de l'eau dans le Maghreb antique et médiéval »*, Collection de l'École Française de Rome, 19 p.
- Bonvallet J., 1979. Comportement des ouvrages de petite hydraulique dans la région de Médenine (Tunisie du Sud) au cours des pluies exceptionnelles de mars 1979. *Cah. ORSTOM, Sci. Hum.*, **16**, 233-249.
- Bonvallet J., 1986. Tabias et jessour du Sud tunisien: Agriculture dans les zones marginales et parade à l'érosion. *Cah. ORSTOM, Ser. Pedol.*, **22**, 163-171.
- Chahbani B., 1990. Contribution à l'étude de la destruction des Jessour dans le sud tunisien. *Revue des Régions Arides*, **1**, 137-172.
- El Amami S., 1984. *Les aménagements hydrauliques traditionnels en Tunisie*. Centre de Recherche en Génie Rural (CRGR), Tunis, 69 p.
- Ferchichi A., 1996. Etude climatique en Tunisie présaharienne. *New Medit.*, **7**, 46-53.
- Henia L., 1993. *Climat et bilans de l'eau en Tunisie, Essai de régionalisation climatique par les bilans hydriques*. Publication de l'Université de Tunis I, Tunisie, 391 p.
- Henia L. (dir), 2008. *Atlas de l'eau en Tunisie*. Publication de l'Université de Tunis, Tunisie, 186 p.
- Moussa M., 2007. *Gestion des ressources naturelles en milieu aride tunisien : contribution à l'étude de la dynamique du milieu dans le bassin versant de l'oued Ségui-Mareth (sud Tunisien)* (Thèse de doctorat). Université d'Almeria, Espagne, 244 p.
- Ouessar M., 2007. *Hydrological impacts of rainwater harvesting in wadi oum Zessar watershed (Southern Tunisia)* (Thèse de doctorat). Faculty of Bioscience Engineering, Ghent University, Belgique.
- Snane M. H., Mechergui M., 1996. Cultures pluviales des montagnes arides en Tunisie : rôle et dimensionnement des Jessour. Note méthodologique, *Sécheresse*, **3**, 203-208.

## COMPARAISON DES PRECIPITATIONS PENDANT LA PERIODE DE CULTURE DE SOJA DANS DEUX REGIONS AU BRÉSIL

CARMELLO V.<sup>1</sup>, ALVARES D.<sup>2</sup>, DUBREUIL V.<sup>3</sup>, SANT'ANNA NETO J. L.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>UNESP, Presidente Prudente, Brésil, [vinciuscarmello@gmail.com](mailto:vinciuscarmello@gmail.com), [joaolima@fct.unesp.br](mailto:joaolima@fct.unesp.br)

<sup>2</sup>Université de Valence, Espagne, [daldasil@alumni.uv.es](mailto:daldasil@alumni.uv.es)

<sup>3</sup>LETG-Rennes-COSTEL, Université Rennes 2, UMR 6554 CNRS, France, [vincent.dubreuil@uhb.fr](mailto:vincent.dubreuil@uhb.fr)

**Résumé** – Le but de cet article est de comparer la variation récente de l'ensemble des précipitations des mois correspondant à la culture de soja entre 1998-1999 et 2012-2013 dans deux régions productrices au Brésil : le Nord-Ouest du Rio Grande do Sul et le Nord du Mato Grosso. Les données utilisées sont les totaux mensuels cumulés entre octobre et avril, obtenus auprès de l'Agence nationale de l'eau (ANA) du Brésil. Les principaux résultats indiquent différents modes de variabilité interannuelle, en particulier pour les climats subtropicaux et tempérés comme dans l'Etat de Rio Grande do Sul, qui présente la plus faible variabilité pluviométrique observée, ainsi qu'une bonne relation entre les pluies annuelles et les rendements de soja. Dans la région du Mato Grosso, où domine un climat tropical de type continental plus arrosé, la variabilité est moins homogène entre les stations pluviométriques et la relation entre pluies annuelles et rendements du soja ne peut être établie.

**Mots-clés** : Brésil, variabilité annuelle, pluie.

**Abstract** – Comparing the annual rainfall during the soybean crop period in two regions in Brazil. This paper aims to compare the recent rainfall variability during the soybean cultivation month between 1998-1999 and 2012-2013 in two main producing regions in Brazil: the north-western Rio Grande do Sul and north Mato Grosso. The data correspond to cumulative monthly figures between October and April of the National Water Agency rain gauge network (ANA) in Brazil. The main results indicate annual variability different modes, especially in subtropical and temperate climates such as Rio Grande do Sul that have the observed rainfall lowest variability values indicating greater consistency between data and also a great relationship with soy annual data. In the Mato Grosso region, dominated by the tropical continental climate and also transitional climate, the variability is lower and the relation between annual rainfall and soybean production cannot be stated as simply.

**Keywords:** Brazil, annual variability, rainfall.

### Introduction

Comprendre les interactions entre la nature et la société est une question clé pour déterminer les causes et les conséquences du changement climatique mondial (Arvor *et al.*, 2013). Les variations climatiques interfèrent directement sur les régimes pluviométriques et les précipitations ont une influence capitale pour l'alimentation en eau des plantes et donc une influence décisive sur l'agriculture (Ayoade, 1983). Dans le cas du soja au Brésil, ceci est d'autant plus important qu'il s'agit d'un des fleurons des exportations du pays et les enjeux économiques sont énormes (Embrapa, 2014). Ainsi, le but de cet article est de comparer la variation récente de l'ensemble des précipitations des mois correspondant à la culture de soja entre 1998-1999 et 2012-2013, dans les deux principales régions productrices au Brésil, à savoir le Nord-Ouest du Rio Grande do Sul et le Nord du Mato Grosso.

### 1. Caractérisation climatique régionale du Rio Grande do Sul et du Mato Grosso

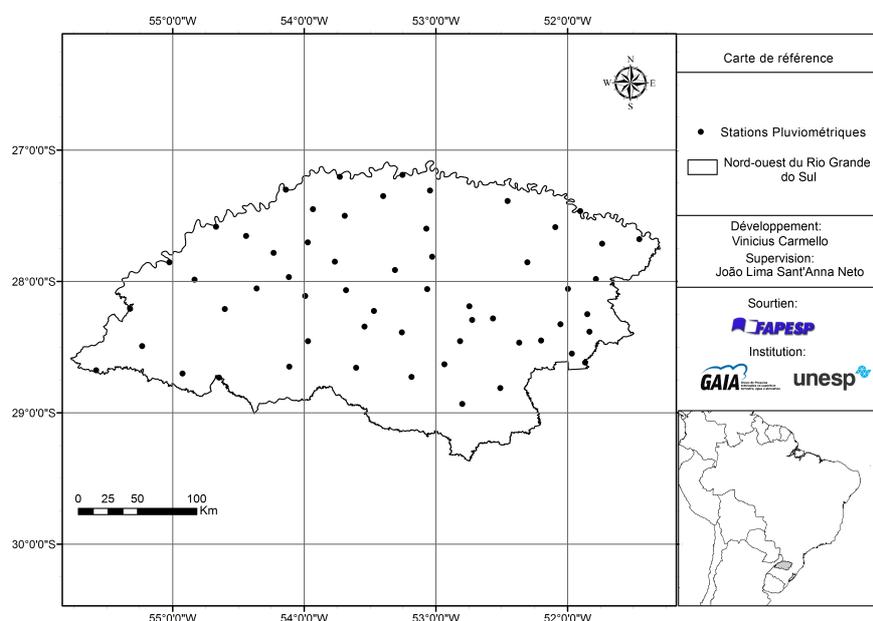
Les régions choisies pour cette étude comparative ont des conditions climatiques différentes. Le climat dans le sud du Brésil est essentiellement déterminé par la position et l'intensité de l'anticyclone subtropical de l'Atlantique Sud, qui est un système de pression semi-permanent, ainsi que par la circulation anticyclonique associée. En été, cette circulation se déplace vers le Sud-Est du pays, sans toutefois beaucoup pénétrer sur le continent (Grimm, 2009). Le Rio Grande do Sul est affecté par des systèmes atmosphériques d'échelle synoptique et sous-synoptique, influencés à la fois par des facteurs associés au mouvement d'échelle supérieure et de circulations locales, à la fois d'origine tropicale et extratropicale

(INPE/CPTEC, 1986). La climatologie synoptique de la région se caractérise par *i*) des systèmes frontaux qui se déplacent dans le Pacifique, traversent l'Argentine et continuent vers le Nord ; *ii*) des systèmes qui se développent dans le Sud et le Sud-Est qui s'associent à des tourbillons cycloniques ou creusés à des niveaux supérieurs, qui proviennent du Pacifique et qui atteignent la côte Ouest de l'Amérique du Sud ; *iii*) des systèmes qui s'organisent dans le Sud et Sud-Est avec convection intense et qui, associés à l'instabilité causée par le jet subtropical, se propagent vers l'Est en traversant l'océan Atlantique ; *iv*) des systèmes qui s'organisent dans le Sud et résultent de frontogenèse ou cyclogenèse (Britto *et al.*, 2008). Dans la plupart du Rio Grande do Sul, les régimes pluviométriques sont uniformes, avec la plus forte concentration de précipitations au cours du trimestre août-septembre-octobre (début des semis de soja). La répartition des précipitations est uniforme sur toute l'année. Tant au cours de l'été qu'au cours des saisons intermédiaires (d'octobre à avril), les systèmes de type 'Mesoscale Convective Complex' (MCC) sont fréquents et représentent une grande partie des précipitations totales (Britto *et al.*, 2008 ; Grimm, 2009).

L'Amazonie Brésilienne est caractérisée par deux principaux types de climats : les climats « équatoriaux » sur la majeure partie de son territoire, et les climats « tropicaux » à saisons alternées, aux limites orientales et méridionales (Delahaye *et al.*, 2011). Dans la région du Centre-Ouest brésilien, le climat est caractérisé par des hivers secs et des étés pluvieux. Le temps sec, pendant la moitié de l'année (hiver) a son origine dans la stabilité générée par l'influence de l'anticyclone subtropical de l'Atlantique Sud et de petites crêtes qui se forment sur le continent sud-américain (Nimer, 1989 ; Alves, 2009). La variabilité des précipitations pendant l'été austral, très élevée dans la région du Centre-Ouest, est directement liée aux conditions météorologiques résultant de l'interaction entre les phénomènes appartenant à différentes échelles temporelles et spatiales, allant de l'échelle planétaire à l'échelle locale (Nimer, 1989 ; Alves, 2009).

## 2. Méthodologie et données climatiques du Rio Grande do Sul et du Mato Grosso

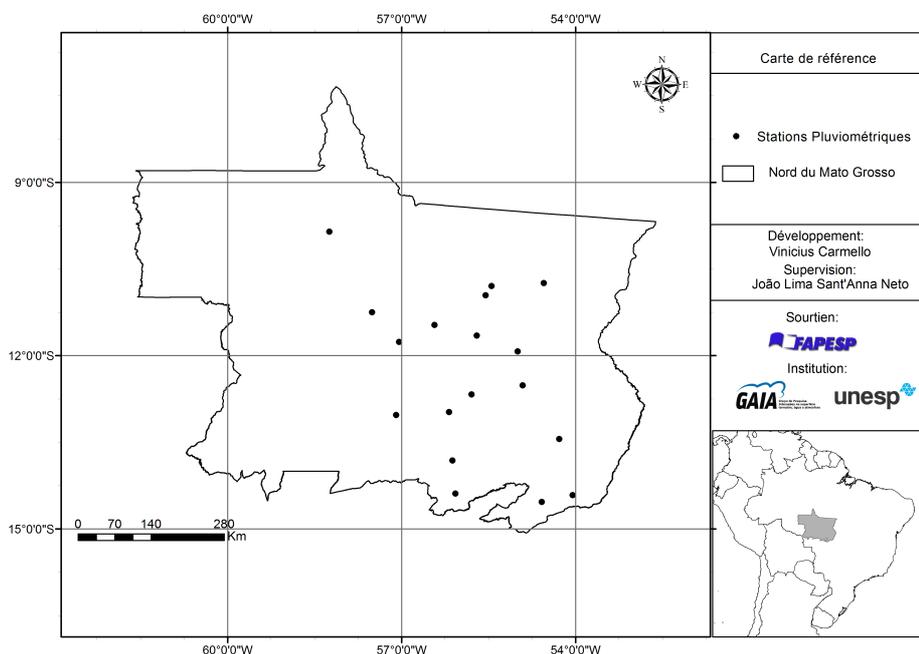
Les données mensuelles des précipitations annuelles accumulées d'octobre à avril, qui correspondent au calendrier agricole du soja dans les régions du Sud et du Centre-Ouest du Brésil (Almeida *et al.*, 2007 ; Arvor *et al.*, 2013) ont été fournies par l'ANA – l'Agence nationale de l'eau, à partir du système d'information hydrologique - HIDROWEB, administré par l'Agence et disponible sur internet (figures 1 et 2).



**Figure 1.** Répartition des quarante-deux stations pluviométriques sur le nord-ouest du Rio Grande do Sul.

Les prétraitements ont suivi les orientations de Zandonadi (2013) pour vérifier la cohérence des données pluviométriques fournies par l'ANA. En cas de choix stationnels, nous

avons utilisé la meilleure série, et en cas d'absence de données, nous avons suivi la méthodologie de Fante et Sant'Anna Neto (2013) pour compléter les séries. Ainsi, les principaux facteurs dans le choix des remplacements ont été la disponibilité, la fiabilité et la localisation géographique de la série chronologique nécessaire (Blain, 2009). Afin de caractériser les régimes, nous avons utilisé la technique des percentiles des valeurs de précipitations cumulées. Cette technique consiste à diviser la valeur de quartile 1 de l'année la moins pluvieuse et la valeur appelée *m* de la série pour l'année la plus humide (Insaf *et al.*, 2007 ; Silvestre *et al.*, 2013).



**Figure 2.** Répartition des dix-huit stations pluviométriques sur le Nord du Mato Grosso.

Les valeurs ont été normalisées par *m*, de manière à obtenir des valeurs entre 0 et 1. Les valeurs du percentile de pluie ont été regroupées pour définir les types suivants : extrêmement sec (valeurs inférieures à 0,10), sec (entre 0,10 et 0,35), moyenne (entre 0,35 à 0,65), pluvieux (entre 0,65 et 0,90) et extrêmement pluvieux (au-dessus de 0,90).

Les données de productions et de rendements agricoles sont disponibles auprès de l'IBGE (Système de récupération automatique - SIDRA) et concernent les périodes allant de 1998-1999 à 2012-2013. Nous avons utilisé ces données pour comparer les différents niveaux de dépendance agricole à la variabilité pluviométrique. Les données de rendements pour chaque commune sont simplement la division entre la quantité produite et les superficies cultivées, disponibles auprès du même organisme (Carmello *et al.*, 2014).

### 3. Résultats sur l'analyse de la variabilité annuelle des précipitations

Les anomalies climatiques ayant le plus d'impact agronomique dans le sud du Brésil sont liées aux pluies (Britto *et al.*, 2008 ; Grimm, 2009). La distribution annuelle des totaux pluviométriques dans le Nord-Ouest du Rio Grande do Sul est assez homogène (tableau 1). Le plus bas taux de précipitations dans cette région est enregistré pendant l'année 2011-2012 par la station de Santo Antonio das Missões, avec 493 mm. La plus haute valeur a été enregistrée par la station de Guarani das Missões en 2002-2003, avec 1860 mm.

**Tableau 1.** Répartition des précipitations par station et par année agricole (octobre-avril) dans la région Nord-Ouest du Rio Grande do Sul.

Stations de la région d'étude	Latitude	Longitude	1998-1999	1999-2000	2000-2001	2001-2002	2002-2003	2003-2004	2004-2005	2005-2006	2006-2007	2007-2008	2008-2009	2009-2010	2010-2011	2011-2012	2012-2013
IRAI	-27.19	-53.25															
ALTO URUGUAI	-27.30	-54.14															
FREDERICO WESTPHALEN	-27.35	-53.40															
ITATIBADO SUL	-27.39	-52.45															
TRÊS PASSOS	-27.45	-53.93															
MARCELINO RAMOS	-27.46	-51.90															
MIRAGUAI	-27.50	-53.69															
LIBERATO SALZANO	-27.60	-53.07															
TUCUNDUVA	-27.65	-54.44															
BARRAÇÃO	-27.68	-51.45															
PAIM FILHO	-27.71	-51.74															
TRÊS DE MAIO	-27.78	-54.23															
LINHA CESCON	-27.81	-53.03															
SANTO AUGUSTO	-27.85	-53.77															
EREBANGO	-27.85	-52.30															
PORTO LUCENA	-27.85	-55.02															
PALMEIRA DAS MISSÕES	-27.91	-53.31				-17.77											
ESQUINA ARAUJO	-27.97	-54.12															
SANANDUVA	-27.98	-51.78															
GIRUA	-28.05	-54.36															
TAPEJARA	-28.06	-52.00				-13.58											
CHAPADA	-28.06	-53.07															
COLÊNIA XADREZ	-28.19	-52.75															
PASSO DO SARMENTO	-28.21	-55.32															
PASSO VIOLA	-28.21	-54.60															
CONDOR	-28.23	-53.47															
PASSO DAS PEDRAS	-28.25	-51.85															
PULADOR	-28.28	-52.57				-2.86											
CARAZINHO	-28.29	-52.72															
TRINTA E CINCO	-28.38	-51.83															
MARAU	-28.45	-52.20															
NÃO-ME-TOQUE	-28.46	-52.82															
CONCEIAÇO	-28.46	-53.97															
VILA TRÊS PASSOS	-28.47	-52.37															
SANTO ANTÔNIO DAS MISSÕES	-28.49	-55.23															
CASCAI	-28.55	-51.97															
PASSO MIGLIAVACA	-28.62	-51.87															
ANDERSON CLAYTON	-28.66	-53.61															
PASSO DO NOVO	-28.68	-55.58															
SANTA CLARA DO INGAÍ	-28.73	-53.19															
PASSO MAJOR ZEFERINO	-28.73	-54.65															
DEPOSITO	-28.93	-52.80															

Ext. Sec    Sec    Moyenne    Pluvieux    Ext. Pluvieux

La moyenne des précipitations régionales est de 1070 mm. L'année agricole 2002-2003 peut être considérée comme la plus pluvieuse pour la majorité des stations, 2003-2004 étant plutôt celle la plus proche de la « normale » et 2011-2012 la plus sèche. En plus de ces années types, les années 2000-2001, 2009-2010, 2010-2011 et 2012-2013 ont été très humides (les années 1998-1999, 2004-2005 et 2008-2009 étant sèches ou très sèches, avec 1999-2000 et 2001-2002 plutôt normales).

Dans le cas du Mato Grosso, le tableau 2 ne montre pas une aussi grande homogénéité d'années types en fonction des stations. Cette situation s'explique par la plus grande superficie de la région mais aussi par la diversité des facteurs géographiques (latitude, topographie et végétation par exemple) qui déterminent la variabilité du climat (Nimer, 1989 ; Arvor *et al.*, 2013). La pluviométrie moyenne annuelle sur la période d'étude est de 1733 mm, plus élevée donc que dans le Rio Grande do Sul. Dans le cas du Mato Grosso, 2000-2001 et 2004-2005 ont été des années sèches et 2003-2004 a été extrêmement pluvieuse. Lors des années 2011-2012 et 2012-2013, bien que certaines stations soient classées en « sécheresse extrême », il y a eu une prévalence de pluies.

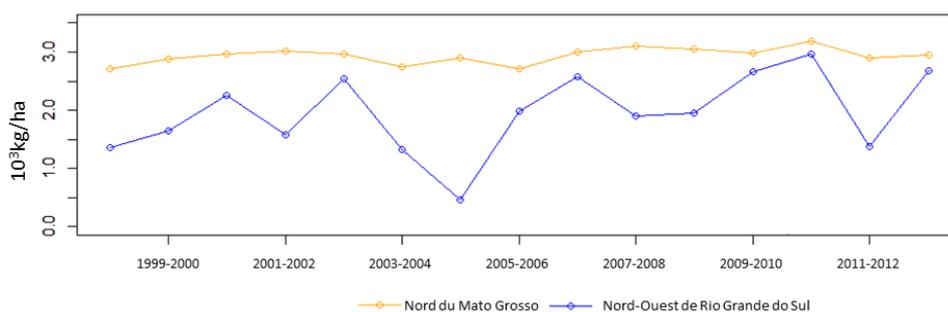
**Tableau 2.** Répartition des précipitations par station et par année agricole (octobre-avril) dans la région Nord du Mato Grosso.

Stations de la région d'étude	latitude	longitude	1998-1999	1999-2000	2000-2001	2001-2002	2002-2003	2003-2004	2004-2005	2005-2006	2006-2007	2007-2008	2008-2009	2009-2010	2010-2011	2011-2012	2012-2013
NOBA BRASILANDIA	-14.534	-54.582															
PARANATINGA	-14.418	-54.049															
QUEBÓ	-14.391	-56.072															
NOVAMUTUM	-13.816	-56.122															
FAZENDA AGROCHAPADA	-13.447	-54.281															
NOVAMARINGÁ	-13.029	-57.093															
FAZENDA DIVÃO	-12.980	-56.181															
TELES PIRES	-12.675	-55.793															
NÚCLEO COLONIAL RIO FERRO	-12.518	-54.913															
SANTA FELICIDADE	-11.929	-54.998															
OLHO D'ÁGUA	-11.765	-57.042															
CACHOEIRO	-11.653	-55.702															
FAZENDA ITAUBA	-11.471	-56.433															
JUARA	-11.253	-57.507															
FAZENDA TRATEX	-10.956	-55.549															
COLIDER	-10.799	-55.449															
AGROPECUÁRIA CAJABI	-10.746	-54.546															
NÚCLEO ARIEL	-9.856	-58.247															

Ext. Sec
Sec
Moyenne
Pluvieux
Ext. Pluvieux

#### 4. Discussion sur le lien pluie-rendements du soja

Les données de rendement de soja (figure 3) présentent un profil très différent entre les deux régions. Les rendements sont globalement plus élevés (supérieurs à 2500 kg/ha pour toutes les années étudiées) et moins irréguliers dans le Mato Grosso : si le climat joue un rôle au Mato Grosso, il est moindre et sûrement à une autre échelle spatio-temporelle. Les données annuelles de la production de soja dans le Rio Grande do Sul sont plus faibles et n'atteignent des rendements proches de ceux du Mato Grosso que lors des années les plus arrosées (2002-2003, 2009-2010, 2010-2011 et 2012-2013). En revanche, dans le Nord-Ouest du Rio Grande do Sul, les années sèches (1998-1999, 2004-2005 et 2011-2012) sont le plus souvent caractérisées par une baisse des rendements. Il existe cependant des contre-exemples, notamment au cours des années où les différences de pluie entre les stations est importante, ce qui se traduit par des rendements moyens (2001-2002, 2007-2008).



**Figure 3.** Variations annuelles (1998-2013) des rendements ( $10^3$  kg/ha) du soja dans les régions Nord-Ouest de Rio Grande do Sul et Nord du Mato Grosso. Source des données : IBGE, 2015.

#### Conclusion

Cette étude préliminaire montre que les rendements agricoles de soja du nord-ouest du Rio Grande do Sul sont assez directement marqués par l'influence des précipitations annuelles, contrairement au Mato Grosso. La zone d'étude du Rio Grande do Sul est certes plus petite mais les précipitations sont beaucoup plus homogènes, une année sèche (ou humide) l'étant en même temps pour toutes les stations. En revanche, dans le Mato Grosso, le lien entre

rendements et pluie ne peut être établi à l'échelle annuelle : les plus grandes surfaces cultivées, la plus grande abondance moyenne des pluies et l'hétérogénéité entre les stations pour une même année contribuent à lisser les valeurs de rendements. La relation entre les deux variables devra donc être recherchée à une autre échelle spatio-temporelle.

## Bibliographie

- Almeida I. R., Sant'Anna Neto J. L., 2007. The variability in precipitation and the expansion of soybean crop in Brazil: possible scenarios and the hypothesis of climatic changes. Dans P. L. S. Dias, W. Costa Ribeiro, L. H. Nunes (éds.). *A contribution to understanding the regional impacts of global change in South America* (pp. 121-150). University of São Paulo, Institute of advanced studies, 412 p.
- Alves L. M., 2009. Clima da Região Centro-Oeste do Brasil. Dans I.F.A. Cavalcanti, N.J. Ferreira, M.A.F. Dias, M.G.A. Justi Da Silva (éds.) *Tempo e Clima no Brasil* (pp. 235-241). Oficina de textos, São Paulo, 463p.
- Arvor D., Dubreuil V., Ronchail J., Meirelles M. S., Funatsu B., 2013. Spatial patterns of rainfall regimes related to levels of double cropping agriculture systems in Mato Grosso (Brazil). *International Journal of Climatology*, **1**, 1-12.
- Ayoade J. O., 1983. *Introdução a Climatologia para os Trópicos*. Bertrand Brasil, 258 p.
- ANA, 2015. *Agência Nacional das Águas*. Disponible sur : [www.ana.gov.br](http://www.ana.gov.br) (consulté en mai 2016).
- Blain G. C., Picoli M. C. A., Lulu J., 2009. Análise estatística das tendências de elevação nas séries anuais de temperatura mínima do ar no estado de São Paulo. *Revista Bragantia*, **68**, 807-815.
- Brito F. P., Barletta R., Mendonça M., 2008. Variabilidade espacial e temporal da precipitação pluvial no Rio Grande do Sul: Influência do fenômeno El Niño Oscilação Sul. *Revista brasileira de climatologia*, **3/4**, 37-48.
- Carmello V., Sant'Anna Neto J. L., Dubreuil V., 2014. Variabilité des précipitations et rendements du soja en région de climat de transition. *Actes du XXVII<sup>ème</sup> colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, 2-5 juillet 2014 (pp. 279-284). Dijon, France.
- Delahaye F., Dubreuil V., Machado L. A. T., 2011. Analyse comparative des données pluviométriques in situ vs trmm3b42 pendant la saison des pluies au Mato Grosso. *Actes du XXIV<sup>ème</sup> colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, 6-10 septembre 2011 (pp. 171-176). Roverto, Italie.
- EMBRAPA, 2015. *Soja em números*. Disponible sur : <http://www.cnpso.embrapa.br/sojaemnumeros/> (consulté en mai 2016).
- Fante K. P., Sant'Anna Neto J. L., 2013. Aplicação de técnicas geo-estatísticas em análises climatológicas: metodologias para preenchimento de falhas. *XV Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada*, **1**, 782-790.
- Grimm A. M., 2009. Clima da região sul do Brasil. Dans I.F.A. Cavalcanti, N.J. Ferreira, M.A.F. Dias, M.G.A. Justi Da Silva (éds.) *Tempo e Clima no Brasil*. Oficina de textos, São Paulo, 463 p.
- INPE/CPTEC., 1986. *Boletim de Monitoramento e Análise Climática*. Disponible sur : <http://climanal.cptec.inpe.br/~rclimanl/capa1.html> (consulté en mai 2015).
- IBGE, 2015. *Sistema de Recuperação Automática*. Disponible sur : [www.sidra.ibge.gov.br](http://www.sidra.ibge.gov.br) (consulté en mai 2016).
- Babiker I. S., Mohamed A. A. M., Hiyama T., 2007. Assessing groundwater quality using GIS. *Water Resour Manage*, **21**, 699-715.
- Meisner B. N., 1976. *A study of Hawaiian and line island rainfall*. Honolulu, University of Hawaii, Rep. UHMET, Dept. Meteor, 83 p.
- Mousinho F. E. P., Júnior A., Gonçalves A. C. A., Frizzone J. A., 2004. Espacialização dos percentis 75 da precipitação pluviométrica anual para o Estado do Piauí. *Congresso Brasileiro de Engenharia Agrícola*. São Pedro, Brésil.
- Nimer E., 1989. *Climatologia do Brasil*. Rio de Janeiro, IBGE, **2**, 422 p.
- Sant'Anna Neto J. L., 1990. *Ritmo climático e a gênese das chuvas na zona costeira paulista* (Mémoire de Master). São Paulo, Brésil.
- Silvestre M. R., Sant'Anna Neto J. L., Flores E. F., 2013. Critérios estatísticos para definir anos padrão: uma contribuição à climatologia geográfica. *Revista Formação*, **2**, 23-53.
- Zandonadi L., 2013. *As chuvas na bacia hidrográfica do rio Paraná, Brasil: um estudo do ritmo climático e algumas considerações sobre a vazão hídrica* (Thèse de doctorat). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, Brazil.

## IDENTIFICATION ET VARIABILITE DES CIRCULATIONS DE BRISES DANS DES REGIONS VITICOLES DE LA BORDURE HELVETIQUE SUD-OUEST DU LAC LEMAN

CHEVALIER F.<sup>1</sup>, DOLL N.<sup>2</sup>, BONNARDOT V.<sup>1</sup>, PLANCHON O.<sup>1</sup>, BURGOS S.<sup>2,3</sup>,  
QUÉNOL H.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>LETG-Rennes UMR 6554 CNRS, Université Rennes2, 2 Place du Recteur H. Le Moal, 35043 Rennes Cedex, chevalierfiona@gmail.com, valerie.bonnardot@uhb.fr, olivier.planchon@uhb.fr, herve.quenol@uhb.fr

<sup>2</sup>Agroscope de Changins, Route de Duillier 50, 1260, Nyon, Suisse.

<sup>3</sup>Université des Sciences Appliquées de Bern, Zollikofen, Länggasse 85, CH-3052 Zollikofen, Suisse, stephane.burgos@bfh.ch

**Résumé** – Des données environnementales et climatiques à l'échelle régionale ainsi que des données de température issues d'un réseau de capteurs installés dans le vignoble des cantons de Genève et de Vaud ont été utilisées pour effectuer une classification ascendante hiérarchique afin de déterminer l'influence de l'environnement sur la variabilité de la température dans ce vignoble. Les résultats montrent l'influence prépondérante de la topographie, incluant la distance au lac, sur la variabilité spatiale des températures. Il est montré qu'au cours de journées favorables au développement de la brise de lac, celle-ci se fait sentir à partir de 7h ou 8h, avec une baisse de température atteignant 3°C dans le vignoble le plus près du lac.

**Mots-clés** : atmosphérique méso-échelle, brises, topoclimatologie, Lac Léman.

**Abstract** – *Identification and variability of local air circulation in Swiss vineyards bordering the south western Geneva Lake.* Environmental and climatic data at regional scale as well as temperature data obtained from a logger network installed in the vineyards of the Geneva and Vaud districts were used for a cluster analysis in order to identify the environment effect on temperature variability in these vineyards. Results showed the preponderant influence of topography, including distance to the lake, on temperature spatial variability in the vineyards. Under favourable atmospheric conditions for lake breezes development, it was shown that the breeze influence started as early as 7:00 with a temperature decrease reaching up to 3°C in the vineyards.

**Keywords**: Meso-scale atmospheric circulation, breezes; topoclimatology, Geneva Lake.

### Introduction

Le gradient thermique de surface entre un espace continental et une étendue d'eau génère un vent alternant journalier qui se manifeste par un changement de direction et un renforcement de sa vitesse (Bouët, 1985 ; Berri et Sraibman, 2010). Les phénomènes de brise de mer ou de lac sont les plus fréquents en été, lorsque que le contraste thermique entre l'eau et le sol est le plus marqué, et en l'absence de fort vent synoptique (Ganter, 1978 ; Beltrando *et al.*, 2008). Les brises locales influent sur les conditions climatiques locales pouvant avoir des conséquences sur les productions agricoles notamment viticoles. Certaines régions du monde ont largement été étudiées afin de mettre en relation l'influence de la proximité d'une large étendue d'eau (mer ou lac) avec la phénologie de la vigne. Dans le vignoble de Stellenbosch en Afrique du Sud (Carey *et al.*, 2003 ; Bonnardot *et al.*, 2005) et dans le vignoble uruguayen (Fourment *et al.*, 2014), la baisse de température engendrée par l'arrivée de la brise (jusqu'à 6°C) est bénéfique pour la croissance de la vigne et la maturation du raisin. Au Canada, la présence des grands lacs contribue à freiner la baisse des températures minimales en hiver, à réduire le nombre de jours de gel et ainsi à réduire la formation d'un permafrost pouvant brûler les racines des ceps. En été, la brise des lacs freine la hausse des températures maximales et réduit le nombre de jours avec des températures excessivement élevées, défavorables au fonctionnement physiologique de la vigne (Comer et MC Kendry, 1993).

Autour du lac Léman, des études climatiques font état d'un changement de vitesse et de direction du vent bien marqués en été dans les stations de Genève et Changins (Lemmin et

D'Adamo, 1996 ; Oesch *et al.*, 2008). Par ailleurs, des études de terroirs viticoles dans ces deux cantons ont montré l'influence de l'exposition des parcelles aux vents sur le développement des stades phénologiques de la vigne (Burgos *et al.*, 2010). L'objectif de cette étude est d'une part de contribuer à approfondir les connaissances sur les brises locales du lac Léman et d'autre part d'identifier leur influence sur la variabilité de la température dans les vignobles des cantons de Genève et de Vaud (Chevalier, 2014). Cette étude a été effectuée dans le cadre du meta-programme ACCAF (Adaptation au Changement Climatique de l'Agriculture et de la forêt) de l'INRA et plus particulièrement du projet LACCAVE (Long term impacts and Adaptations to Climate Change in Viticulture and Enology).

## 1. Présentation de la région d'étude

Situé à l'extrémité sud-ouest de la Suisse (Fig. 1), notre espace d'étude s'étend sur des communes viticoles des cantons de Genève et de Vaud au niveau du rétrécissement du lac et de la sortie du Rhône en aval de Genève. Cette région de plateaux et de collines est encadrée par le Jura et les Alpes, qui, par leur orientation S.-O. / N.-E, entraînent des effets de canalisation et d'accélération des flux d'échelle synoptique, et ainsi la mise en place de forts vents régionaux : *Bise (NE)*, *Vent (SO)*, *Joran (NO)* (Jeanneret, 2012).



Figure 1. Carte de localisation de l'espace étudié (Source : SITG, Burgos *et al.*, 2010).

## 2. Données et méthode

Des données climatiques à deux échelles spatiales ont été utilisées (Fig. 2).

À l'échelle du vignoble de la bordure helvétique du lac, les données climatiques proviennent de la station de Changins de l'Office Fédéral de Météorologie et de Climatologie (*MétéoSuisse*), station représentative du milieu viticole dans l'espace étudié. Les données de vent (vitesse et direction), précipitations, température, humidité relative et pression atmosphérique sont obtenues au pas de temps horaire pour les années 2011, 2012 et 2013. Des mesures de température au pas de temps horaire ont aussi été obtenues grâce au réseau d'observation déployé en 2011, dans le cadre des programmes ANR-JC-TERCLIM et GICC-TERADCLIM en collaboration avec l'Agroscope de Changins.

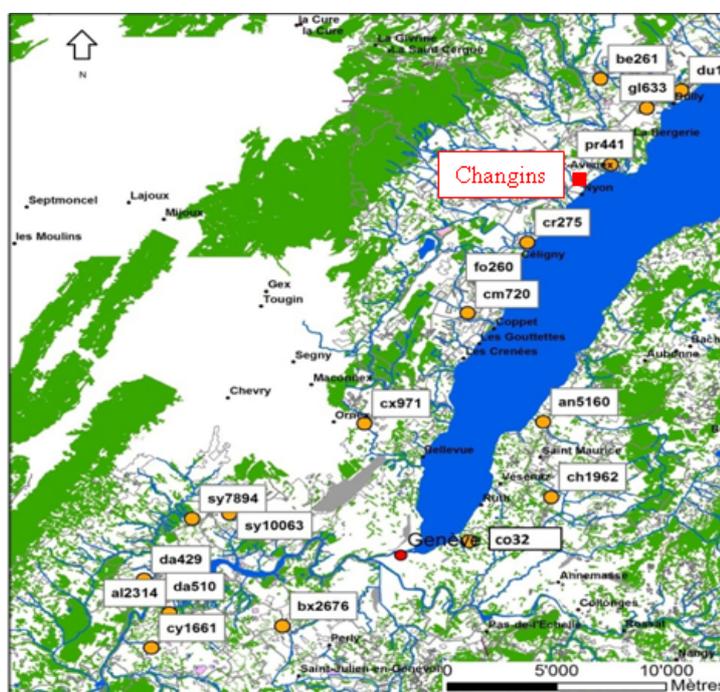


Figure 2. Carte de localisation de la station météorologique de Changins (MétéoSuisse) et des capteurs thermiques (Tinytag) dans les vignobles des Cantons de Genève et de Vaud.

Ce réseau se compose de 19 capteurs de type Tinytag Talk 2 (Gemini data logger), répartis dans les vignobles des cantons de Genève et de Vaud. Lors de l'installation des stations, le choix de l'emplacement s'est fait dans un souci de représentativité de la variabilité environnementale des espaces étudiés (Tableau 1). Les données sont disponibles pour trois années (2011, 2012 et 2013). En raison de données manquantes pour certains capteurs (*An*, *Cr*, *Fo* et *Da5*), notre étude et nos analyses se basent uniquement sur l'année 2012 pour laquelle nous avons pu réunir l'ensemble des 19 capteurs sur la période estivale qui nous intéresse.

**Tableau 1.** Caractéristiques topographiques des capteurs, extraites à partir du Modèle Numérique de Terrain d'une résolution de 5 m. Source : services d'informations du territoire des cantons de Vaud et de Genève.

capteur	Nom simplifié utilisé dans le texte	Pente (%)	Altitude (m)	Exposition (°)	Distance au lac Léman (km)
al2314	<i>Al</i>	3.38	382.51	318.43	11.9
an5160	<i>An</i>	5.79	419.61	277.93	0.6
be261	<i>Be</i>	7.77	494.85	140.79	3.3
bx2676	<i>Bx</i>	7.04	488.92	175.94	7.5
ch1962	<i>Ch</i>	7.92	441.95	66.61	5.9
cm720	<i>Cm</i>	3.4	422.04	97.44	1.3
co32	<i>Co</i>	3.13	439.35	242.27	21
cr275	<i>Cr</i>	5.14	387.02	145.86	0.2
cx971	<i>Cx</i>	4.25	435.09	118.72	3.2
cy1661	<i>Cy</i>	5.95	399.65	207.24	13.4
da429	<i>Da4</i>	8.74	438.02	112.15	12.6
da510	<i>Da5</i>	21.93	407.30	154.91	12.2
du174	<i>Du</i>	4.85	398.40	126.93	0.5
fo260	<i>Fo</i>	2.48	406.74	108.91	0.9
gl633	<i>Gl</i>	2.58	404.10	130.67	0.7
lu180	<i>Lu</i>	12.18	564.61	155.02	3.2
pr441	<i>Pr</i>	6.67	385.86	182.45	0.3
sy7894	<i>Sy7</i>	4.3	477.71	296.65	10.2
sy10063	<i>Sy1</i>	3.94	444.46	143.26	8.5

Deux classifications par ascendance hiérarchique (CAH) ont été réalisées afin de regrouper les capteurs dans des classes statistiquement cohérentes du point de vue thermique et/ou topographique. Empiriquement le choix du nombre de classes se fait par l'intermédiaire de la formule « $1 + 3.3 (\log n)$ » (Sturges, 1926) ; ce qui, dans notre cas, donne 5 classes. La première CAH est effectuée sur les données de températures maximales de l'été 2012 et la seconde sur les variables environnementales pour montrer l'influence de la topographie et de la distance au lac sur la distribution spatiale des températures en été dans le vignoble. Les résultats ont été spatialisés.

Dans un deuxième temps, sachant qu'un contraste thermique de 6°C est nécessaire au développement des brises de mer ou de lac en zone tempérée (Beltrando *et al.*, 2008), et que la température de surface du lac Léman est de 20°C en moyenne durant l'été (Source : Laboratoire Hydrologique Environnemental EFPL), les journées avec des températures maximales supérieures à 26°C ont été plus particulièrement étudiées pour identifier l'influence thermique de la brise dans le vignoble. Les profils thermiques horaires moyens ont été réalisés pour ces journées chaudes (à savoir 26 journées, soit 28% des jours d'été).

Enfin, les données de température des capteurs ont été mises en relation avec les informations relatives à la circulation atmosphérique régionale, provenant de la station de Changins. Un exemple est présenté pour la journée du 17/06/2012, soumise à des conditions anticycloniques avec des conditions thermiques supérieures à 26°C favorables au développement des brises de lac.

### 3. Résultats

#### 3.1 Influence de la topographie

Les CAH ont permis de regrouper les capteurs en cinq classes, en fonction de variables thermiques et topographiques. Les résultats montrent deux structures spatiales différentes (Fig. 3). La carte résultant de la CAH utilisant les températures maximales estivales (Fig. 3a) montre une structure spatiale apparemment aléatoire tandis que la seconde obtenue à partir des variables topographiques (Fig. 3b) met en évidence une répartition géographique par classe plus ordonnée. La comparaison des deux CAH montre que les variables topographiques sont les plus discriminantes dans la hiérarchisation des capteurs par classe. En effet, cela se constate particulièrement pour la majorité des capteurs situés à proximité du lac regroupés dans les classes 1 et 2 (Fig. 3b).

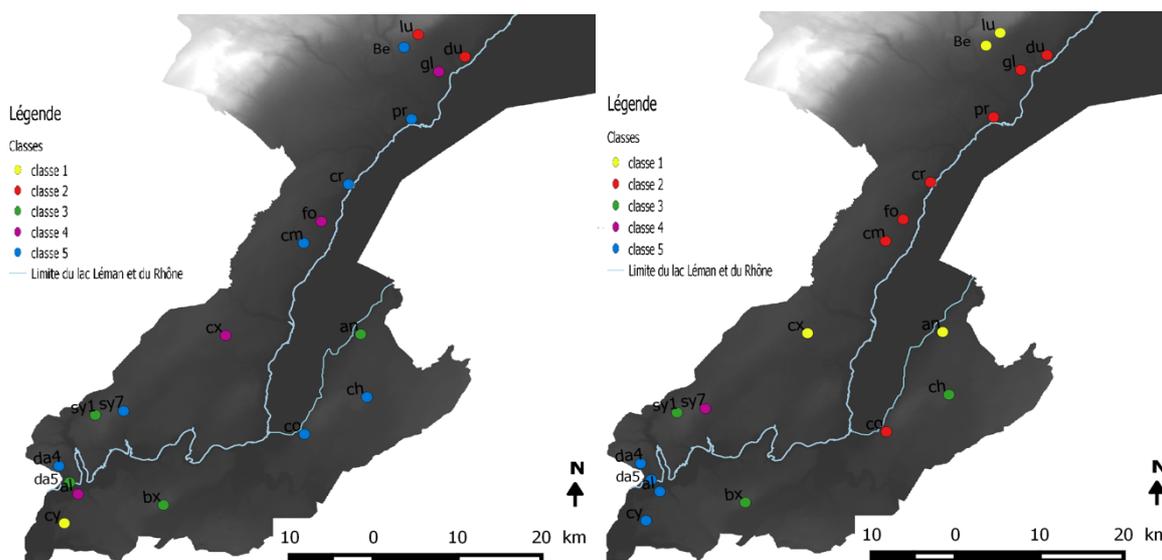


Figure 3. Spatialisation des résultats issus de la CAH à partir a) des températures maximales estivales et b) à partir des variables topographiques.

#### 3.2 Cycle thermique diurne dans le vignoble et régime de brise

En utilisant les différentes classes statistiques issues de la CAH basée sur les variables topographiques, ainsi que les données horaires de températures pour les journées avec une température maximale supérieure à 26°C, on obtient les profils thermiques moyens suivants (Fig. 4a) mettant en évidence l'effet modérateur du lac sur les températures.

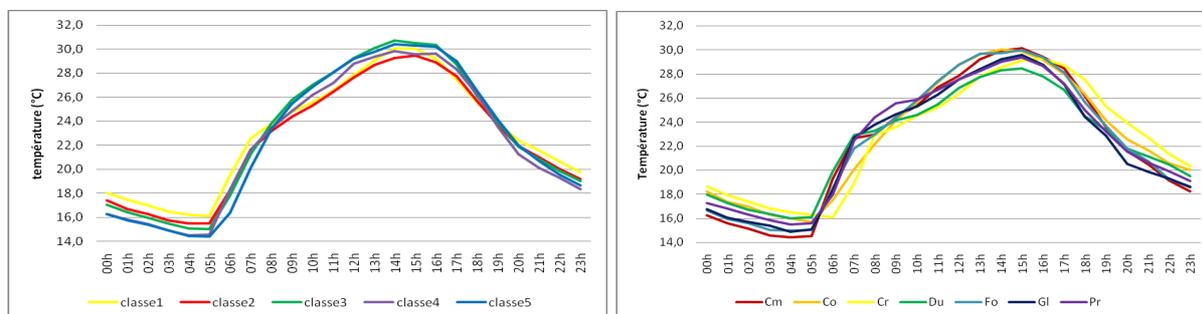
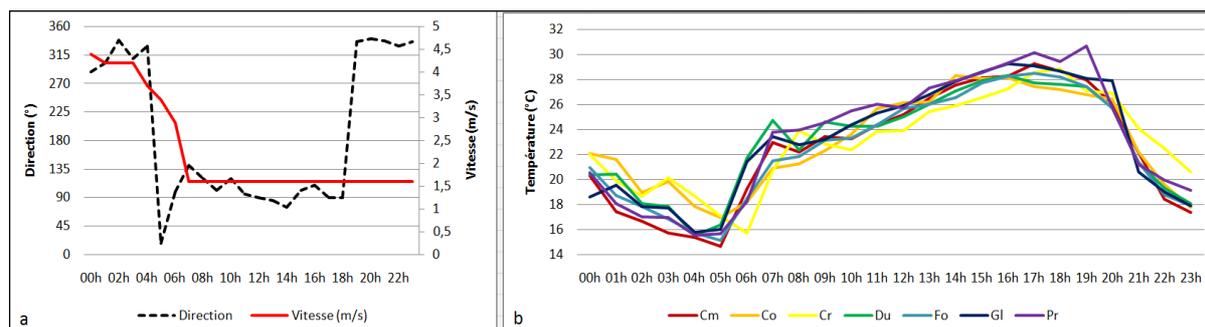


Figure 4. Températures horaires moyennes pour la période de juin à août 2012 et pour 26 journées avec une température maximale supérieure à 26°C : a) moyenne par classes issues de la CAH ; b) moyenne pour les capteurs de la classe 2 (les plus proches du lac).

Le profil des classes 1 et 2, regroupant les capteurs les plus proches du lac, montre une amplitude thermique journalière plus faible que celles des trois autres classes avec des

températures minimales plus élevées et des températures maximales plus faibles (de presque 2°C dans les 2 cas). On observe particulièrement un ralentissement de l'augmentation des températures au cours de la matinée. Si l'intérêt se porte sur les profils thermiques des capteurs de la classe 2 uniquement (Fig. 4b), on remarque même un fléchissement des températures à partir de 7h à 8h du matin selon les capteurs (**Cm** et **Du**), tandis que des différenciations s'opèrent au sein même de cette classe.

L'oscillation diurne de la température des capteurs de la classe 2 pour la journée anticyclonique du 17 juin 2012, mise en relation avec les données de vent de la station météorologique de Changins (Fig. 5), permet d'étudier plus en détails les circulations locales et leur influence sur la température dans le vignoble.



**Figure 5.** a) Direction et vitesse du vent le 17/06/2012 enregistrées à la station de Changins (UTC) et (b) températures horaires locales des 7 capteurs issus de la classe 2 de la CAH le 17/06/2012.

Un changement de direction du vent a lieu entre 6 et 7h quand l'air commence à s'échauffer au dessus des terres atteignant dans le vignoble à cette heure là une valeur d'environ 25°C (**Du**). Le contraste thermique entre l'air au-dessus des terres et l'air au-dessus du lac, d'une valeur d'environ 5°C, semble assez important pour générer une légère brise de lac (1,5 m/s) qui succède aux brises de terre/pente descendante plus fortes (4 m/s) (Fig. 5a). À l'inverse de l'établissement des brises de mer ou des grands lacs, le changement de direction ne s'accompagne pas d'un renforcement de vitesse du vent. Dans cette région, ceci révèle le rôle prépondérant à l'échelle locale de la topographie (brises de pentes) sur les circulations liées au gradient thermique terre/eau (brises de lac). La largeur du lac au niveau de Changins (seulement 4 km) fait partie des facteurs explicatifs. La position de la station météorologique de Changins entre la rive du lac et le rebord du plateau suisse pourrait également expliquer cette différence. L'arrivée de la brise de lac est associée soit à une baisse des températures, soit à un ralentissement du réchauffement diurne (Fig. 5b). L'ensemble des capteurs enregistre une baisse de température entre 7h et 10h, d'environ 1°C à **Gl** et **Cm**, 2°C à **Cr** et jusqu'à 3°C à **Du**. Les différences dans la progression de la brise et dans l'intensité de son impact thermique sont dues à la topographie très variée de la région. Ces résultats confirment le poids des facteurs topographiques (pente, exposition) sur les variations locales du rythme thermique au sein de cette classe.

## Conclusion

Le réseau de capteurs thermiques dans le vignoble de la bordure helvétique sud-ouest du lac Léman a permis de confirmer l'influence de la brise de lac sur les températures en cours de matinée, surtout lors de journées chaudes. On remarque que la manifestation d'une brise du lac Léman s'imprime de plusieurs façons sur les données thermiques des capteurs les plus proches du lac : d'une part via un ralentissement de la hausse des températures à partir de 06h et 07h, et d'autre part plus nettement par un décrochement significatif. Puisque peu d'études sur les brises du lac Léman ont été réalisées dans les cantons de Genève et de Vaud, les résultats obtenus à l'aide des données provenant de ce réseau de capteurs original en suisse

nous incitent à affiner les analyses de l'influence des brises du lac Léman sur les températures dans le vignoble.

Le couplage entre ces résultats et les travaux en cours à l'école d'ingénieur de Changins donnera la possibilité d'approfondir l'influence du climat sur les stades phénologiques de la vigne et de développer les connaissances sur ce terroir viticole. Un calcul de fréquence des jours de brises, ainsi qu'une modélisation atmosphérique des événements de brises au moyen d'un modèle atmosphérique à méso-échelle permettront de mettre en évidence et de spatialiser à fine échelle les avantages thermiques pour la viticulture dans la région.

## Bibliographie

- Beltrando G., Dahech S., Madelin M., 2008. L'intérêt de l'étude des brises thermiques : Exemple des brises littorales et orographiques. *Bulletin de la société géographique de Liège*, **51**, 49-61.
- Berri G. J. et Sraibman L., 2010. Low level wind field climatology over the La plata River region obtained with a mesoscale atmospheric boundary layer model forced with local weather observation. *Journal of applied meteorology and climatology*, **49**, 1293-1305.
- Bonnardot V., Planchon O., Cautenet S., 2005. Sea breeze development under an offshore synoptic wind in the South-Western Cape and implications for the Stellenbosch wine producing area. *Theor. Appl. Climatol.*, **81**, 203-218.
- Bouet M., 1985. *Climat et météorologie de la suisse romande*. Payot, Lausanne, 170 p.
- Burgos S., Almendros S., Fortier E., 2010. Facteurs environnementaux et phénologie de la vigne dans le canton de Genève. *Revue suisse Viticulture, Arboriculture, Horticulture*, **42**, 288-295.
- Carey V. A., Bonnardot V., Schmidt A., Theron J. C. D., 2003. The interaction between vintage, vineyard site (mesoclimate) and wine aroma of *Vitis vinifera* L. cvs. Sauvignon blanc, Chardonnay and Cabernet Sauvignon in the Stellenbosch-Klein Drakenstein wine producing area. *OIV Bull.*, **76**, 4-29.
- Chevalier F., 2014. *Variabilité des températures dans le vignoble des Cantons de Genève et de Vaud : Influence des circulations locales des brises du lac Léman* (Mémoire de master). Faculté des Science Sociales, Université de Rennes, France.
- Comer N. et Mc Kendry I., 1993. Observations and numerical modeling of lake Ontario breezes. *Atmosphere-Ocean*, **31**, 481-499.
- Fourment M., Bonnardot V., Ferrer M., Quénot H., 2014. Température et circulation atmosphérique locale : observation dans le vignoble du sud de l'Uruguay. *Actes du XXVII<sup>ème</sup> colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, (pp. 146-151). Dijon, France
- Ganter Y., 1978. Contribution à l'étude des brises du lac Léman. *Rapport de travail de l'Institut Suisse de Météorologie*, **83**, Zürich, 49 p.
- Jeanneret P., 2012. Les vents du Léman. *Météo magazine*, **4**, 43-53.
- Lemmin U. et D'Adamo N., 1996. Summertime winds and direct cyclonic circulation: Observations from Lake Geneva. *Ann. Geophysicae*, **14**, 1207-1220.
- Oesch D., Jaquet J-M., Klaus R. et Schenker P., 2008. Multi-scale pattern monitoring of a large lake (Lake Geneva) using a multi-sensor approach. *International journal of remote sensing*, **29**, 5785-5808.
- Sturges H. A., 1926. The Choice of a Class Interval. *Journal of the American Statistical Association*, **21**, 65-66.

## EVALUATION DE L'EFFET OROGRAPHIQUE DANS LE BASSIN VERSANT DU PIQUIRI – PARANA/BRESIL

CORREA M. G. G.<sup>1</sup>, GALVANI E.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Programme d'Études Supérieures en Géographie Physique – Université de São Paulo/Brésil, mgreyckcorrea@gmail.com

<sup>2</sup>Département de Géographie et du Troisième Cycle en Géographie Physique Université de São Paulo/Brésil, egalvani@usp.br

**Résumé** – Cette recherche présente une étude de corrélation statistique entre la pluviométrie et l'altitude du bassin versant du fleuve Piquiri-Paraná/Brésil. Pour cela, les données de précipitation et d'altitude de 41 postes pluviométriques sur 35 ans ont été utilisées ; les précipitations moyennes annuelles, saisonnières et mensuelles ont été calculées et par la corrélation linéaire de Pearson on a obtenu la corrélation entre les variables étudiées. On a observé, en effet, que l'effet orographique du bassin versant du fleuve Piquiri existe et que la corrélation entre l'altitude et les pluies est plus grande pendant l'hiver, au mois de juillet. En analysant les corrélations dans les trois classes de reliefs différents, on a conclu que la plus grande corrélation annuelle, saisonnière et mensuelle survient entre 401 et 800 mètres d'altitude et on a observé dans l'intervalle d'altitude supérieur à 801 mètres des corrélations négatives indiquant la présence d'ombre pluviométrique.

**Mots-clés** : Bassin Versant, Corrélation linéaire, Précipitation pluviométrique, Relief.

**Abstract** – *The orographic effect evaluation in Piquiri watershed – Parana/Brazil.* This paper presents a study of the relationship between rainfall and height, taking into consideration the annual, seasonal and monthly rainfall for 41 rain gauges provided by Instituto Águas do Paraná. The historical series comprehends 34 years of rainfall data (1976 to 2010). For the statistical analysis Pearson's correlation was used considering rainfall and height data. It was observed that the orographic effect significantly conditions the annual rainfall in Piquiri watershed, the correlations values showed that in the winter the correlation is higher than in the other seasons. The same results were found to the monthly correlations, and the highest correlation between rainfall and height were observed during June and July, while the lowest correlation was observed during November. However, the analysis of the elevation classes showed that between 401-800 m the correlation with rainfall is higher.

**Keywords**: Watershed, Linear Correlation, Rainfall, Reliefe

### Introduction

Les études relatives aux ressources hydriques dans les pays tropicaux sont extrêmement importantes pour le développement socio-économique de ces derniers. Les zones peuplées et les zones d'importantes activités agricoles et industrielles dépendent des ressources hydriques, et donc l'utilisation et la préservation de ces ressources présentent un intérêt pour les secteurs de l'économie, de la politique et de la société.

Pour comprendre la dynamique naturelle autour de la disponibilité des ressources hydriques, ont priorité les études portant sur le cycle hydrologique, les bassins versants, la pluviométrie, les systèmes d'écoulement et d'infiltration d'eau dans la surface de la terre et toutes ses conséquences sur les sous-systèmes naturels liés. Shelton (2009) montre que la pénurie des ressources hydriques et les questions liées aux changements climatiques ont imposé la nécessité de comprendre les relations entre le climat, le cycle hydrologique et les ressources hydriques.

Molle (2009) a réalisé un rappel historique de la conception de bassin versant dans l'histoire de l'humanité et rappelle que l'utilisation de cette unité de paysage remonte à la Chine ancienne, quand le fleuve endigué était utilisée pour les rizières, tout comme en Europe les théorisations à propos des bassins versants ont eu du succès avec l'avènement de ses premières conceptualisations liées aux systèmes naturels et au paysage. Actuellement le concept de bassin versant comme unité de planification et de gestion souligne l'importance du besoin de préservation et d'utilisation plus rationnelle des ressources naturelles.

Ross et Del Prette (1998) ont fait une analyse de la situation de la planification des bassins versants au Brésil. Ils ont observé que les lois relatives au sujet sont souvent ignorées et ne prennent pas en compte la réalité spécifique de chaque lieu. Un déficit serait d'établir de manière fonctionnelle la planification des bassins versants du pays.

L'orographie selon Christopherson (2012) est un phénomène dans lequel la topographie fonctionne comme une barrière pour les masses d'air migratoires. Lors de la rencontre d'une barrière topographique, la parcelle d'air est forcée de s'élever et de se refroidir adiabatiquement favorisant la formation de nuages et de pluie. La barrière orographique est intensifiée lors du passage de systèmes frontaux et des systèmes cycloniques.

Des études réalisées par Setzer (1946) sur les déterminants géographiques (relief, sol et couverture végétale) dans la variabilité pluviale dans l'état de São Paulo ont montré qu'il existe une relation entre l'altitude et la direction des masses d'air dans la répartition des précipitations.

Pour Pelegatti et Galvani (2010) l'association du type de système atmosphérique et le positionnement du bras de la rivière accentuent l'orographie, dans la côte de l'État de São Paulo les événements pluvieux de longue durée présentent un volume supérieur de précipitation lorsque tournés vers l'Atlantique, le contraire a lieu dans les postes pluviométriques localisés dans le bras de rivière dirigé vers le continent, montrant l'existence d'une ombre pluviométrique.

Pour Candido et Nunes (2008) l'irrégularité du relief a aussi une influence dans la distribution spatiale de la précipitation pluviométrique, tandis que la distribution est plus régulière dans les zones moins élevées et plates.

À partir d'un panorama dans lequel les questions environnementales, en particulier les ressources hydriques, se présentent comme un important facteur favorisant le développement local, régional et même de nations entières, ce travail a comme proposition de présenter une analyse de corrélation statistique entre l'altitude et la précipitation pluviométrique dans le bassin versant du fleuve Piquiri-Paraná/Brésil. L'objectif est de fournir un panorama général de la participation de l'altitude dans la distribution de la précipitation pluviométrique des bassins versants.

## **1. Localisation de la zone d'étude**

Le bassin versant du fleuve Piquiri est situé dans la région centre-ouest de l'état du Paraná, sud du Brésil, comme on peut le voir dans la figure 1. Toute cette zone se trouve au sud du Tropique du Capricorne, et présente des caractéristiques d'un climat de transition entre Tropical et Sub-Tropical.

Le fleuve Piquiri est l'affluent de la rive gauche du fleuve Paraná. Il prend sa source dans la région de la Serra do São João, devise entre les communes de Turvo et Guarapuava. Le fleuve Piquiri parcourt approximativement 480 km jusqu'à son embouchure dans le fleuve Paraná, devise entre les communes de Altônia et Terra Roxa.

La zone de drainage de tout le bassin est d'approximativement 24 700 km<sup>2</sup> et se limite au nord et à l'est au bassin du fleuve Ivaí, au sud au le bassin du fleuve Iguaçu et à l'ouest le fleuve Piquiri et son embouchure se trouve auprès du fleuve Paraná.

Selon la classification de Köppen (1948), on peut observer dans la zone trois types de climats prédominants : le climat de type Cfa, qui est présent dans tout le secteur centre-ouest et s'étend tout au long de la vallée de la rivière Piquiri et est caractérisé par un climat sous-

tropical, mésothermique avec des étés chauds et de gelées peu fréquentes. Avec l'élévation de l'altitude le type climatique prédominant est le Cfb, avec des températures moyennes dans le mois le plus froid de 18°C (mésothermique) et avec des étés frais sans saison sèche définie. Dans le nord du versant prédomine le type climatique Cwa, typiquement plus chaud il est marqué par des pluies en été et des saisons bien définies (été-hiver) et des températures moyennes pendant le mois le plus chaud supérieur à 22°C.

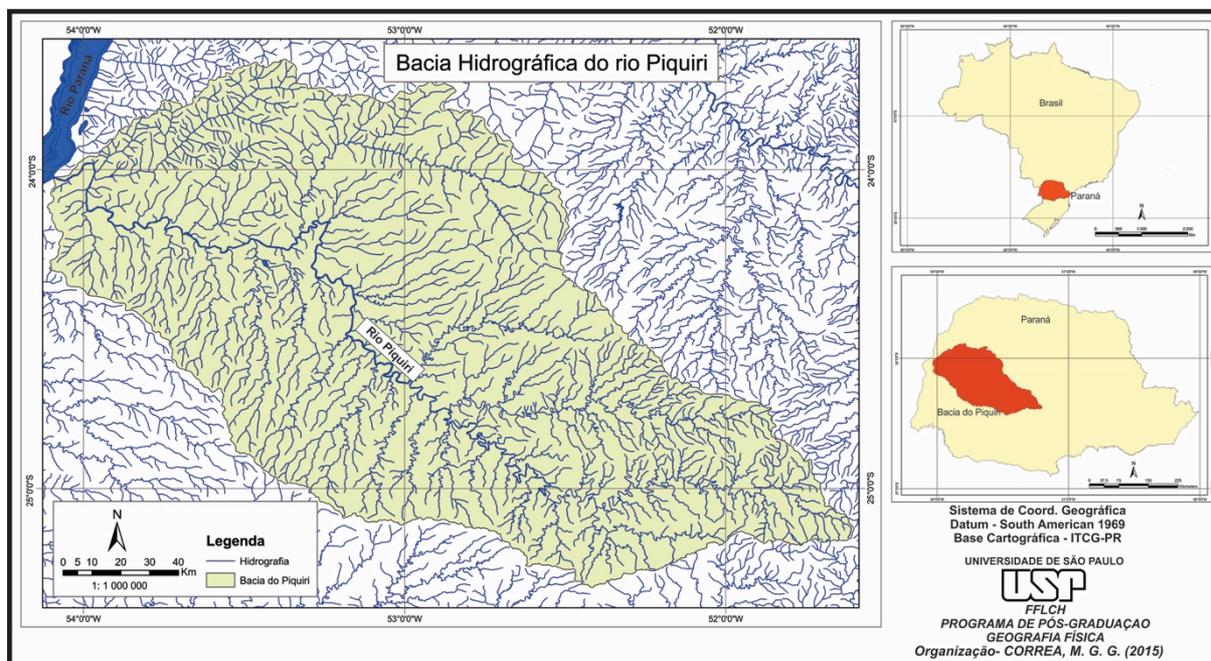


Figure 1. Carte de localisation du bassin versant du fleuve Piquiri-PR/Brasil.

## 2. Procédures Méthodologiques

Pour le développement de cette recherche, on a utilisé les données secondaires de précipitation de l'Institut des Eaux du Paraná, dans laquelle a été choisie une quantité représentative de 41 postes pluviométriques dans le bassin versant du fleuve Piquiri, avec une série historique de 35 ans entre 1976 et 2010 avec ses respectives altitudes et localisation géographique. On a calculé la moyenne annuelle, saisonnière et mensuelle de la précipitation pluviométrique pour chaque poste pluviométrique.

La corrélation entre la précipitation (mm) et l'altitude (m) a été faite par la corrélation linéaire de Pearson.

Les résultats de  $r$  proches à 1 représentent les résultats satisfaisants dans la corrélation entre précipitation et altitude, c'est à dire, l'augmentation de l'altitude présente une haute corrélation avec l'augmentation de la précipitation, tandis que les valeurs de  $r$  proches de 0 indiquent une corrélation petite ou nulle entre l'altitude et la précipitation, les valeurs proches de -1 indiquent une corrélation inverse, c'est à dire, l'augmentation de l'altitude et la diminution de la précipitation.

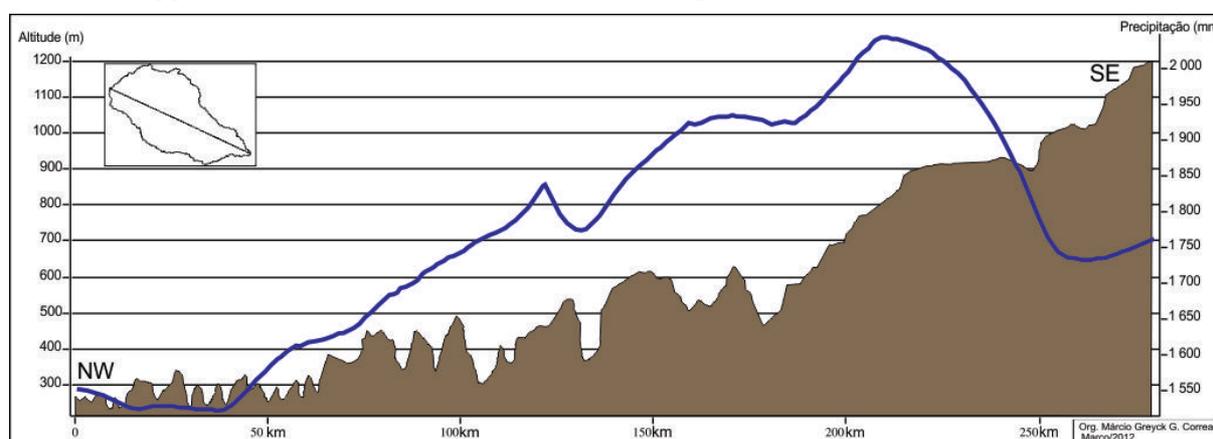
Les calculs de corrélation ont été réalisés dans les échelles annuelles, saisonnières et mensuelles pour toute la série historique et dans trois classes d'altitude, 0 à 400 mètres, 401 à 800 mètres et supérieure à 801 mètres au-dessus du niveau moyen de la mer.

### 3. Résultats et Discussions

L'altimétrie joue un rôle important dans la configuration de la densité de drainage, dans les caractéristiques climatiques et phytogéographiques de la zone. Les moyennes altimétriques du bassin versant du fleuve Piquiri varient entre 200 mètres dans les régions de plus petite altitude (Plateaux Fluviaux, Plaine de Umuarama et l'extrême ouest de la Plaine de Campo Mourão), près du fleuve Paraná et au nord du bassin, où prédomine le Grès, tandis qu'en direction du sud et du sud-est les moyennes altimétriques s'élèvent graduellement, pouvant aller au-delà de 1000 mètres dans la Plaine du Haut/Moyen Piquiri et de la Plaine de Cascavel.

La distribution annuelle moyenne de précipitation dans toute l'extension du bassin versant varie de 1400 à 2000 mm, cette distribution dans la précipitation suit les caractéristiques du relief, spécifiquement dans un intervalle d'altitude déterminé.

Les valeurs les plus réduites sont observées au nord et à l'ouest, où l'altitude est plus petite, dans la région centre-sud se trouvent les plus grandes valeurs moyennes de précipitation, arrivant jusqu'à plus de 2000 mm dans les secteurs les plus élevés avec 1000 m d'altitude approximativement, comme le montre la figure 2.



**Figure 2.** Relation entre la moyenne annuelle des précipitations et l'altitude par un transect NW-SE dans le bassin versant du fleuve Piquiri-PR.

Visuellement il est possible d'identifier dans le transect de la figure 2 qu'il existe une bande d'altitude où la ligne de précipitation moyenne annuelle (en bleu) correspond le mieux à l'élévation de l'altitude.

Le tableau 1 montre qu'annuellement la corrélation entre la précipitation et l'altitude dans le bassin versant du fleuve Piquiri est de 0,72 et l'automne et l'hiver sont les saisons avec la meilleure corrélation.

**Tableau 1.** Corrélation linéaire de Pearson entre la précipitation annuelle, saisonnière et l'altitude pour le bassin versant du fleuve Piquiri-PR/Brasil.

Classe (m)	Annuel	Été	Automne	Hiver	Printemps
-	0,72	0,67	0,68	0,78	0,66
0-400	0,23	0,06	0,25	0,25	0,36
401-800	0,82	0,83	0,82	0,80	0,77
+801	-0,94	-0,89	-0,94	-0,55	-0,86

En observant les corrélations par classe d'altitude présentées dans le tableau 1 la corrélation annuelle la plus satisfaisante a lieu dans les classes d'altitude entre 401-800 mètres avec une amplitude de précipitation de 679,2 mm. La classe d'altitude entre 0-400 mètres a présenté une faible corrélation et une amplitude de précipitation de 429,1 mm et la classe supérieure à 801 mètres a présenté une corrélation satisfaisante inverse, indiquant la présence de l'ombre pluviométrique, et l'amplitude de précipitation a été de 320,6 mm. Les corrélations saisonnières montrent des résultats similaires à la corrélation annuelle, tandis que les plus grandes corrélations entre la précipitation et l'altitude ont eu lieu dans la classe d'altitude entre 401-800 mètres en été et en automne.

Le tableau 2 montre que les mois de juin et juillet ont présenté la meilleure corrélation entre les précipitations et l'altitude. En analysant par classe d'altitude on observe que les corrélations les plus satisfaisantes ont aussi été observés dans la classe d'altitude entre 401-800 mètres, comme le montre le tableau 2. Les mois de juin et juillet ont présenté les plus grandes corrélation (0,82) tandis que les mois d'août (0,69) et novembre (0,67) ont présenté les plus petites corrélations. Pour l'intervalle de l'altitude entre 0-400 mètres on observe peu ou aucune corrélation entre la précipitation pluviométrique et l'altitude. Dans l'intervalle de l'altitude supérieure à 801 mètres les mois de juillet et août présentent la plus petite corrélation négative.

**Tableau 2.** Corrélation linéaire de Pearson entre la précipitation mensuelle et l'altitude pour le bassin versant du fleuve Piquiri-PR/Brasil.

Classe (m)	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
-	0,72	0,54	0,63	0,58	0,59	0,75	0,80	0,66	0,70	0,73	0,33	0,66
0-400	0,05	0,08	0,05	0,15	0,39	0,02	0,22	0,16	0,36	0,30	0,22	0,31
401-800	0,79	0,75	0,79	0,77	0,77	0,82	0,82	0,69	0,73	0,79	0,67	0,70
+ 801	-0,80	-0,77	-0,54	-0,83	-0,96	-0,85	-0,38	-0,13	-0,54	-0,75	-0,56	-0,85

La plus grande corrélation pendant les mois d'hiver, spécialement entre juin et juillet peut être expliquée par le fait que pendant cette période de l'année les systèmes frontaux sont plus fréquents en Amérique du Sud comme un tout.

Des études réalisées par Oliveira (1986) ont analysé les systèmes frontaux en 4 bandes latitudinales, en concluant que le maximum de pénétration des courants d'air froid dans le continent ont lieu pendant le mois de juillet, tandis que dans les mois d'octobre et novembre a lieu la plus grande interaction de ces systèmes frontaux avec la convection tropicale, principalement dans les bandes de 35°S-25°S et 25°S-20°S.

Dans l'intervalle de l'altitude supérieure à 801 mètres la plus petite corrélation inverse a lieu pendant les mois de juillet et août (hiver) montrant que dans les périodes de plus grande présence des systèmes frontaux, l'effet d'ombre pluviométrique est atténué.

Correa (2013) a identifié dans la distribution spatiale des pluies dans le bassin versant du fleuve Piquiri entre juin-août l'orientation des isohyète dans la direction norest-sudest, l'intensification des systèmes frontaux et la diminution des systèmes convectifs confère à ces mois une tendance générale de diminution de température et d'humidité de l'air entraînant en une diminution et une uniformité de la précipitation.

## Conclusion

Les résultats montrent qu'il existe une corrélation de 0,72 entre la précipitation annuelle et l'altitude, l'hiver a une corrélation de 0,78 et le printemps 0,66, juillet est le mois avec la

meilleure corrélation 0,80 et novembre la plus petite corrélation, 0,33. Les systèmes frontaux présentent la plus grande homogénéité dans la distribution des pluies ce qui peut aider et souligner le rôle orographique du relief dans la distribution des pluies pendant l'hiver, en particulier pendant le mois de juillet.

On a observé également que l'orographie est plus efficace dans la classe d'altitude entre 401-800 mètres, avec une meilleure corrélation entre précipitation et altitude pour la moyenne de la précipitation annuelle, saisonnière et mensuelle, tandis que la classe entre 0-400 mètres présente une faible corrélation et +801 mètres ne présente pas de corrélation entre précipitation et relief.

## Bibliographie

- Candido D. H., Nunes, L. H., 2008. Influência da orografia na precipitação da área entre o vale do rio Tietê e a Serra da Mantiqueira. *GEOUSP-Espaço e Tempo*, 8-27.
- Christopherson R. W., 2012. *Geossistemas: uma introdução à geografia física*. Porto Alegre, Bookman.
- Correa M. G. G., 2013. *Distribuição espacial e variabilidade da precipitação pluviométrica na bacia do rio Piquiri-PR*. Mémoire de master, Universidade de São Paulo, Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Brazil.
- Köppen W., 1948. *Climatologia: com un estudio de los climas de la tierra*. México, Fondo de Cultura Económica.
- Molle F., 2009. River-basin planning and management: The social life of a concept. *Geoforum*, **40**, 484-494.
- Oliveira A. S., 1986. *Interações entre sistemas frontais na América do Sul e a convecção da Amazônia*. Mémoire de master, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.
- Pelegatti C. H. G., Galvani E., 2010. Avaliação da precipitação na Serra do Mar-SP em eventos de diferentes intensidades e duração. *GEOUSP-Espaço e Tempo*. 147-158.
- Ross J. L. S., Del Prette M. E., 1998. Recursos hídricos e as bacias hidrográficas: âncoras do planejamento e gestão ambiental. *Revista do Departamento de Geografia*, 89-121.
- Setzer J., 1946. A distribuição normal das chuvas no estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geografia*. **1**.
- Shelton M. L., 2009. *Hydroclimatology: Perspectives and applications*. Cambridge, Cambridge University Press.

## APPORT DE L'ANALYSE DES CYCLES DIURNES DE NEBULOSITE ET DE RADIATION SOLAIRE POUR COMPRENDRE LE CYCLE SAISONNIER MOYEN D'ACTIVITE PHOTOSYNTHETIQUE DE LA FORET EN AFRIQUE CENTRALE

PHILIPPON N.<sup>1</sup>, DE LAPPARENT B.<sup>2</sup>, GOND V.<sup>3</sup>, BIGOT S.<sup>1</sup>, BROU T.<sup>4</sup>,  
CAMBERLIN P.<sup>2</sup>, CORNU G.<sup>3</sup>, DUBREUIL V.<sup>5</sup>, MARTINY N.<sup>2</sup>, MOREL B.<sup>6</sup>,  
MORON M.<sup>7</sup>, SEZE G.<sup>8</sup>

<sup>1</sup>Equipe PhyRev, LTHE, IRD/CNRS, Grenoble, France, nathalie.philippon@u-bourgogne.fr,  
sylvain.bigot@univ-grenoble-alpes.fr

<sup>2</sup>Equipe CRC, UMR6282 Biogéosciences, CNRS/ UBFC, Dijon, France, benjamin-de-lapparent@hotmail.fr,  
pierre.camberlin@u-bourgogne.fr, nadege.martiny@u-bourgogne.fr

<sup>3</sup>Biens et Services des Ecosystèmes Forestiers, UPR105 CIRAD, Montpellier, France, valery.gond@cirad.fr,  
guillaume.cornu@cirad.fr

<sup>4</sup>ESPACE DEV, IRD/Université de la Réunion, telesphore.brou@univ-reunion.fr

<sup>5</sup>COSTEL, LETG, Rennes, France, vincent.dubreuil@uni-rennes2.fr

<sup>6</sup>LE2P, Université de La Réunion, Saint Denis de la Réunion, beatrice.morel@univ-reunion.fr

<sup>7</sup>CEREGE, Aix en Provence, France, and IRI, Palisades, NY, USA, moron@cerege.fr

<sup>8</sup>LMD, CNRS/UMPC, Paris, France, genevieve.seze@lmd.jussieu.fr

**Résumé** – Afin de mieux comprendre la sensibilité de la forêt d'Afrique Centrale à la variabilité climatique actuelle, une analyse détaillée des cycles saisonniers moyens d'activité photosynthétique, de précipitations, de couverture nuageuse et de radiation solaire est menée pour la région 0-5°N/12-19°E, en s'appuyant sur des observations satellites haute résolution spatiale et temporelle. Nos résultats montrent tout d'abord que l'échelle diurne est une échelle clé pour comprendre les cycles saisonniers moyens de précipitations, nébulosité et radiation solaire, et comment ils façonnent celui d'activité photosynthétique des forêts. Ensuite, alors que la saison mars-mai semble optimale pour l'activité photosynthétique des forêts en raison d'une bonne disponibilité en lumière, la disponibilité en eau est le facteur de contrôle principal durant la grande saison sèche (décembre-janvier) et au démarrage de la 1<sup>ère</sup> saison végétative (février). De juillet à octobre, la plus faible disponibilité en lumière pourrait être le principal facteur explicatif à la baisse de l'activité photosynthétique.

**Mots-clés** : Afrique Centrale – forêts – cycles diurnes – nébulosité – radiation solaire

**Abstract** – analysis of cloudiness and solar radiation diurnal cycles for a better understanding of the forests greenness mean annual cycle in Central Africa. To better understand the Central Africa forests sensitivity to climate variability, we jointly analyse the mean annual cycles of greenness, rainfall, cloudiness and solar radiation for the target region 0-5°N/12-19°E using high resolution satellite data. Our results demonstrate the importance of the diurnal scale for understanding the mean annual cycles of rainfall, cloudiness and solar radiation and the way they shape those of forest greenness. They also suggest that whereas the March-May rainy season appears optimal for greenness especially because of favorable light conditions, water availability is the main controlling factor in December-January the main dry season and in February at the start of the first vegetative season. Regarding the little dry season and the second rainy season (July-October) light availability might be the main limiting factor to forests photosynthetic activity.

**Keywords**: Central Africa – forests – diurnal cycles – cloudiness – solar radiation

### Introduction

Les forêts tropicales sont une composante clé du système climatique en tant que zones sources de vapeur d'eau, et zones puits de dioxyde de carbone. Pour ces raisons leur évolution en réponse à la pression anthropique et au changement climatique est un facteur critique. La plupart des études dédiées aux forêts tropicales et à leur sensibilité au climat se focalisent sur le bassin amazonien. Elles suggèrent que la disponibilité en lumière est le principal facteur explicatif des variations saisonnières à interannuelles de l'activité photosynthétique et de la surface foliaire des forêts d'Amazonie (Huete et al. 2006 ; Myneni et al. 2007). Les forêts d'Afrique Centrale ont un cycle saisonnier moyen d'activité photosynthétique très différent de

celui des forêts amazoniennes - bimodal et non unimodal - et qui semble contrôlé en 1<sup>er</sup> lieu par le cycle saisonnier des précipitations (Gond et al. 2013). Dans le but de mieux comprendre la sensibilité des forêts d'Afrique Centrale à la variabilité climatique actuelle et future, une analyse détaillée de leur cycle saisonnier d'activité photosynthétique est réalisée conjointement avec celle des cycles saisonniers à diurnes de plusieurs variables climatiques considérées comme potentiellement déterminantes : les précipitations, la nébulosité et la radiation solaire, et ce pour la région 0-5°N/12-19°E localisée à la frontière entre République du Congo, République Démocratique du Congo, République de Centrafrique et Cameroun. En raison de la faible densité voire l'absence de données *in situ* relatives au climat et à la forêt, notre étude se base uniquement sur l'analyse de produits satellites. Ceux-ci sont rapidement présentés en section 1. Les principaux résultats sont donnés en section 2.

## **1. Données satellites**

### ***1.1 Activité photosynthétique des forêts***

L'activité photosynthétique des forêts est estimée à partir de l'indice *Enhanced Vegetation Index* (EVI) du satellite MODIS, capteur TERRA à 16 jours de résolution temporelle et 500m de résolution spatiale sur la période 2000-2009 (Huete et al. 2002). Pour détecter les pixels couverts de forêt et déterminer leur cycle saisonnier moyen d'EVI, une classification non supervisée de type ISODATA a été réalisée et les résultats obtenus confrontés à des relevés terrain de déciduité sur 38000 parcelles de 0.5ha (Gond et al. 2013).

### ***1.2 Précipitations***

Nous avons utilisé le produit TRMM3B42 v7 (Tropical Rainfall Measurement Mission, Huffman et al. 2007) qui fournit des estimations tri-horaires de précipitations à 25km de résolution spatiale sur la période 2003-auj. Ce produit, parce qu'il est calibré au pas de temps mensuel avec des mesures in-situ, présente des biais modérés.

### ***1.3 Nébulosité***

Les données de classification nuageuse ont été obtenues du SAFNWC (Satellite Application Facility for Supporting NoWCASTing and very short range forecasting) et se basent sur les acquisitions du capteur SEVIRI du satellite MSG (Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager - MeteoSat Seconde Generation). Cette classification discrimine 21 types de couverts nuageux à une résolution spatiale de 3km, toutes les 15min, sur la période 2008-auj (Derrien and Le Gléau 2005). Après retraitement des données nous obtenons 7 classes principales de couvert nuageux : ciels clairs, nuages très bas, bas, moyens, hauts opaques, très hauts opaques et semi-transparents.

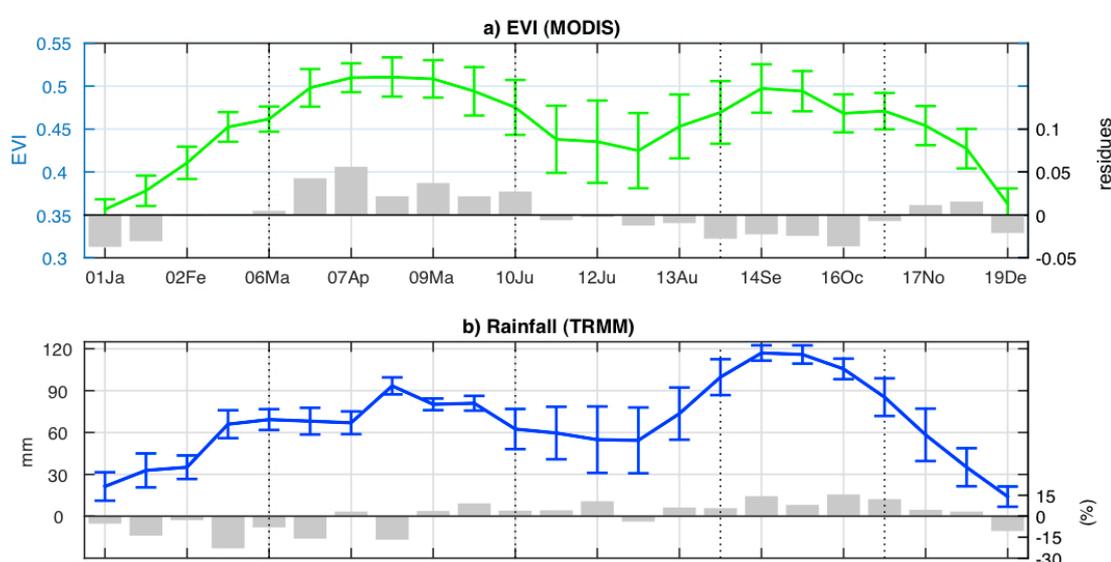
### ***1.4 Radiation solaire***

Les données de radiation solaire globale, directe et diffuse ont été extraites de la base de données *HelioClim-3 v5* (voir <http://www.soda-is.com/eng/helioclim/>) et sont fournies au pas de temps horaire et à la résolution spatiale de 9km sur la période 2004-auj. Elles sont dérivées des acquisitions du capteur SEVIRI de MSG, et de la méthode d'estimation de la radiation solaire en surface *Heliosat-2* (Rigollier et al. 2004).

## 2. Résultats

### 2.1 Cycles saisonniers moyens d'EVI, précipitations, nébulosité totale et radiation solaire globale

La comparaison des cycles saisonniers moyens d'EVI et de précipitations (Fig.1) montre que la saisonnalité bimodale de l'activité photosynthétique des forêts en Afrique Centrale répond en 1<sup>er</sup> lieu à celle des précipitations ( $r=0.82$ , Gond et al. 2013 ; Guan et al. 2013). Cependant, il est remarquable que l'asymétrie observée entre les deux saisons des pluies - septembre-octobre est 30% plus pluvieuse que mars-mai - ne se traduit pas par une asymétrie comparable dans l'activité photosynthétique des forêts : au contraire les niveaux d'EVI sont plus élevés en mars-mai qu'en septembre-octobre. Les résidus de la régression du cycle saisonnier d'EVI sur le cycle saisonnier des pluies montrent que l'EVI est sous-estimé en mars-mai et au contraire surestimé le reste de l'année.



**Figure 1.** Cycles saisonniers moyens (a) d'EVI et (b) de pluies. Les résidus de la régression du cycle saisonnier d'EVI sur le cycle saisonnier des pluies sont donnés par les barres grises en panel (a). En panel (b) les barres grises correspondent à la différence entre cumuls de jour et cumuls de nuit pondérée par le cumul journalier total.

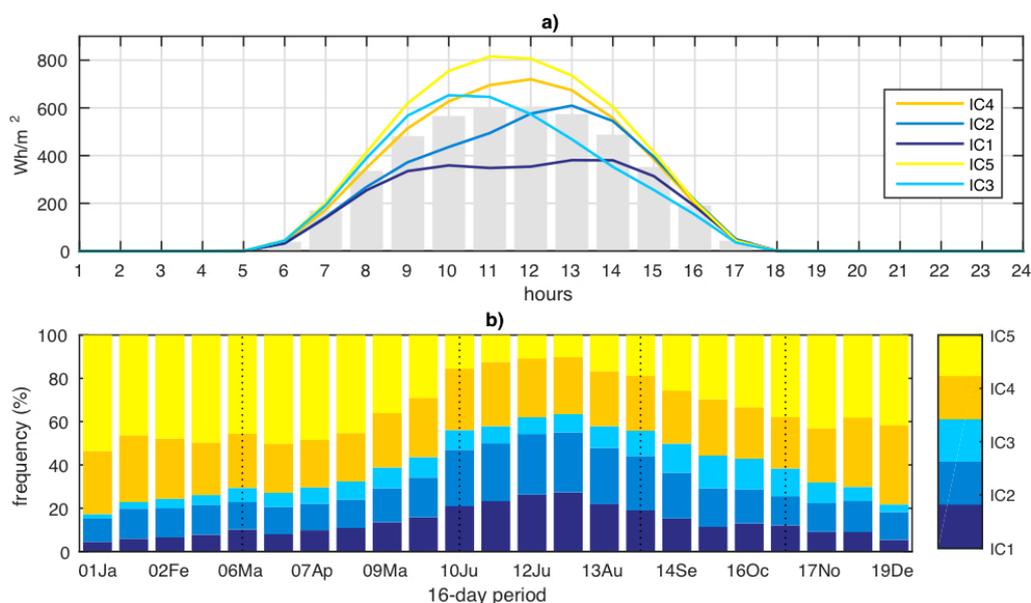
Les cycles saisonniers moyens de nébulosité totale et de radiation solaire globale ne montrent pas de bimodalité comparable à celle des pluies et de l'EVI. Cependant la nébulosité est moindre, et la radiation est supérieure en mars-mai par rapport à septembre-octobre (non montré).

### 2.2 Cycles diurnes de radiation solaire globale

Afin de mieux comprendre la spécificité du cycle saisonnier d'EVI au regard de celui des pluies, et le rôle éventuel de la disponibilité en lumière sur le niveau d'activité photosynthétique des forêts d'Afrique Centrale, une analyse des cycles diurnes de radiation solaire globale et de leur fréquence au cours du cycle saisonnier est tout d'abord effectuée (Fig.2). La détermination des principaux types de cycles diurnes de radiation solaire sur notre région d'intérêt s'appuie sur une classification hiérarchique ascendante des cycles diurnes des 365 jours, 11 années et 4368 pixels étudiés.

Cinq classes ont été retenues. La classe 1 (IC1, Fig.2a, 26.4% des cas) qui représente les jours peu lumineux et la classe 2 (IC2, 17.6%) qui représente les jours sombres le matin, sont surtout présentes en juin-août, petite saison sèche (Fig.2b). Les classes 4 et 5 qui représentent

les jours lumineux (IC4, 34.1%) et très lumineux (IC5, 8.4%), sont les plus fréquentes d'octobre à mai. Enfin la classe 3 (13.4%) qui représente les jours sombres l'après-midi, est surtout observée d'août à octobre.

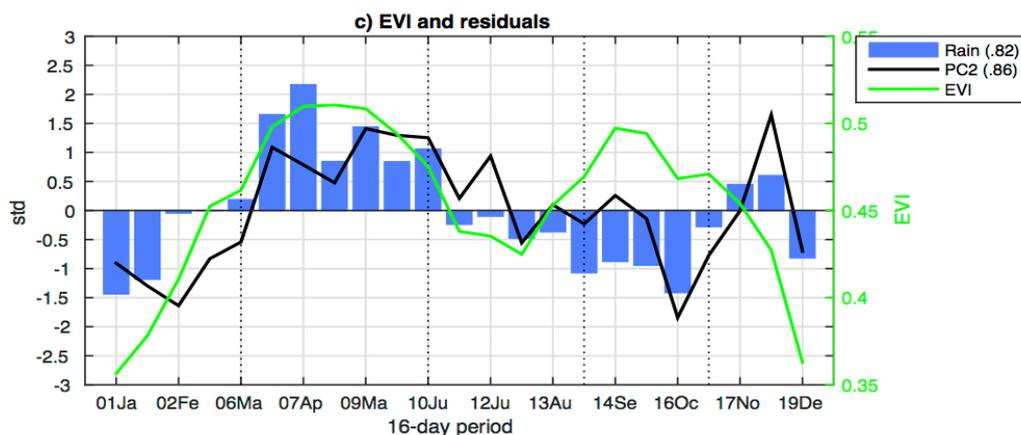


**Figure 2.** Cinq classes de cycles diurnes de radiation solaire globale (a) et leur fréquence au cours du cycle saisonnier (b).

### 2.3 Rôle de la disponibilité en eau vs la disponibilité en lumière

Afin d'essayer de dégager les rôles respectifs de la disponibilité en eau et en lumière à façonner le cycle saisonnier moyen d'activité photosynthétique des forêts, les cycles saisonniers de nébulosité et de radiation solaire sont synthétisés par analyse en composantes principales. La seconde composante (PC2, 27% de variance expliquée) qui présente un cycle bimodal décrit principalement la composante radiative prévalant durant les deux saisons des pluies en lien avec la présence/absence des nuages opaques à fort développement vertical et pluvigènes (cumulonimbus). Utilisée comme variable explicative de l'EVI dans une régression simple, la comparaison des résidus obtenus à ceux obtenus en utilisant les pluies seules (Fig.3) permet de dégager 3 périodes au cours du cycle saisonnier où la disponibilité en lumière prévaut sur la disponibilité en eau ou vice versa.

La 1<sup>ère</sup> période cours sur le mois de février, démarrage de la saison végétative : alors que l'EVI est correctement estimé avec les pluies (Fig.3, barres), il est surestimé avec la composante radiative (Fig.3, courbe noire). Ceci suggère que la quantité plutôt que la phase des précipitations (qui détermine la disponibilité en lumière) est plus importante pour le démarrage de l'activité photosynthétique des forêts. La situation inverse est observée au cours de la 2<sup>ème</sup> période d'intérêt qui couvre les mois de mars-avril, période où l'EVI continue de croître fortement pour atteindre son pic principal : l'EVI est moins sous-estimé en utilisant la composante radiative plutôt que les pluies. Ceci suggère qu'une fois que la saison végétative a démarré la disponibilité en lumière est plus importante que la disponibilité en eau pour atteindre ce 1<sup>er</sup> pic d'activité photosynthétique. Enfin, la dernière période d'intérêt est septembre-octobre. On remarque que l'EVI est moins surestimé avec la composante radiative qu'avec les pluies. Ainsi durant cette saison très pluvieuse, la quantité d'eau nécessaire aux forêts semble dépassée. Une diminution des précipitations associée à une augmentation de la luminosité pourrait être favorable à l'activité photosynthétique des forêts.



**Figure 3.** Cycle saisonnier moyen d'EVI (courbe verte), résidus au cycle saisonnier moyen des pluies (Rain, barres), et résidus à la 2ème composante principale (PC2, courbe noire).

## Conclusion

L'analyse des interactions entre l'échelle saisonnière et l'échelle diurne, et entre pluie, nébulosité et radiation solaire permet de mieux comprendre le cycle saisonnier moyen d'activité photosynthétique des forêts en Afrique Centrale et ses déterminants climatiques. Ainsi, ce cycle peut être décomposé en 4 périodes.

*Décembre - février* : les faibles niveaux d'activité photosynthétique enregistrés sont liés à la contrainte en eau : il y a de nombreux jours secs et les températures sont élevées. La mise en place de la saison des pluies initie un démarrage marqué de l'activité photosynthétique.

*Mars-mai* : les niveaux d'activité photosynthétique sont les plus hauts car cette période est optimale en termes de balance entre disponibilité en eau et disponibilité en lumière. Mais c'est cette dernière qui semble le principal facteur explicatif des niveaux d'EVI enregistrés.

*Juin-août* : l'activité photosynthétique s'affaiblit malgré une disponibilité en eau qui reste importante, probablement en lien avec une diminution de la lumière disponible. En effet la saison se caractérise par une fréquence importante de ciels couverts en nuages bas opaques.

*Septembre-novembre* : l'activité photosynthétique montre un second pic mais moindre par rapport à celui de mars-mai alors que les cumuls de pluie sont nettement supérieurs. Cette absence de réponse de l'EVI à la pluie à cette saison pourrait s'expliquer soit par le dépassement de la quantité d'eau vraiment nécessaire aux forêts soit par la plus faible luminosité en lien avec une couverture nuageuse plus importante.

## Remerciements

Les auteurs remercient le CNES pour son soutien financier (projet VEGREENE 2014-2015), la plateforme ICARE à Lille pour l'obtention des données de nébulosité MSG, Claire Thomas, société TRANSVALOR pour l'obtention des données Hélioclim-3. L'ensemble des analyses ont été réalisées sur le cluster de calcul du Centre de Calcul de l'Université de Bourgogne, Dijon.

## Bibliographie

Derrien M., and Le Gléau H., 2005. MSG/SEVIRI cloud mask and type from SAFNWC. *Int. J. Remote Sens.*, **26**, 4707–4732, doi:10.1080/01431160500166128.

Gond V., Fayolle A., Pennec A., Cornu G., Mayaux P., Camberlin P., Doumenge C., Fauvet N. and Gourlet-Fleury S., 2013. Vegetation structure and greenness in Central Africa from Modis multi-temporal data. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. B. Biol. Sci.*, **368**, doi:10.1098/rstb.2012.0309 1471-2970.

- Guan K., Wolf A., Medvigy D., Caylor K.K., Pan M., and Wood E.F., 2013. Seasonal coupling of canopy structure and function in African tropical forests and its environmental controls. *Ecosphere*, **4**, 1–21.
- Huete A. R., Didan K., Shimabukuro Y.E., Ratana P., Saleska S.R., Hutyrá L.R., Yang W., Nemani R.R., and Myneni R., 2006. Amazon rainforests green-up with sunlight in dry season. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L06405, doi:10.1029/2005GL025583.
- Huete A., Didan K., Miura T., Rodriguez E. P., Gao X., and Ferreira L. G., 2002. Overview of the radiometric and biophysical performance of the MODIS vegetation indices. *Remote Sens. Environ.*, **83**, 195–213.
- Huffman G. J., Bolvin D. T., Nelkin E. J., Wolff D. B., Adler R. F., Gu G., Hong Y., and Coauthors, 2007. The TRMM multi-satellite precipitation analysis: Quasi-global, multi-year, combined-sensor precipitation estimates at fine scale. *J. Hydrometeorol.*, **8**, 38–55.
- Myneni R. B., Yang W., Nemani R. R., Huete A. R., Dickinson R. E., Knyazikhin Y., Didan K. and Coauthors, 2007. Large seasonal swings in leaf area of Amazon rainforests. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, **104**, 4820–4823, doi:10.1073/pnas.0611338104.
- Rigollier C., Lefèvre M., and Wald L., 2004. The method Heliosat-2 for deriving shortwave solar radiation data from satellite images. *Sol. Energy*, **77**, 159–169.

## TENDANCES DU BILAN HYDRIQUE CLIMATIQUE ET IMPACT SUR LA PRODUCTIVITE AGRICOLE AU SUD-OUEST DE LA ROUMANIE

PRĂVĂLIE R.<sup>1</sup>, ZAHARIA L.<sup>1</sup>, BANDOC G.<sup>1</sup>, MITOF I.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Université de Bucarest, Faculté de Géographie, 1 rue Nicolae Bălcescu, 010041, Bucarest, Roumanie, pravalie\_remus@yahoo.com, zaharialili@hotmail.com, geobandoc@yahoo.com, iulian.mitof@yahoo.com

**Résumé** – Cette étude porte sur l'analyse de la dynamique du bilan hydrique climatique (BHC, en mm, estimé comme différence entre les précipitations – P et l'évapotranspiration potentielle – ETP) sur la période 1961-2009 au sud-ouest de la Roumanie. L'étude a pour objectif également de quantifier l'impact de la dynamique du BHC sur la productivité agricole, en considérant les rendements (en tonnes/hectare/an) du maïs, enregistrés sur la période 1990-2003, au niveau de 113 communes de la région étudiée. Dans une première étape, le test de Mann-Kendall et la méthode Sen's slope ont été appliqués pour analyser la variabilité temporelle du BHC, et ensuite, dans la deuxième étape, la méthode de la régression linéaire nous a permis de caractériser les relations entre BHC et rendements agricoles. Les résultats ont montré une diminution générale du BHC (c'est-à-dire une augmentation du déficit hydrique) à l'échelle annuelle (jusqu'à -2,5 mm/an) et saisonnière (jusqu'à -1,7 mm/an, pour le printemps), à l'exception de l'automne. Du point de vue agroclimatique, nous avons trouvé que l'augmentation du déficit hydrique de 1 mm/an pourrait être responsable d'une baisse des rendements du maïs allant jusqu'à 20 kg/ha/an.

**Mots-clés** : bilan hydrique climatique, déficit hydrique, tendances, rendements du maïs, Roumanie.

**Abstract** – *Climatic water balance trends and impact on agricultural productivity in southwestern Romania.* This paper aims to analyze the dynamics of the climatic water balance (CWB, in mm, estimated as the difference between rainfall –P and potential evapotranspiration - ETP) between 1961 and 2009, in the southwestern part of Romania. This approach aims also to quantify the impact of CWB variability on the crop productivity, considering as case study the corn yields (in tons/hectare/year), recorded in the 1990-2003 time period, at the level of 113 territorial-administrative units located in the study area. In the first step, the Mann-Kendall test and Sen's slope method were used, and, in the second one, the linear regression method. The results showed the general decrease of CWB (which means the rise of water deficit) at annual scale (up to -2.5 mm/yr) and seasonally (up to -1.7 mm/yr, for the spring), excepting the autumn season. Agroclimatic statistical analysis showed that the increase of water deficit by 1 mm/yr could lead to drops of corn yields by up to 20 kg/ha/yr.

**Keywords**: climatic water balance, water deficit, trends, corn yields, Romania.

### Introduction

La modification de la pluviométrie (P) et de l'évapotranspiration potentielle (ETP), liée aux changements climatiques, est responsable des modifications importantes du bilan hydrique climatique (BHC = P-ETP), dans diverses régions de la planète (IPCC, 2013). L'augmentation du déficit hydrique dans le contexte de la baisse des précipitations et de l'accroissement de l'évapotranspiration, dû au réchauffement global, est un défi important pour les systèmes socio-économiques et écologiques dans plusieurs régions du monde, comme le sud de l'Europe, l'Amérique Centrale, l'ouest et le sud de l'Afrique, la région du Sahel, le Moyen-Orient, l'est de l'Asie et le sud-est de l'Australie (IPCC, 2013).

Les systèmes agricoles représentent une des composantes anthropiques les plus vulnérables aux changements climatiques. On estime qu'après 1980, les cultures de maïs et de blé ont subi une diminution nette respectivement de 3,8% et de 2,5% à l'échelle globale, en lien avec les tendances des paramètres thermique et pluviométrique, qui ont accentué, en général, le déficit hydrique dans beaucoup de régions de la Terre (Lobell *et al.*, 2011). Vu le réchauffement climatique de ce siècle, qui va générer implicitement une intensification de l'évapotranspiration, une diminution générale de la disponibilité de l'eau est prévue. Cela va probablement affecter jusqu'à 2 milliards de personnes d'ici 2050 et plus de 3 milliards d'ici 2080 (IPCC, 2008).

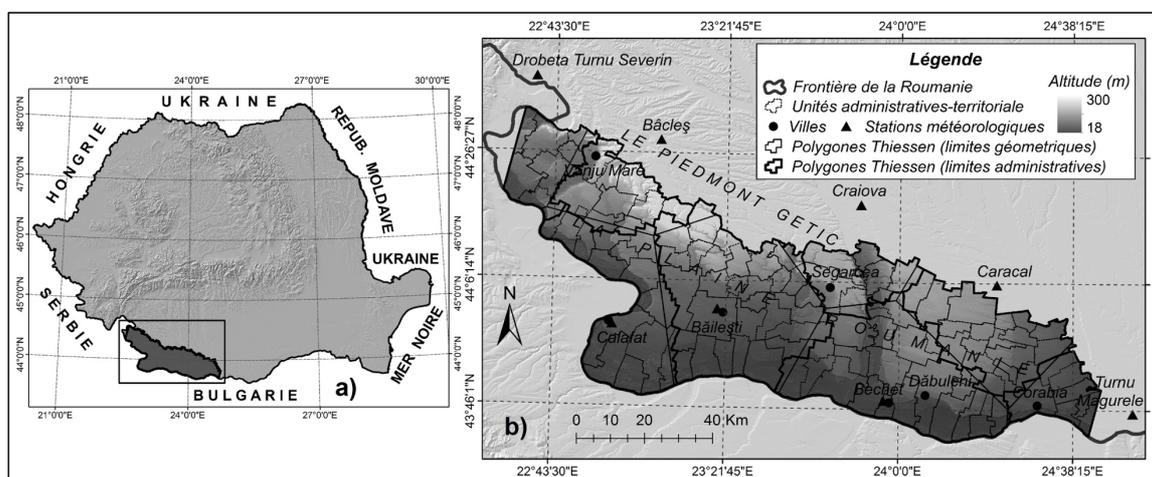
En Roumanie, l'amplification générale du déficit hydrique s'est avérée une des conséquences des changements climatiques du dernier demi-siècle, en raison de la hausse constante de l'ETP (Croitoru *et al.*, 2013) et de la diminution des précipitations en particulier au printemps et en été (Bojariu *et al.*, 2015). Les régions les plus touchées ont été celles extracarpathiques (notamment au sud-ouest du pays) où les systèmes agricoles ont été affectés par la sécheresse et l'aridité (Bălteanu *et al.*, 2013 ; Prăvălie *et al.*, 2014a ; Prăvălie *et al.*, 2016).

Dans ce contexte, le travail présenté ici a pour objectifs 1) d'analyser la dynamique du BHC dans le sud-ouest de la Roumanie, sur la période 1961-2009 et 2) d'essayer de quantifier son impact sur les systèmes agricoles, en considérant comme étude de cas les productions de maïs enregistrées entre 1990 et 2003.

## 1. Zone d'étude, données et méthodologie

La zone d'étude est située dans le sud-ouest de la Roumanie et correspond à peu près entièrement à la Plaine Roumaine (Figure 1). Son aire englobe 113 unités administratives-territoriales (UAT) qui totalisent une superficie de 7 370 km<sup>2</sup> (Figure 1b).

La région concernée est reconnue en Roumanie pour ses conditions climatiques relativement défavorables aux systèmes agricoles, à cause des advections fréquentes d'air chaud provenant du sud de l'Europe, du caractère irrégulier des précipitations, des vagues de chaleur et des valeurs élevées des températures et de l'évapotranspiration (Dumitraşcu, 2006 ; Sandu *et al.*, 2008). Les températures moyennes annuelles sont comprises entre 11–12°C, tandis que les cumuls annuels de précipitations varient entre 500–670 mm, d'après les données des stations météorologiques (Figure 1b) sur la période 1961–2009. Étant donné que les valeurs moyennes annuelles de l'ETP (estimées par la méthode Thornthwaite) sont généralement supérieures à 700 mm (sur la même période), il résulte un déficit hydrique pluriannuel allant de -50 mm, dans le nord-ouest, à -200 mm, dans le sud et le sud-est.



**Figure 1.** Localisation de la zone d'étude au niveau national (a) et régional (b)

Le déficit hydrique élevé est limitant pour les cultures agricoles prédominantes, notamment pour le maïs (*Zea mays* L.), dont la saison végétative (avril-septembre) subit un déficit hydrique étant même supérieur à -300 mm. Cette situation est encore plus aggravée à cause du manque presque total des systèmes d'irrigation, problème survenu dans la région avec la transition politique de l'année 1990, quand les systèmes d'irrigations ont été abandonnés et/ou détruites (Prăvălie *et al.*, 2016).

Cette étude repose principalement sur deux types de données : climatiques et agricoles. Les données climatiques utilisées sont les séries de valeurs mensuelles et annuelles des

températures moyennes de l'air (T) et des précipitations (P), enregistrées sur la période 1961-2009, par les stations météorologiques Drobeta Turnu Severin, Calafat, Craiova, Bechet et Turnu Măgurele (Figure 1b). Les mêmes paramètres ont été utilisés pour encore trois stations (Bâcleș, Băilești et Caracal) (Figure 1b), mais seulement pour la période 1990-2003, sur laquelle porte l'analyse agroclimatique. Les données sont issues de la base en ligne ECA&D (Klein Tank *et al.*, 2002) et de l'Administration Nationale de Météorologie. Les valeurs des températures ont servi à l'estimation de l'ETP par la méthode Thornthwaite et ensuite pour le calcul du bilan hydrique climatique (BHC) qui, rappelons-le, est défini ici comme la différence entre P et ETP.

Comme données agricoles, nous avons considéré les productions du maïs (tonnes/hectare/an) de la période 1990-2003 pour les 113 UAT (Figure 1b) (la source de ces données est l'Institut National de Statistique). La période est limitée à 14 ans seulement parce que, avant l'année 1990, les données agricoles ne sont pas fiables (vu les rapports irréalistes de la période communiste, avec le fait de maintenir, en apparence, un niveau de productivité agricole élevé à l'échelle nationale) et, à partir de 2003, les données concernant les productions ne sont plus enregistrées à l'échelle administrative des UAT, mais au niveau des compagnies privées.

L'approche comprend deux étapes principales : 1) l'analyse des tendances du BHC durant la période 1961-2009 et 2) l'analyse de l'impact de la variabilité du BHC sur les productions du maïs, entre 1990 et 2003. Dans la première étape, nous avons utilisé le graphique du grillage vectorisé (illustrant la variation des valeurs mensuelles sur plusieurs années, basé sur une grille de points correspondant aux valeurs interpolées des paramètres climatiques) (Prăvălie *et al.*, 2014b) et l'application Excel MAKESENS, qui englobe le test de Mann-Kendall (pour la détection des tendances linéaires, associées à leur signification statistique) et la méthode Sen's slope (l'estimation de la magnitude des tendances) (Salmi *et al.*, 2002). L'analyse des tendances a été effectuée à l'échelle annuelle et saisonnière (pour les cinq stations avec des longues séries de données), tant pour le BHC que pour ses paramètres constitutifs (P et ETP).

La deuxième étape repose sur l'utilisation du modèle de régression linéaire pour l'évaluation de la relation statistique entre le BHC et les productions de maïs sur les 14 années (1990-2003). Cette étape a été réalisée en trois phases, à savoir la délimitation des polygones de Thiessen-Voronoi, l'extraction des données et l'analyse statistique de celles-ci.

Dans la première phase, des polygones de Thiessen-Voronoi ont été construits à partir de la localisation de toutes les stations météorologiques disponibles dans la région (Figure 1b), afin de délimiter des aires d'influence des stations. Puisque les limites des polygones Thiessen-Voronoi ne s'ajustaient pas à celles administratives des UAT, nous avons créé des « polygones administratifs Thiessen » (Figure 1b), agrégeant les UAT dont la superficie est comprise à plus de 51% dans les polygones géométriques initiaux de Thiessen-Voronoi. Ces « polygones administratifs Thiessen » ont été considérés finalement comme des « unités climatiques » compactes, au niveau desquelles les données agroclimatiques ont été analysées (Prăvălie *et al.*, 2014a ; Prăvălie *et al.*, 2016).

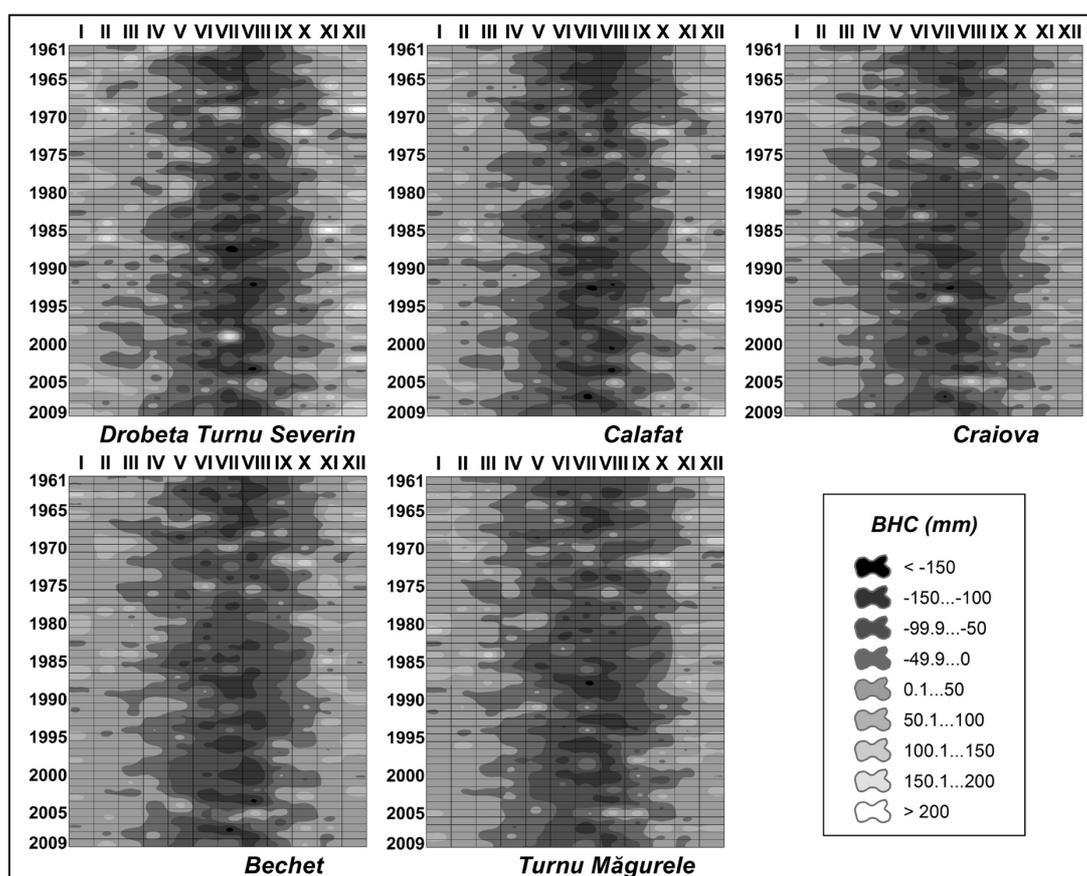
La seconde phase a eu pour objectif d'obtenir des données climatiques et agricoles pour chaque année et pour chaque « unité climatique » précédemment définie. Les données climatiques ont été obtenues après spatialisation (par interpolation) du BHC, par le calcul de la moyenne arithmétique de tous les pixels d'une unité climatique. Les données agricoles ont été obtenues comme moyennes des rendements de toutes les UAT comprises dans les unités climatiques (Prăvălie *et al.*, 2016).

Dans la troisième phase, les données climatiques et agricoles obtenues à l'échelle des unités climatiques ont été analysées statistiquement par régression linéaire. Notons que toutes les séries de données suivent une distribution normale (sauf l'année 2002, retirée de l'analyse de régression).

## 2. Résultats

### 2.1. Variabilité du bilan hydrique climatique

L'analyse visuelle de la variabilité temporelle du BHC, représentée par le grillage vectorisé, a mis en évidence une certaine tendance à l'augmentation du déficit hydrique, notamment pendant les mois d'été. Par exemple, les intervalles les plus déficitaires (< -150 mm et -150...-100 mm) sont devenus de plus en plus fréquents après 1985 (Figure 2).



**Figure 2.** La variabilité du bilan hydrique climatique (BHC) entre 1961 et 2009, aux stations météorologiques de Drobeta Turnu Severin, Calafat, Craiova, Bechet et Turnu Măgurele

Les résultats de l'application MAKESENS ont indiqué une tendance à la diminution du BHC (c'est-à-dire des tendances de hausse du déficit hydrique) à l'échelle annuelle, mais statistiquement significative seulement pour les stations Drobeta Turnu Severin et Craiova, où des taux maximaux d'environ -2,5 mm/an ont été atteints (Tableau 1). Au pas de temps saisonnier, toutes les saisons, sauf l'automne, présentent des tendances à la diminution du BHC, en particulier au printemps et en été, qui se caractérisent par les taux les plus importants (jusqu'à -1,7 mm/an au printemps, dans le nord-ouest) (Tableau 1).

L'analyse de la variabilité des paramètres constitutifs du BHC (évapotranspiration ETP et précipitations P) montre que les tendances négatives du BHC sont influencées par la hausse de l'ETP (relations presque toutes significatives) et également par la baisse des précipitations, généralement sans significativité statistique, mais avec des taux annuels de changement plus

élevés que ceux de l'ETP dans la plupart des cas (Tableau 1). Pour l'automne, les tendances inversées des paramètres P et ETP expliquent les taux d'accroissement du BHC, correspondants à un excédent hydrique (Tableau 1).

**Tableau 1.** Caractéristiques des tendances du bilan hydrique climatique (BHC), des précipitations (P) et de l'évapotranspiration potentielle (ETP) à l'échelle annuelle et saisonnière, pour les 5 stations météorologiques retenues (1961-2009). Analyses issues du test de Mann-Kendall et de la méthode Sen's slope.

Échelle temporelle		Stations météorologiques				
		Drobeta T. Severin	Calafat	Craiova	Bechet	Turnu Măgurele
BHC (mm)	Annuelle	-2,479 <sup>+</sup>	-0,149	-2,420*	-1,087	-1,643
	Hiver	-0,713	-0,404	-0,324	-0,540	-0,361
	Printemps	-1,660**	-1,160**	-0,896	-0,513	-0,559
	Été	-0,666	0,059	-0,953	-0,896	-0,986
	Automne	0,369	1,335 <sup>+</sup>	0,798	0,536	0,950
P (mm)	Annuelle	-1,553	0,756	-1,388	-0,483	-0,856
	Hiver	-0,628	-0,324	-0,346	-0,423	-0,395
	Printemps	-1,401*	-0,952*	-0,751	-0,182	-0,417
	Été	0,015	1,049	-0,146	-0,170	-0,154
	Automne	0,069	0,775	0,600	0,323	0,746
ETP (mm)	Annuelle	0,854***	0,922***	0,850**	0,765**	0,681**
	Hiver	0,151*	0,146*	0,122*	0,101*	0,054
	Printemps	0,267 <sup>+</sup>	0,282 <sup>+</sup>	0,254 <sup>+</sup>	0,155	0,201
	Été	0,867***	0,828***	0,721***	0,651**	0,740***
	Automne	-0,367**	-0,373*	-0,329*	-0,271 <sup>+</sup>	-0,251 <sup>+</sup>

Les signes "+", "\*", "\*\*", "\*\*\*" et "\*\*\*\*" indiquent la significativité statistique au seuil  $\alpha$  de 0,1 ; 0,05 ; 0,01 et 0,001, respectivement ; sinon absence de significativité statistique. Les valeurs négatives indiquent des tendances à la baisse, et celles positives, des tendances à la hausse.

## 2.2. L'impact de la dynamique du bilan hydrique sur la productivité de maïs

La modélisation par régression linéaire nous a permis de constater que, durant la période 1990-2003, le déficit hydrique explique souvent plus de 50% de la variation de la productivité du maïs (d'après les valeurs du coefficient  $R^2$  indiquant l'intensité de la liaison entre les variables considérées) pour les 8 unités climatiques et jusqu'à 78% pour l'unité climatique Craiova (Tableau 2) (Prăvălie *et al.*, 2016).

**Tableau 2.** Les paramètres statistiques des régressions entre le BHC et les productions de maïs (1990 – 2003) au niveau des 8 unités climatiques Thiessen définies (adaptation d'après Prăvălie *et al.*, 2016)

Unités Thiessen	Taille de l'échantillon	Pente	$R^2$ ajusté	p-valeur	Significativité statistique
Drobeta T. Severin	13	0,015	0,55	0,002	significative
Băcleș	13	0,020	0,69	0,000	significative
Calafat	13	0,020	0,63	0,001	significative
Băilești	13	0,017	0,63	0,001	significative
Craiova	13	0,015	0,78	0,000	significative
Bechet	13	0,015	0,62	0,001	significative
Caracal	13	0,013	0,60	0,001	significative
Turnu Măgurele	13	0,017	0,64	0,001	significative

Au-delà du coefficient  $R^2$ , le paramètre Pente est très important puisqu'il reflète la sensibilité de la variable dépendante (production de maïs) par rapport à la variation de la variable indépendante (le déficit hydrique) pour une unité (1 mm). Dans ce cas-là, les résultats ont montré qu'une hausse du déficit hydrique de 1 mm/an entraînerait des pertes du rendement de maïs jusqu'à 20 kg/ha/an, comme dans le cas des unités climatiques Calafat et Băcleș (Tableau 2) à l'ouest de la zone d'étude (Prăvălie *et al.*, 2016). Ces pertes sont importantes, si on considère que, par exemple, la moyenne de la sensibilité de 16,5 kg/ha/an (valeur moyenne pour l'ensemble de la région d'étude, obtenue sur la base des toutes les pentes du Tableau 2) est double par rapport à d'autres aires critiques du pays aux conditions climatiques déficitaires, comme c'est le cas de Dobrogea (Prăvălie *et al.*, 2014a).

## Conclusions

Cette étude montre que le sud-ouest de la Roumanie a connu après 1961 une tendance à l'aridité, mise en évidence par la diminution générale du bilan hydrique climatique (BHC). Nos résultats confirment les tendances d'aridité climatique identifiées dans d'autres études (Dumitrașcu, 2006 ; Prăvălie *et al.*, 2014b et 2015, etc.). L'utilisation de la méthode du découpage spatial par des « polygones administratifs Thiessen », considérés comme des « unités climatiques », a permis de compléter les résultats des études hydroclimatiques antérieures dans la région d'Olténie, en démontrant et quantifiant la relation entre le BHC et la production agricole (ici de maïs). Ces résultats ont montré la sensibilité importante des systèmes agricoles (productions du maïs) face aux conditions climatiques caractérisées par un déficit hydrique. Par conséquent, des efforts importants pour la (re)mise en état des systèmes d'irrigation sont nécessaires en vue de l'adaptation des systèmes agricoles aux changements climatiques prévus pour le XXI<sup>ème</sup> siècle.

## Bibliographie

- Bălțeanu D., Dragotă C. S., Popovici A., Dumitrașcu M., Kucsicsa Gh., Grigorescu I., 2013. Land use and crop dynamics related to climate change signals during the post-communist period in the south Oltenia, Romania. *Proc. Rom. Acad., Series B*, **15**, 265–278.
- Bojariu R., Bîrsan M-V., Cică R., Velea L., Burcea S., Dumitrescu A., Dascălu S. I., Gothard M., Dobrinescu A., Cărbunaru F., Marin L., 2015. *Schimbările climatice, de la bazele fizice la riscuri și adaptare*. București, Editura Printech, 200 p.
- Croitoru A. E., Piticar A., Dragotă C. S., Burada D. C., 2013. Recent changes in reference evapotranspiration in Romania. *Global and Planetary Change*, **111**, 127–137.
- Dumitrașcu M., 2006. *Modificări ale peisajelor în Câmpia Olteniei*. București, Editura Academiei Române, 231 p.
- IPCC, 2008. *Climate Change and Water. Technical Paper of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Geneva, IPCC Secretariat, 214 p.
- IPCC, 2013. Summary for Policymakers. Dans Stocker T. F., Qin D., Plattner G.-K., Tignor M., Allen S. K., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V. and Midgley P. M. (eds.). *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. Cambridge University Press, 28 p.
- Klein Tank A. M. G., Wijngaard J. B., Können G. P. K., Böhm R., Demarée G., Gocheva A. ... Petrovic P., 2002. Daily dataset of 20th-century surface air temperature and precipitation series for the European Climate Assessment. *Int. J. of Climatol.*, **22**, 1441–1453.
- Lobell D. B., Schlenker W., Costa-Roberts J., 2011. Climate trends and global crop production since 1980. *Science*, **333**, 616–620.
- Prăvălie R., Sîrodoev I., Patriche C.V., Bandoc G., Peptenatu D., 2014a. The analysis of the relationship between climatic water deficit and corn agricultural productivity in the Dobrogea plateau. *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences*, **9**, 201–214.
- Prăvălie R., Sîrodoev I., Peptenatu D., 2014b. Detecting climate change effects on forest ecosystems in South-Western Romania using Landsat TM NDVI data. *Journal of Geographical Sciences*, **24**, 815–832.
- Prăvălie R., Mitof I., Zaharia L., Bandoc G., 2015. Tendances hydroclimatiques dans le sud-ouest de la Roumanie entre 1961 et 2009. *Actes du XXVIII<sup>ème</sup> colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, 1-4 juillet 2015 (pp. 585-590). Liège, Belgique.
- Prăvălie R., Patriche C. V., Sîrodoev I., Bandoc G., Dumitrașcu M., Peptenatu D., 2016. Water deficit and corn productivity during the post-socialist period. Case study: Southern Oltenia drylands, Romania. *Arid Land Research and Management*, **30** (sous presse).
- Salmi T., Määttä A., Anttila P., Ruoho-Airola T., Amnell T., 2002. *Detecting trends of annual values of atmospheric pollutants by the Mann-Kendall test and Sen's slope estimates - the Excel template application MAKESENS*. Helsinki, Finnish Meteorological Institute, 35 p.

## **Variabilités et aléas climatiques**

---



## EVOLUTION CLIMATIQUE DU BENIN DE 1950 A 2010 ET SON INFLUENCE SUR LES EAUX DE SURFACE

AMOUSSOU E.<sup>1,2</sup>, TOTIN VODOUNON S. H.<sup>1,2</sup>, CLEDJO F. P.<sup>2</sup>, ALLAGBE Y. B. S.<sup>3</sup>, AKOIGNONGBE J. S. A.<sup>2</sup>, HOUNDENOU C.<sup>2</sup>, MAHE G.<sup>4</sup>, CAMBERLIN P.<sup>5</sup>, BOKO M.<sup>2</sup>, PERARD J.<sup>5</sup>

<sup>1</sup>Département de Géographie et Aménagement du Territoire de l'Université de Parakou, BP 123 Parakou, Bénin. ajernest@yahoo.fr, sourouhenri@yahoo.fr

<sup>2</sup>Laboratoire Pierre PAGNEY, Climat, Eau, Ecosystème et Développement (LACEEDE) /Université d'Abomey-Calavi, 03 BP1122, Cotonou, Bénin, ernestamoussou@gmail.com, bokomichel@gmail.com

<sup>3</sup>Laboratoire de Biogéographie et Expertise Environnementale (LABEE), BP 677 Abomey-Calavi, allagbeyemalin@gmail.com

<sup>4</sup>IRD- HydroSciences Montpellier, Université de Montpellier 2, Case courrier MSE, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier cedex 5-France, gil.mahe@ird.fr, gilmahe@hotmail.com

<sup>5</sup>Centre de Recherches de Climatologie, Laboratoire Biogéosciences, Université de Bourgogne, France, camber@u-bourgogne.fr, perardj@u-bourgogne.fr

**Résumé** – En Afrique Occidentale et au Bénin en particulier, la variabilité /changement climatique influence la disponibilité des ressources en eau de surface. Ainsi, cette étude vise à analyser le champ pluviométrique du Bénin à partir des cinquante-trois (53) postes pluviométriques de 1950 à 2010 d'une part et les hauteurs de pluie et la température moyenne des six stations synoptiques et celles d'hydrométrie des fleuves Niger au Bénin, Pendjari, Ouémé, Mono et Couffo d'autre part. Il ressort de l'analyse une tendance des précipitations à la baisse et à la hausse des températures. Cette baisse est plus marquée dans le domaine soudanien (au Nord de 8°N) que dans le domaine subéquatorial (au Sud de 8°N). Cette diminution des lames d'eau précipitée en ces trente dernières années a amplifié de 2 à 3 fois voire 4 fois le déficit d'écoulement dans les cours d'eau béninois. Cette baisse très marquée ajoutée aux problèmes environnementaux engendre un assèchement rapide des ressources en eau, préjudiciable à la disponibilité et à la gestion des eaux de surface.

**Mots-clés** : Bénin, climat, ressources en eau de surface, tendance, grands bassins-versants.

**Abstract** – *Climate change of Benin for the period 1950-2010 and its impact on surface water.* In West Africa and Benin in particular, variability / climate change affects the availability of surface water resources. Thus, this study aims to analyze the rainfall field of Benin from the fifty three (53) meteorological stations from 1950 to 2010 and to detect the rainfall amounts and the average temperature of six synoptic stations and the hydrometric stations of Niger river in, Benin, Pendjari, Ouémé, Mono and Couffo. From the analysis a trend of declining precipitation and of rising temperatures have been highlighted. This decrease is more pronounced in the Sudanese area (north of 8 ° N) and in the sub-equatorial area (south of 8 ° N). This decrease of precipitation in the past thirty years has amplified 2-3 times or even four times the flow deficit in the course of Benin river. This decrease added to the environmental problems generates a rapid drying up of water resources, damaging the availability and management of the surface water.

**Keywords:** Benin, climate, surface water resources, trend, large basins-slopes.

### Introduction

Les effets du réchauffement du système climatique sont ressentis à l'échelle globale : hausse des températures moyennes, élévation du niveau moyen de la mer et fonte massive des glaciers continentaux en sont les manifestations les plus visibles (IPCC, 2007). Ils s'accroissent et résultent davantage des activités humaines que des cycles astronomiques (Baud *et al.*, 2013). Face à ces stress climatiques, les sociétés tentent de s'adapter et de trouver des solutions sur le long terme. Les populations les plus vulnérables à ces modifications climatiques se trouvent dans des zones où se juxtaposent une forte croissance de la population, une pauvreté récurrente, une absence de vision politique et, bien souvent, l'inaccessibilité aux données climatiques de base.

En Afrique Occidentale et au Bénin en particulier, les populations sont de plus en plus vulnérables à la variabilité / changement climatique. Ceci se traduit par un déficit très marqué

de la ressource en eau, privant cette population à l'accès à l'eau. Ces ressources en eau de surface de plus en plus utilisées pour l'alimentation en eau potable dans les grandes villes du Bénin (comme c'est le cas de l'Okpara dans les villes de Parakou et Tchaourou) ont connu une diminution drastique après les années 1970. Plusieurs chercheurs (Boko, 1988 ; Houndénou, 1999 ; Ogouwalé, 2006 ; Vissin, 2007 ; Totin, 2010, Amoussou *et al.*, 2012 ; Boko *et al.*, 2014 ; etc.) ont travaillé sur la variabilité climatique du Bénin des années 1960 à nos jours et ont noté une variation climatique marquée par une augmentation des températures et une baisse des précipitations suivie d'une légère reprise au cours des années 1990. Mais ce retour des précipitations n'est pas comparable à celles des années 1960 sur le plan de quantité. De plus, ces lames d'eau précipitées sont inégalement réparties dans le temps et dans l'espace provoquant une dégradation des ressources en eau de surface. Cette étude présente une évolution spatiale des précipitations au Bénin de 1950 à 2010, une variation mensuelle des températures et pluies des stations synoptiques du Bénin. L'analyse des tendances pluviométriques, thermométriques et hydrométriques sur les deux normales (1951-1980 et 1981-2010) a permis d'analyser l'impact des modifications climatiques sur les ressources en eau.

Situé en Afrique de l'Ouest, la climatologie du Bénin se réfère aux mécanismes zonaux et méridiens des climats de l'Afrique tropicale occidentale. Ainsi, le Bénin bénéficie d'un climat subéquatorial caractérisé par le régime bimodal (deux saisons pluvieuses et deux saisons sèches alternées) au Sud et un climat soudanien déterminé par un régime unimodal (une saison pluvieuse et une saison sèche) au Nord.

Allongé entre 6°17' et 12°30' de latitude nord, le Bénin draine ces cours d'eau du nord au sud sur 672 km avant de rejoindre l'Océan Atlantique.

## 1. Démarche méthodologique

Pour cette étude, les données utilisées sont : la pluviométrie de 53 stations réparties sur le territoire béninois, la température des six stations synoptiques (Cotonou, Bohicon, Savè, Parakou, Kandi et Natitingou) et les débits des fleuves Niger au Bénin (Sota à Coubéri), Pendjari (Porga), Ouémé (Bétérou et Bonou), Mono (Athiémé) et Couffo (Lanta). Les données climatologiques couvrent la période 1950-2010. Par contre les débits ne couvrent pas les deux normales (1951-1980 et 1981-2010), mais se situent au moins relativement entre la période d'étude.

Les données climatologiques ont servi à cartographier l'évolution spatiale des lames d'eau précipitées sur le territoire béninois et à extraire le champ de pluie sur la période 1950-2010 par krigeage ordinaire. Pour la comparaison des échantillons entre les deux normales (1951-1980 et 1981-2010), le déficit (De) en % est calculé :

$$De = \frac{\mathcal{X}_2 - \mathcal{X}_1}{\mathcal{X}_1} \times 100$$

Il a permis de comparer la variation pluviométrique, thermométrique et hydrométrique intervenue sur le territoire béninois avant et après les années 1980.

## 2. Résultats et discussion

### 2.1. Evolution climatique au Bénin

La figure 1 (a & b) présente l'évolution moyenne annuelle des précipitations au Bénin sur la période 1950-2010. Il ressort de l'analyse de cette figure 1 que les hauteurs de pluies moyennes annuelles varient dans l'espace. Elles oscillent de 840 à 1321mm avec une baisse

très marquée dans la période 1981-2010 (Figure 1b). Elles diminuent légèrement du sud au nord et de l'est à l'ouest à l'exception du nord-ouest où la répartition des pluies est plus forte (1200 à 1350 mm voire 1500 mm) et pourrait s'expliquer par les effets orographiques car les sommets varient ici entre 400 et 800 m.

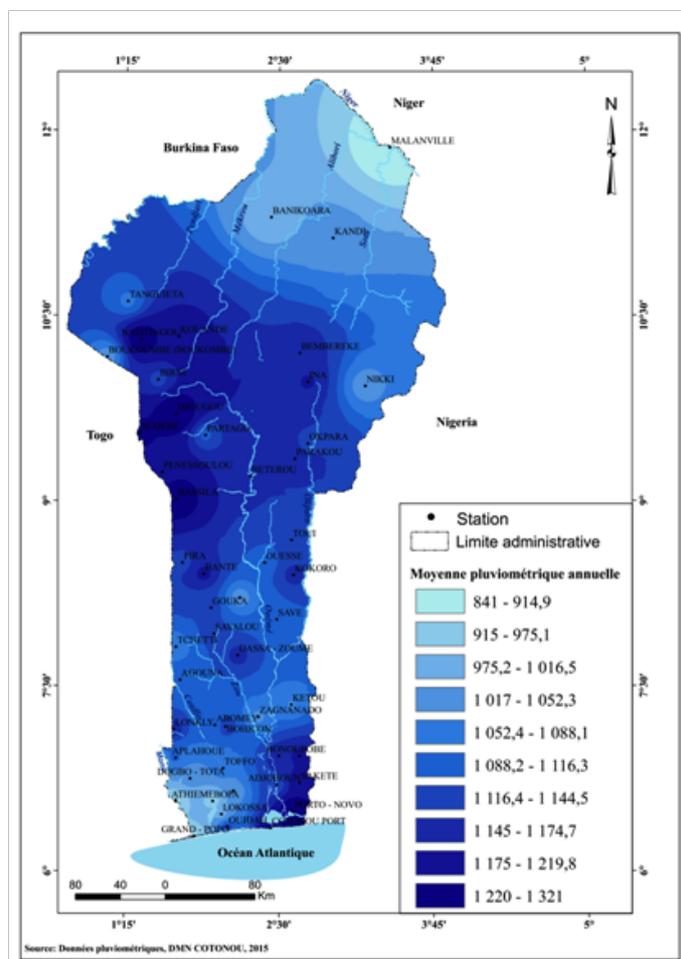


Figure 1a. Précipitations moyennes annuelles (1950-2010) au Bénin

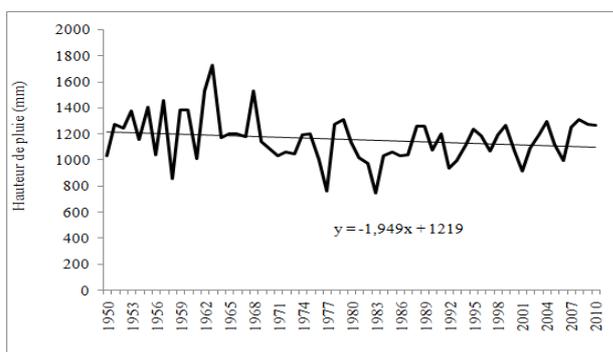


Figure 1b. Variabilité interannuelle des précipitations (1950-2010) au Bénin

Cependant, ces précipitations sont plus abondantes au sud (1295 mm annuellement) qu'au nord (1142 mm annuellement) du territoire soit un écart de 153 mm. Les précipitations les plus importantes sont enregistrées d'avril à octobre (Figures 2 et 3). Au cours de cette période, où les précipitations sont inégalement réparties sur le territoire, le sud (compris entre la côte et 8°N) est très arrosé en juin (Figure 3b), comparativement à la partie nord qui reçoit les pluies

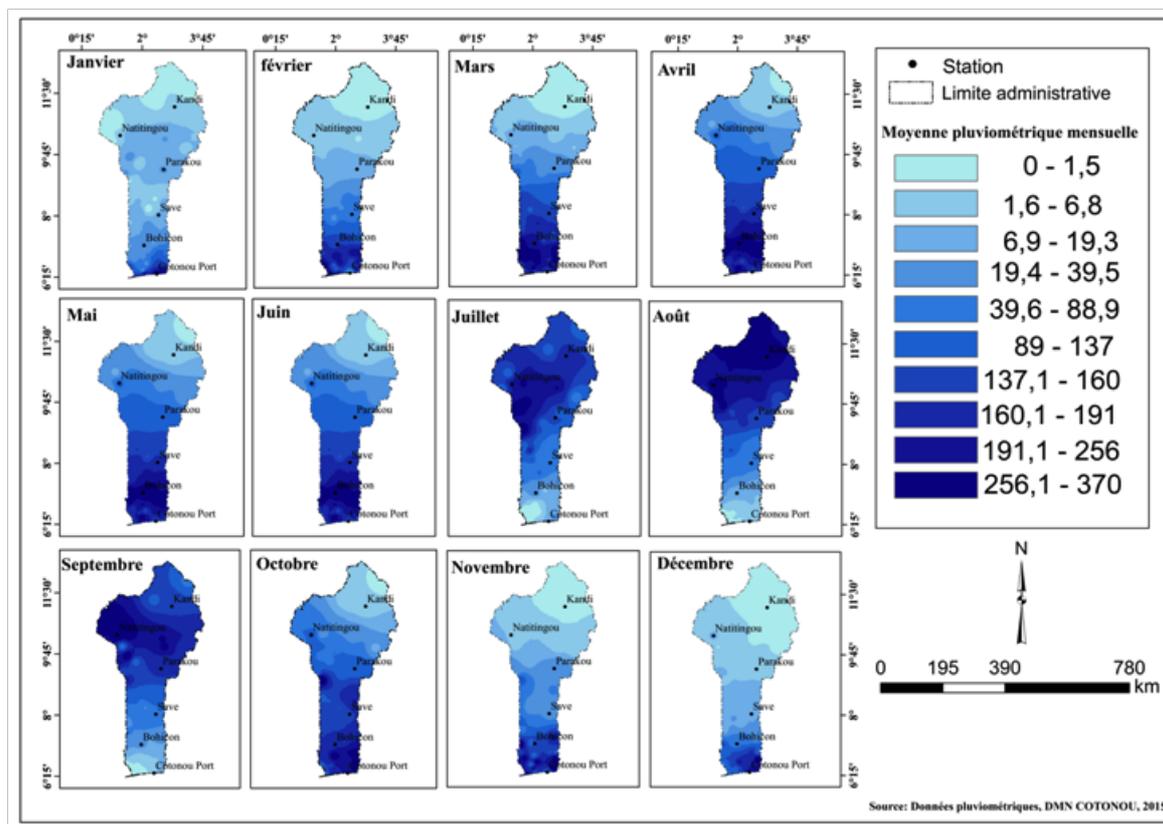
Ces reliefs élevés jouent un rôle d'amplificateur de la pluviogenèse, car les vents océaniques, chargés de vapeur d'eau, déversent leur humidité en abordant ces reliefs et créent ainsi un gradient vertical de précipitations (Klassou, 1996 ; Amoussou, 2010).

Dans la région du littoral, la partie est enregistre la plus forte pluviométrie (1100 à 1300 mm voire 1400 mm) contrairement à la partie ouest où elle varie entre 950 à 1100 mm. Cette diminution des précipitations d'est en ouest (Figure 1a) pourrait s'expliquer par le fait que la région côtière s'inscrit dans la diagonale de sécheresse qui s'étend du Bénin au Ghana (Boko, 1988 ; Houndénou, 1999). Celle-ci s'explique par l'upwelling côtier saisonnier lié au parallélisme des côtes par rapport à la mousson et qui génère une divergence inhibitrice des précipitations (Amoussou, 2010).

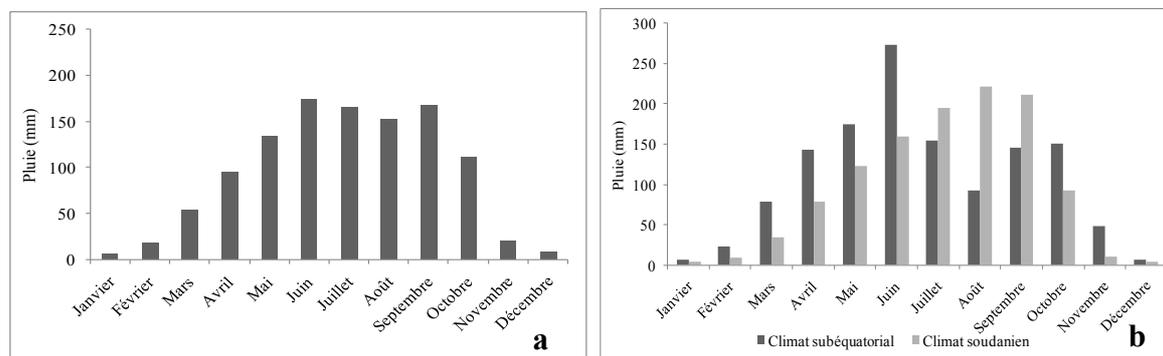
Les modèles cartographiques ont permis d'établir les cartes mensuelles de pluie du Bénin de 1950 à 2010. Il ressort que les cartes des moyennes mensuelles de précipitations (Figure 2) et le régime des pluies (Figure 3) calculées sur soixante-un ans (1950-2010) montrent que le territoire béninois reçoit une faible quantité de pluie de novembre à mars (toujours moins de 70 mm mensuellement).

les plus abondantes de juillet à septembre (Figure 3b). Ceci pourrait s'expliquer par l'effet cumulé de la mousson et du relief comme l'avait souligné Amoussou (2010) dans le bassin du fleuve Mono partagé entre le Bénin et le Togo.

En outre, les précipitations commencent un peu plus tôt au sud (à deux saisons pluvieuses) qu'au nord (à une saison pluvieuse) du territoire, et la variation pluviométrique du champ moyen mensuel montre le découpage de l'année en deux grandes périodes : une humide (avril-octobre) et une sèche ou moins arrosée (novembre-mars) qui s'appliquent quasiment à l'ensemble du territoire au cours de la période 1950-2010.



**Figure 2.** Variation des champs moyens mensuels de précipitations du territoire béninois de 1950 à 2010 (janvier à décembre).

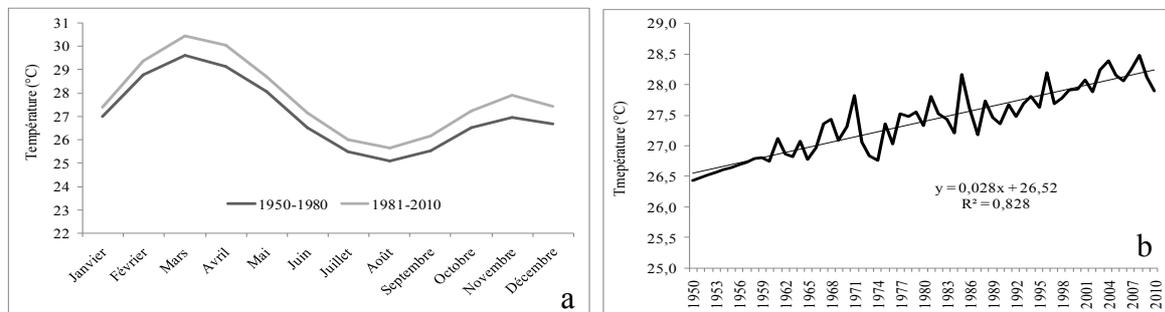


**Figure 3.** Variation des champs moyens mensuels de précipitations du territoire béninois de 1950 à 2010

La figure 4 présente l'évolution mensuelle et annuelle de température de 1950 à 2010 au Bénin. A l'échelle mensuelle (Figure 4a), tous les mois ont connu une augmentation de leur température ces trente dernières années (1981-2010) d'au moins de 0,4°C comparativement à la normale 1951-1980. De plus, annuellement, on assiste à une hausse significative de la

température au Bénin (Figure 4b) et par conséquent à une forte évapotranspiration potentielle, préjudiciable aux ressources en eau.

La dynamique pluviale (instabilité des régimes et diminution des pluies) observée sur le territoire béninois est complétée par l'étude comparative de la variabilité temporelle des lames d'eau précipitées des périodes 1951-1980 et 1981-2010.



**Figure 4.** Evolution mensuelle (a) et annuelle (b) des températures de 1950-2010 au Bénin

Le tableau I présente le récapitulatif de l'évolution des précipitations sur les deux sous-périodes. Il ressort de cette analyse que toutes les stations synoptiques du Bénin à l'exception de celle de Cotonou ont connu une baisse des précipitations de 2 à 13 % (tableau I). Cette baisse est plus marquée au nord du Bénin (Natitingou : -13 %, Kandi : -10 %) où la plupart des cours d'eau prennent leur source. La légère reprise des précipitations de 7 % à la station de Cotonou aéroport est conforme à l'augmentation des pluies dans le golfe de Guinée ces quinze dernières années signalés par certains auteurs (Crétat *et al.*, 2013). Ils ont même expliqué que les inondations récurrentes observées ces dernières années en Afrique de l'Ouest et même en Afrique sont les conséquences de la légère reprise des précipitations et de sa mauvaise répartition dans l'espace et dans le temps.

**Tableau 1.** Récapitulatif de l'évolution des précipitations des stations synoptiques du Bénin des deux périodes (1951-1980 et 1981-2010)

	<i>Bohicon</i>	<i>Cotonou</i>	<i>Savè</i>	<i>Parakou</i>	<i>Kandi</i>	<i>Natitingou</i>
1951-1980	1263,2	1344,8	1143,4	1176,1	1085,4	1361,3
1981-2010	1130,9	1441,3	1068,6	1147,4	973,0	1183,3
<b>Ecart (%)</b>	<b>-10</b>	<b>7</b>	<b>-7</b>	<b>-2</b>	<b>-10</b>	<b>-13</b>

Cette baisse des précipitations ajoutée à l'augmentation de la température et à l'impact des actions anthropiques sur l'environnement ont fortement marqué l'évolution des ressources en eau au Bénin et par conséquent de la disponibilité en eau.

## 2.2. Dynamique des écoulements de surface

Le tableau II présente l'évolution des écoulements de surface dans certains bassins-versants du Bénin. On note une baisse très marquée des écoulements de surface dans le domaine soudanien que dans le domaine subéquatorial. Cette baisse de 46 % est plus de quatre fois plus marquée dans le bassin de la Sota à Coubéri où la pluviométrie est en baisse de 10 %, ce qui est conforme aux résultats de Vissin (2007) dans le bassin béninois du fleuve Niger.

Dans le domaine subéquatorial, où les cours d'eau (Ouémé et Mono) ont un régime tropical, il ressort que les écoulements ont connu une baisse de 7 à 9 %. Par contre le Couffo à Lanta à régime calqué sur les deux domaines climatiques a connu une baisse des écoulements de 29 %. La faible baisse des écoulements dans le domaine subéquatorial pourrait être attribuée à la légère reprise des précipitations dans le golfe de Guinée.

**Tableau 2.** Récapitulatif de l'évolution des écoulements de surface au Bénin des deux sous-périodes

Bassins-versants	Domaine soudanien			Domaine subéquatorial		
	Sota à Coubéri	Pendjari à Porga	Ouémé à Bétérou	Ouémé à Bonou	Mono à Athiémé	Couffo à Lanta
1951-1980	34,1	62,4	57,1	181,8	117,3	5,8
1981-2010	18,6	38,8	42,0	166,1	109,2	4,1
<b>Ecart (%)</b>	<b>-46</b>	<b>-38</b>	<b>-27</b>	<b>-9</b>	<b>-7</b>	<b>-29</b>

## Conclusion

Au terme de cette recherche, il faut retenir que le Bénin a connu une baisse des précipitations et une hausse des températures de 1950 à 2010. Cette baisse des précipitations est plus accentuée dans la sous période 1981-2010 que dans la sous-période 1951-1980. La hausse des températures d'environ de 0,4°C est plus marquée de 1981-2010 que sur la sous période 1951-1980. La baisse de 6 % des précipitations et la hausse en moyenne 0,7°C de température ont amplifié inégalement la baisse des écoulements de surface. Ainsi, cette baisse des écoulements est plus marquée dans les bassins du nord que ceux du sud, ce qui justifie l'abondance de la disponibilité des ressources en eau au sud qu'au nord du Bénin. Par conséquent, la baisse des précipitations dans le domaine soudanien n'est pas sans conséquence sur les ressources en eau et donc sur la disponibilité en eau au Bénin (c'est le cas par exemple de la pénurie en eau potable dans la ville de Parakou surtout entre décembre-mai due à l'assèchement dramatique du fleuve Okpara).

## Bibliographie

- Amoussou E., 2010. *Variabilité pluviométrique et dynamique hydro-sédimentaire du bassin-versant du complexe fluvio-lagunaire Mono-Ahémé-Couffo (Afrique de l'Ouest)* (Thèse de Doctorat). CRC-CNRS-UMR5210, Université de Bourgogne, France.
- Amoussou E., Camberlin P. et Mahé G., 2012. Impact de la variabilité climatique et du barrage de Nangbéto sur l'hydrologie du système Mono-Couffo au Bénin. *Hydrological Sciences Journal*, **57**, 805-817.
- Baud P., Bourgeat S., Bras C., 2013. *Dictionnaire de géographie*. Paris, Editions Hatier, 607 p.
- Boko M., 1988. *Climats et communautés rurales du Bénin : rythmes climatiques et rythmes de développement* (Thèse de doctorat). Université de Bourgogne, Dijon, France.
- Boko M., Amoussou E., Totin H. & Sèjamè A. R., 2014. Climate change and the availability of water resources in Bénin. *Brazilian Journal of Climatology*, **10**, 7-19.
- Crétat J., Vizy K. E. et Cook H. K., 2013: How well are daily intense rainfall events captured by current climate models over Africa? *Climate Dynamics*, **42**, 2691-2711.
- Houndénou C., 1999. *Variabilité climatique et maïsiculture en milieu tropical humide : L'exemple du Bénin, diagnostic et modélisation* (Thèse de Doctorat). Université de Bourgogne, Dijon, France.
- IPCC, 2007. Summary for Policymakers. Dans S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (éds.) *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (pp.3-29). Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press, 996 p.
- Klassou S. D., 1996. *Evolution climato-hydrologique récente et conséquences sur l'environnement : l'exemple du bassin versant du fleuve Mono (Togo-Bénin)* (Thèse de Doctorat). Université de Bordeaux III, 472 p.
- Ogouwalé E., 2006. *Changement climatique dans le Bénin méridional et central : indicateurs, scénarios et perspectives de la sécurité alimentaire* (Thèse de doctorat). EDP/FLASH, Université Abomey-Calavi, Cotonou, Bénin.
- Totin, V. S. H., 2010. *Sensibilité des eaux souterraines du bassin sédimentaire côtier du Bénin à l'évolution du climat et aux modes d'exploitation : Stratégies de gestion durable* (Thèse de Doctorat). Université d'Abomey-Calavi, Cotonou, Bénin.
- Vissin E. W., 2007. *Impact de la variabilité climatique et de la dynamique des états de surface sur les écoulements du bassin béninois du fleuve Niger* (Thèse de doctorat). Université de Bourgogne, Dijon, France.

## INONDATIONS URBAINES ET LEPTOSPIROSE HUMAINE : RISQUES ET VULNERABILITE A SÃO JOSE DOS PINHAIS (BRÉSIL)

BUFFON E. A. M.<sup>1</sup>, MENDONÇA F. A.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Université Fédérale du Paraná – Brésil, LABOCLIMA – Laboratoire de Climatologie, Centre Polytechnique – Ed João Jose Bigarela l. 210. 81531-970. Curitiba/PR. Brésil, eamuffon@gmail.com, chico@ufpr.br

**Résumé** – Dans ce travail nous avons cherché à analyser les facteurs conditionnant la manifestation de leptospirose humaine dans la population résidant dans la ville de São José dos Pinhais – Brésil. Nous avons adopté une approche de risques et vulnérabilité pour évaluer de façon multidisciplinaire la dégradation aussi bien au niveau de l'environnement que de la société. Pour cela, des techniques variées ont été utilisées, telles que : relevé et traitement statistique de données météorologiques (précipitations de la période 2007-2013) ; de données socio-économiques (évacuation sanitaire, déchets, habitat, approvisionnement en eau, revenu et alphabétisation provenant du recensement démographique de 2010) et des registres de la maladie (cas confirmés sur la période 2007-2013). Les résultats prouvent que des populations qui vivent dans des parties de la ville dans des conditions de pauvreté et dans des zones à risque d'inondation sont plus propices à la manifestation de la maladie. Par conséquent, nous affirmons que l'analyse de la vulnérabilité associée au risque est un mécanisme important pour la prise de décisions en vue de contrôler, combattre, voire éradiquer la maladie.

**Mots-clés** : Santé humaine, problématique socio-environnementale urbaine, épisodes extrêmes de pluie, São José dos Pinhais.

**Abstract** – *Urban flooding and human leptospirosis: risk and vulnerability in São José dos Pinhais (Brazil).* This paper seeks to analyze the factors that influence the manifestation of human leptospirosis in the resident population in the city of São José dos Pinhais - Brazil. Adopted the approach of risks and vulnerabilities to evaluate multidisciplinary way the degradation of both the environment and society. For this we used various techniques, such as: survey and statistical analysis of meteorological data (2007 to 2013 period of rainfall); socioeconomic data (sewage, waste, housing, water supply, income and literacy related to the census of 2010) and records of the disease (confirmed cases from 2007 to 2013). The results show that people living in the city's portions in poverty and at risk areas to flood are more conducive to the manifestation of the disease. Therefore, it is stated that the analysis of the risk-associated vulnerabilities are important mechanisms for decision-making to the front control, combat and eradication of the disease possible.

**Keywords:** Human health, urban socio-environmental problems, extreme episodes of rain, São José dos Pinhais.

### Introduction

Les sociétés humaines se trouvent de plus en plus à la merci des risques climatiques et sociaux, notamment dans les grandes villes. Les impacts des événements climatiques extrêmes sont fortement liés aux problèmes socio-environnementaux urbains : leur magnitude reflète, les conditions de la qualité de vie des habitants des villes. La santé humaine est fortement influencée par l'association des risques climatiques et les conditions de vie, d'où découlent une grande variété de maladies.

Parmi celles-ci, on distingue la leptospirose humaine, maladie infectieuse aiguë causée par une bactérie (*Leptospira*) qui est endémique dans les pays tropicaux. La manifestation de cette maladie peut être comprise à partir de l'analyse des facteurs la déterminant et conditionnant. Parmi les facteurs socio-environnementaux nous mettons plus particulièrement l'accent sur les inondations urbaines, étant donné que le risque de leptospirose associé à l'exposition de l'être humain aux eaux d'inondation entraîne une multiplication par 15 du risque (Trevejo *et al.*, 1995).

Au Brésil, cette maladie constitue encore un problème de santé publique pour deux motifs essentiels : a) déficience dans le système d'assainissement environnemental et, b) fréquentes inondations urbaines. Selon les données du Ministère de la Santé du Brésil, c'est dans les

régions Sud et Sud-est que sont enregistrés la plupart des cas, en particulier dans leur partie orientale et dans les grandes régions métropolitaines. Une fois la dégradation environnementale et ses conséquents avérés, Mendonça (2004, p.148) souligne que « l'application de la perspective de la vulnérabilité socio-environnementale peut beaucoup contribuer à une meilleure compréhension de la genèse et de l'évolution des problèmes attendants ».

Une des zones qui a attiré notre attention pour l'analyse est la ville de São José dos Pinhais (située dans la Région Métropolitaine de Curitiba) (Figure 1), qui a présenté un indice élevé de leptospirose aussi bien dans les périphéries géographiques que sociologiques. La relation entre la maladie, les événements hydroclimatiques extrêmes – inondations urbaines (risques hydroclimatiques) et les conditions de vie dans la ville (vulnérabilité socio-environnementale) constitue point centrale de notre analyse.

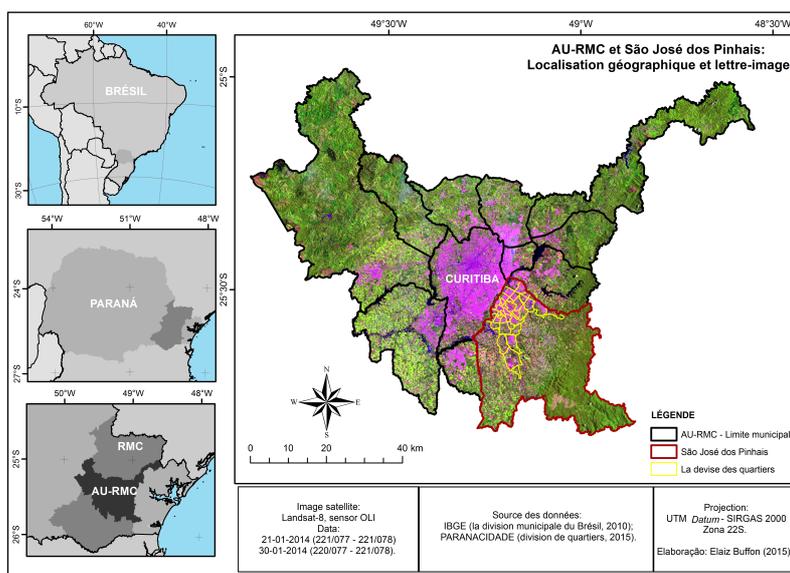


Figure 1. São José dos Pinhais dans l'Agglomération Urbaine de la Région Métropolitaine de Curitiba (AU-RMC) – Localisation géographique.

## 1. Méthodes et techniques de recherche

Afin d'évaluer les conditions de risque et de vulnérabilité socio-environnementale à la leptospirose humaine à São José dos Pinhais, il a été nécessaire de réaliser certaines cartes thématiques. Ces cartes ont été réalisées en utilisant *ArcGIS Esri 10.1*. Les matériaux cartographiques utilisés correspondent à la banque de données vectorielles de délimitation de quartiers et de secteurs censitaires mis à disposition respectivement par PARANAVILLE et IGBE. Les déterminations de classes des cartes ont été réalisées avec la technique *Natural Breaks* incluse dans le programme *ArcGIS 10.1*. Avec cette technique, il est possible de former des groupes dont les secteurs sont homogènes.

### 1.1. Cartographie de la Vulnérabilité Socio-environnementale

La carte de vulnérabilité sociale a été réalisée sur la base de la technique de cartographie de synthèse (Martinelli, 2003 ; Sampaio, 2012), au moyen de l'algèbre de cartes et de l'analyse multicritère. Les différentes étapes suivies ont été : 1) la normalisation des données, 2) l'étalonnage des valeurs, 3) la sélection et la pondération des variables, et 4) le processus de synthèse des valeurs. Les variables et leurs pondérations respectives adoptées dans les calculs sont présentées dans le Tableau 1. Il est important de mentionner, que les données relatives

aux variables, ont été collectées avec la banque de données du recensement (CENSO- 2010) d'IBGE issu de la dissolution des secteurs censitaires.

**Tableau 1.** Pondération des catégories et sous-catégories des cartographies de vulnérabilité sociale à la leptospirose humaine – São José dos Pinhais. Élaboration : Buffon (2016).

Année/ Données	Catégorie	Poids	Sous-catégorie	Poids	Variable
2010	Caractéristiques des domiciles	70%	Réseau d'égouts ou fosse septique	25%	Domiciles particuliers permanents sans réseau d'égouts ou fosse septique
			Collecte des déchets	10%	Domiciles particuliers permanents sans collecte des déchets, avec dépôt dans la propriété, terrain en friche, espaces communs, rivière, lac ou mer
			Déchets dans les cours	10%	Domiciles particuliers permanents avec déchets accumulés dans les espaces communs
			Habitat/irrégulier	10%	Domiciles particuliers permanents dans une autre condition d'occupation (ne sont pas des biens propres, ni loués, ni cédés)
			Approvisionnement en eau	10%	Domiciles particuliers permanents avec source d'eau provenant de puits, rivières, retenues d'eau ou eau de pluie
	Caractéristiques des habitants	30%	Revenu	25%	Total de responsables avec revenu allant jusqu'à 2 salaires minimum
			Alphabétisation	10%	Total de responsables non alphabétisés

Quant au caractère environnemental, représenté par les zones d'inondations sur la carte, nous avons utilisé les données, en format *shapefile*, d'occurrence des inondations et leurs simulations pour les périodes de récurrence de 10 (année 2012) et 25 (année 2027) ans. Ces données ont été mises à notre disposition par l'Institut des Eaux du Paraná (AGUASPARANA). En plus de ces données d'inondations, cette recherche, a également utilisé les données de pluie quotidienne enregistrées à la station pluviométrique située dans la ville de São José dos Pinhais et sous la responsabilité de ce même institut en collaboration avec l'Agence Nationale des Eaux (ANA). Conjointement, nous avons utilisé les relevés d'occurrence d'inondations mis à notre disposition par la Défense Civile locale, afin de procéder à la combinaison de ces occurrences avec les cas de leptospirose humaine.

## 1.2. Cartographie de l'incidence de leptospirose humaine

Les données du nombre de cas confirmés de leptospirose humaine au cours de la période 2007- 2013 ont été recueillies au Secrétariat d'État de la Santé (SESA) - Paraná et au Secrétariat Municipal de la Santé. Ces données sont regroupées en trois dimensions temporelles et une spatiale, à savoir : 1) semaine épidémiologique. 2) date des premiers symptômes, 3) total de cas par mois, et spatialement 1) dans la dissolution de quartiers. Pour calculer le taux d'incidence des maladies l'équation suivante a été utilisée (Équation 1) (Barbosa, 1993) :

$$\text{Taux d'incidence} = \frac{\text{Nombre de nouveaux cas} \times 10n}{\text{Population}} \quad (\text{Equation 1})$$

où n équivaut à la taille de l'échantillon de la population, dans cette recherche, nous avons décidé d'attribuer à n une valeur de 4, de manière à ce que le coefficient d'incidence soit exprimé pour 100.000 habitants.

Comme l'indique Barbosa (1993, p.509), il est possible d'estimer « *le risque ou la probabilité qu'une maladie existe, à travers les coefficients d'incidence et de prévalence* ». On considère comme « facteur de risque » d'un dommage, toute caractéristique ou circonstance accompagnant une augmentation de la probabilité d'occurrence d'un fait non désiré.

## 2. Leptospirose humaine à São José dos Pinhais (2007-2013) : identification et cartographie de la vulnérabilité et du risque socio-environnemental

Les interactions positives entre l'augmentation du nombre de cas de leptospirose et les totaux pluvieux ont déjà été présentées dans diverses études au Brésil (Paula, 2003 ; Aleixo, 2012, Buffon & Mendonça, 2015). Cependant, peu nombreux sont les travaux visant à réaliser la combinaison entre les épisodes d'inondations et les cas de leptospirose rattachés à ces épisodes. Cette combinaison est importante, étant donné que dans des travaux antérieurs nous avons constaté que des années de référence classées comme pluvieuse et/ou à tendance pluvieuse sont, également, les années extrêmes maximum dans les totaux de cas de leptospirose humaine (Buffon & Mendonça, 2015). Confalonieri (2003) a également rapporté que des désastres naturels liés au climat, en particulier les inondations urbaines, peuvent accélérer le cycle de transmission et l'extension des zones d'occurrence de la leptospirose humaine.

Dans la ville de São José dos Pinhais, cette combinaison entre les épisodes d'inondations et le nombre de cas de leptospirose humaine a été positive (Tableau 2). Parmi ces cas mensuels et annuels de leptospirose humaine, on a identifié la relation de cause à effet entre certains épisodes d'inondations et le nombre de cas de leptospirose, en considérant un temps de déphasage allant jusqu'à 15 jours avec la date d'occurrence d'inondations et la manifestation de leptospirose humaine.

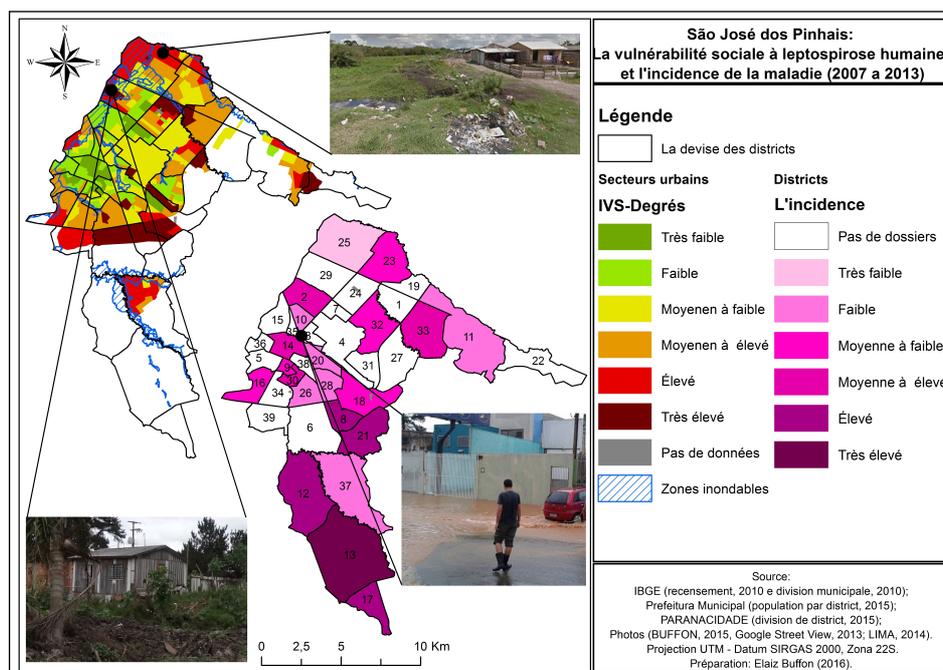
**Tableau 2.** São José dos Pinhais - Événements extrêmes de pluie, inondations urbaines et leptospirose humaine (2007- 2013). Données : ANA (2015), SESA (2015), Secrétariat municipal de la santé SJP (2015) et Défense civile de SJP (2015). Élaboration : Buffon (2016).

ESPACE	TEMPS	ENTREE		ATTRIBUTS	SORTIE	
Villes	Moes/ année	Pluie/ Moes (mm)	Cas Extrême /24heures (mm)	Population touchée	Inondations - Date de l'événement	Cas de leptospirose humaine
São José dos Pinhais	Janvier/2007	288	140,6	8.000	20/01/07	3
	Mars/2007	155,6	47	1.260	16/03/07	2
	Décembre/2010	257,8	47,2	300	14/12/10	2
	Février/2011	299,3	83,8	200	11/02/11	3
	Août/2011	236,1	86,8	2.000	01/08/11	1

La combinaison entre ces cas, tout comme l'application de la technique de corrélation, constituent des tâches d'une grande complexité, du fait de la sous-notification de la leptospirose humaine dans les registres. Même si la leptospirose humaine est une maladie à déclaration obligatoire, elle est encore très sous-déclarée, en particulier dans les villes de petite ou moyenne importance, ou dans les périphéries des grandes villes. En outre, les symptômes de la maladie ne se manifestent pas immédiatement chez l'être humain, ce qui rend difficile l'analyse intégrée de son occurrence avec ses déterminants ponctuels dans le temps, par exemple les inondations.

En ce sens, en considérant la nécessité de techniques pour dépasser la combinaison de cause à effet d'inondations et de leptospirose, nous avons élaboré la Figure 2, mettant en

évidence les relations spatiales entre les déterminants socio-environnementaux de la maladie et les registres respectifs de nombre de cas confirmés. En conséquence, nous avons constaté que l'analyse intégrée des déterminants socio-environnementaux de leptospirose représentent une condition de vulnérabilité socio-environnementale de la maladie, se présentant à partir d'un Indice de Vulnérabilité Sociale (IVS) associé aux zones historiques et futures propices à l'occurrence d'inondations. Pour prouver cette condition de vulnérabilité, nous avons démontré au moyen de la spatialisation de l'incidence de la maladie dans les quartiers, la détermination de zones à risque de leptospirose humaine.



**Figure 2.** São José dos Pinhais : Vulnérabilité socio-environnementale (2010) et identification des zones à risque de leptospirose humaine (2007-2013).

La cartographie de la vulnérabilité socio-environnementale et des zones à risque de la leptospirose humaine amène à une conclusion selon laquelle les zones les plus à risque (incidence haute et très haute) sont identifiées dans les parties périphériques de la ville (13, 12, 17, 21 et 8). Le plus grand risque découle de la ségrégation socio-spatiale, car les populations les plus vulnérables économiquement tendent à occuper des zones plus vulnérables au niveau environnemental (Deschamps, 2009). En ce sens, le risque de la maladie est plus grand dans des zones dépourvues d'infrastructures essentielles. Cette affirmation est prouvée quand on analyse la carte qui exprime l'IVS-Graus, vu que les parties de plus grande vulnérabilité socio-environnementale sont situées dans les zones périphériques de la ville.

Ces franges urbaines, dont les déficiences en infrastructure essentielle sont avérées dans la ville de São José dos Pinhais, comme le soulignent Grazia et Queiroz (2001, p. 24) « *continuent de constituer le modèle ségrégationniste de l'urbanisation brésilienne ; la croissance dans les périphéries métropolitaines est beaucoup plus grande que dans les centres, ce qui révèle l'impossibilité de la plus grande partie de la population d'avoir accès aux zones équipées, aggravant les conditions de vie* ». Ainsi, des villes se sont constituées avec des formations des risques les plus diversifiés, qui sont non seulement sociaux, naturels et/ou technologiques, mais également hybrides. Par conséquent, la dégradation environnementale attelée à la dégradation de conditions de vie, implique conjointement une dégradation socio-environnementale.

## Conclusion

La croissance démographique dans la ville de São José dos Pinhais et dans l'Agglomération Urbaine de la Région Métropolitaine de Curitiba a entraîné l'occupation de nouvelles zones le long de ses territoires par le processus d'expansion urbaine. Dans la ville de São José dos Pinhais ce processus a intensifié la vulnérabilité socio-environnementale dans les zones périphériques de la ville, conduisant à une plus grande survenue de risques hybrides influençant directement la santé des populations qui y vivent.

Dans ce travail, il a été mis en évidence que pour São José dos Pinhais : 1) les risques climatiques caractérisés par les événements hydro-météorologiques extrêmes avec des inondations rapides (plus de 45 millimètres/ 24 h) sont associés à la manifestation de leptospirose humaine ; 2) la vulnérabilité socio-environnementale sont plus élevées chez des populations à faible revenu se trouvant dans les zones périphériques ; 3) la leptospirose humaine dans la zone d'étude découle principalement de l'association entre zones à haut risque d'inondations, la pauvreté de la population urbaine et la déficience d'infrastructures dans des zones d'expansion urbaine. Par conséquent, on peut conclure que cette méthode d'analyse, qui prend en considération les vulnérabilités et le risque socio-environnemental, contribue efficacement au soutien des politiques publiques de réduction des impacts des inondations dans la zone. En outre, elle aide à la promotion d'une vie urbaine de meilleure qualité, par le contrôle de maladies comme la leptospirose humaine.

## Bibliographie

- Aleixo N. C. R., 2012. *Pelas lentas da climatologia e da saúde pública: doenças hídricas e respiratórias na cidade de Ribeirão Preto/SP* (Thèse de Doctorat). Département de Géographie, Faculté des Sciences et Technologie, Université Estadual Paulista, Presidente Prudente, São Paulo, Brésil
- Barbosa L. de M. M., 1993. Glossário de Epidemiologia e Saúde. Dans Rouquayrol M. Z. *Epidemiologia e saúde*. Rio de Janeiro, MEDSI.
- Buffon E. A. M., Mendonça F. A., 2015. O ritmo pluvial como condicionante da ocorrência de Leptospirose humana em Curitiba/PR (Brasil). Dans *Anais XVI Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada* (pp. 213-221).
- Confalonieri U. E. C., 2003. Variabilidade climática, vulnerabilidade social e saúde no Brasil. *Terra Livre*, **19**, 93-204.
- Deschamps M. V. (Coord.), 2009. *Vulnerabilidade Socioambiental das Regiões Metropolitanas Brasileiras*. Brésil, Observatório das Metrópoles – IPPUR/FASE.
- Grazia G., Queiroz L. L. et al., 2001. *O desafio da sustentabilidade urbana*. Rio de Janeiro, FASE/IBASE.
- Martinelli M. 2003. *Mapas da geografia e cartografia temática*. São Paulo : Contexto.
- Mendonça F. A., 2004. Riscos, vulnerabilidade e abordagem socioambiental urbana: uma reflexão a partir da RMC e de Curitiba. *Desenvolvimento e Meio Ambiente*, **10**, 139-148.
- Paula E. V., 2003. *Leptospirose Humana: Uma Análise Climato-Geográfica de sua manifestação do Brasil, Paraná e Curitiba (1997-2001)* (Travail de Bachelor). Secteur Sciences de la Terre, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Brésil.
- Sampaio T. V. M., 2012. Diretrizes e procedimentos metodológicos para a cartografia de síntese com atributos quantitativos via álgebra de mapas e análise multicritério. *Boletim de Geografia, Maringá*, **30**, 121-131.
- Trejejo R. T., Rigau-Perez J. G., Ashford D. A., McClure E. M., Jarquin-Gonzales C., Amador J. J., De Los Reyes J. O., Gonzalez A., Zaki S. R., Shieh W. J., ..., 1998. Epidemic Leptospirosis Associated with Pulmonary Hemorrhage. Nicaragua, 1995. *Journal de Infectious Diseases*, **178**, 1457-1463.

## TENDANCES PLUVIOMETRIQUES ET RISQUES GEOMORPHOLOGIQUES DANS LE PARC NATUREL DES PORTES DE FER EN ROUMANIE

CARABLAISĂ S.<sup>1</sup>, GRECU F.<sup>2</sup>, CHITAN A.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Université de Bucarest, Faculté de Géographie, Station Géographique Orșova, 2 Rue Panfil Șeicaru, 25200, Orșova, jud. Mehedinți, Roumanie, cgsorin@yahoo.com

<sup>2</sup>Université de Bucarest, Faculté de Géographie, Département de Géomorphologie, Pédologie et Géomatics, 1 Boulevard Nicolae Bălcescu, Sector 1, 010041 Bucarest, Roumanie, grecu@geo.unibuc.ro

<sup>3</sup>Institut National de Physique et de Génie Nucléaire – Horia Hulubei, 30 Rue Reactorului, Măgurele, Roumanie, adrian.chitan@gmail.com

**Résumé** – La variabilité pluviométrique du secteur roumain du Défile du Danube entre Bazias et Drobeta Turnu Severin, est analysée en relation avec des aléas hydro-géomorphologiques recensés dans la région du Parc Naturel des Portes de Fer. L'étude est basée sur des observations et données terrain et la série chronologique des précipitations de 1961 à 2014 enregistrée à la station météorologique Drobeta Turnu Severin du Défile du Danube. Pour mettre en évidence la fréquence des années excédentaires et déficitaires de point de vue pluviométrique dans cette région, l'Indice Standardisé de Précipitations (ISP) sont calculées pour évaluer les risques pour la société. Les résultats montrent que la fréquence des années avec un excédent pluviométrique est plus faible que celle avec un déficit, cependant 2 des 5 dernières années affichent un excès pluviométrique important associé à un risque élevé. Les dégâts morphologiques sur les versants et dans les vallées affluentes au Danube dans cette région sont illustrés pour un cas extrême de fortes précipitations.

**Mots-clés** : précipitations, Indice Standardisé de Précipitations (ISP), Parc Naturel des Portes de Fer, risques géomorphologiques

**Abstract** – *Rainfall trends and geomorphological risks in Iron Gates Natural Park in Romania.* Rainfall variability in the Danube's Gorge of the Romanian sector, between Bazias and Drobeta Turnu Severin was analyzed in relation with the geomorphological risks identified in the area of the Iron Gates Natural Park. The study is based on observations and field data as well as on the rainfall data series for 1961 – 2014 period obtained from the weather station of Drobeta Turnu Severin, within the Danube's Gorge. In order to emphasize the occurrence of rainfall excess and deficit, the Standardized Precipitation Index (SPI) was calculated, to assess the risks for society. Results showed that years with excess rainfall were less frequent than those with a deficit, though 2 of the last 5 years presented a significant rainfall excess associated with a high risk. The induced morphological damages on the slopes and in the Danube's affluent valleys are illustrated for a selected event of heavy precipitations.

**Keywords**: precipitation, Standardized Precipitation Index (SPI), Iron Gates Natural Park, geomorphological hazards

### Introduction

Dans le Parc Naturel des Portes de Fer (P.N.P.F.), secteur roumain du Défile du Danube entre Bazias et Drobeta Turnu Severin, ainsi que dans les vallées affluentes au Danube (Berzasca, Liubotina, Eșelnița, Mraconia, Bahna), on observe de nombreux glissements de terrain, surtout près de la ville Orșova, et des localités d'Eșelnița, Berzasca, Cosla où les enjeux sociétaux se développent (habitations, voies de communication, terrains agricoles). L'objectif de ce travail consiste à mettre en relation les précipitations et les événements géomorphologiques qui en résultent afin d'étudier la vulnérabilité des versants.

En 2007, la région des Portes de Fer a été déclaré site d'importance communautaire ROSCI0206 partie intégrante du programme écologique européen NATURA 2000 (Plan de management de P.N.P.F.). Dans ce cadre, on impose l'étude et l'identification des zones vulnérables soumises aux effets des catastrophes naturelles et à l'influence du facteur anthropique, de même que la promotion des mesures de réhabilitation et renaturation de ces espaces, tenant compte du fait que ces zones ont un rôle de stabilisateur pour les composantes

de l'environnement, comme une réflexion dans la qualité de la vie des communautés locales du parc naturel.

## 1. La région d'étude

Le secteur d'étude, situé au sud-ouest de la Roumanie correspond aux gorges du Danube connues aussi dans la littérature spécialisée sous le nom des « Portes de Fer » qui s'étend entre Bazias et la ville Drobeta Turnu Severin, plus précisément à la localité de Gura Văii (Fig. 1). Sur une longueur d'environ 140 km, le Danube coule dans un couloir tectonique et d'érosion en formant l'un des défilés les plus spectaculaires de l'Europe.

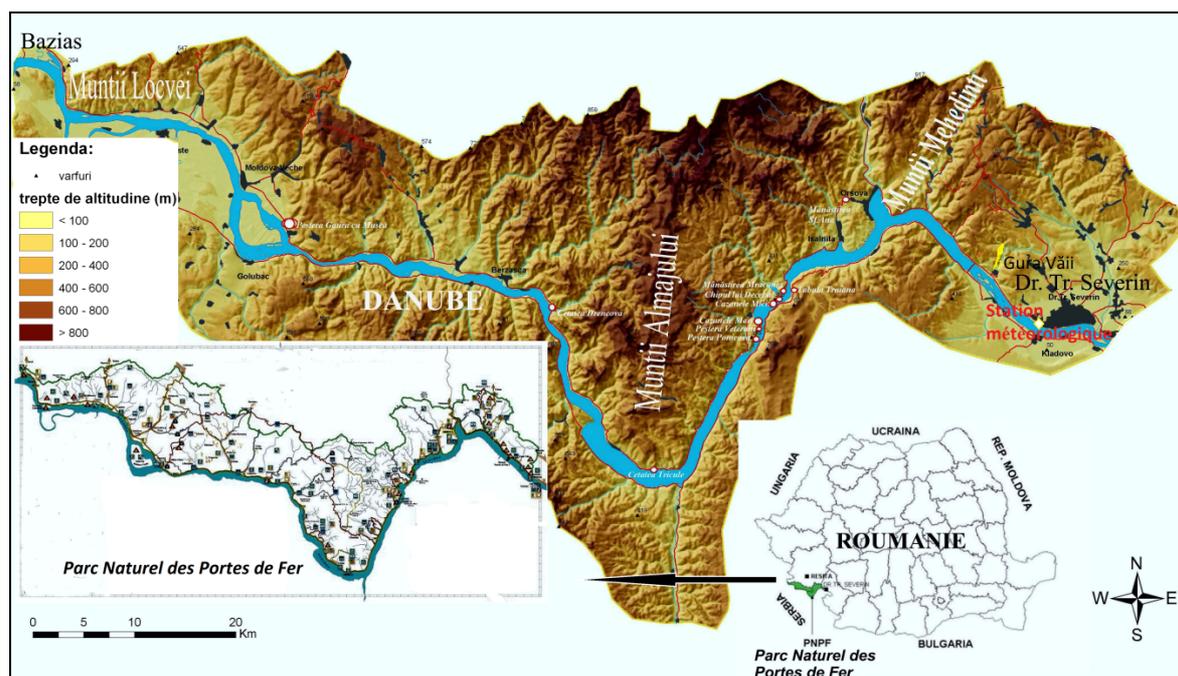


Figure 1. Localisation de la région d'étude en Roumanie et du Défilé du Danube (retravail Dobre Robert).

Le défilé du Danube est un vrai musée en air libre d'une grande diversité géologique et géomorphologique (Geografia Văii Dunării Românești). Il est considéré comme le principal couloir de liaison avec la Plaine Pannonique et la Plaine Roumaine, et avec la présence de zones humides le territoire PNPf constitue un lieu d'habitats importants pour les espèces d'oiseaux protégées au niveau mondial.

Depuis 2000, cette région d'une superficie de 115655 ha, est une aire protégée en conformité avec la loi no. 5/2000) et porte le nom de « Parc Naturel des Portes de Fer », en incluant aussi dans son périmètre les prolongations méridionales des Montagnes du Banat (Locvei et Almajului) et des Montagnes Mehedinți, de même qu'une portion du Plateau Mehedinți (Parcul Natural Porțile de Fier, 2014).

La région d'étude est positionnée dans une zone de climat tempéré continental où les influences climatiques méditerranéennes sont prédominantes. De cette manière l'influence de la circulation de l'air chaud d'origine méditerranéenne fait que la température de l'air présente des valeurs plus élevées en comparaison avec les unités montagneuses. De même, à l'échelle locale, en raison de l'orientation du défilé, la circulation dominante des masses d'air est de l'ouest vers l'est et l'intensification des cyclones méditerranéens dans la région, mènent à des quantités de précipitations relativement élevées pour une région d'altitude inférieure à 1000 m (Geografia Văii Dunării Românești).

## 2. Données et méthodes utilisées

Pour étudier la vulnérabilité de cette région face aux risques de glissement de terrain, érosion excessive des versants ou inondation, nous utiliserons des observations et relevés de terrain que nous associerons à des données de précipitations sur la période 1961 – 2014 relevées à la station météorologique de Drobeta Turnu Severin située dans le Défilé du Danube.

Pour mettre en évidence la fréquence des anomalies pluviométriques (positives ou négatives) dans la région étudiée, on a calculé l'Indice Standardisé de Précipitations (ISP). La méthode permet également de mettre en évidence les périodes d'excès et/ou déficit pluviométrique, comme cela a été le cas au cours des 15 dernières années en Roumanie (Dumitraşcu *et al.*, 2001 ; Cheval *et al.*, 2003 ; Croitoru et Toma, 2010). L'indice « ISP » ou « SPI » en anglais correspond aux anomalies centrées réduites et la formule de calcul est la suivante :

$$SPI = \frac{x_i - \bar{x}}{\sigma}$$

SPI : Standardized Precipitation Index ; l'Indice Standardisé de Précipitations ISP ;

$x_i$  - quantité mensuelle ou annuelle des précipitations dans une certaine année ;

$\bar{x}$  - moyenne multi annuelle des quantités mensuelles ou annuelles de précipitations ;

$\sigma$  - différence moyenne carrée des valeurs

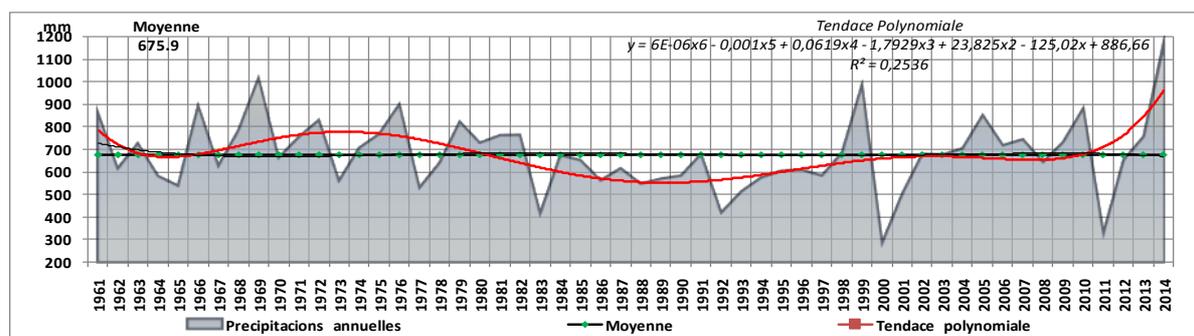
A chaque valeur est associé un niveau de risque encouru (Tableau 1).

**Tableau 1.** Valeurs de l'indice Standardisé de précipitations et risques associés. *Source : Mc Kee et al., 1993 ; OMM, 2012*

SPI VALUES	CATEGORY	RISK CATEGORY
2.0 or more	Extremely wet	High
1.5 ... 1.99	Very wet	Medium
1.0 ... 1.49	Moderately Wet	Low
-0.99 ... 0.99	Almost normal	No risk
-1.0 ... -1.49	Moderately Dry	Low
-1.5 ... -1.99	Very dry	Medium
-2.0 or less	Extremely Dry	High

## 3. Résultats et discussions

Le total pluviométrique annuel pour la station de Drobeta Turnu Severin sur la période 1961-2014 est en moyenne de 676 mm. Il varie de 286 mm en 2000, année la plus sèche, à 1168 mm en 2014, année la plus humide (Fig. 2).

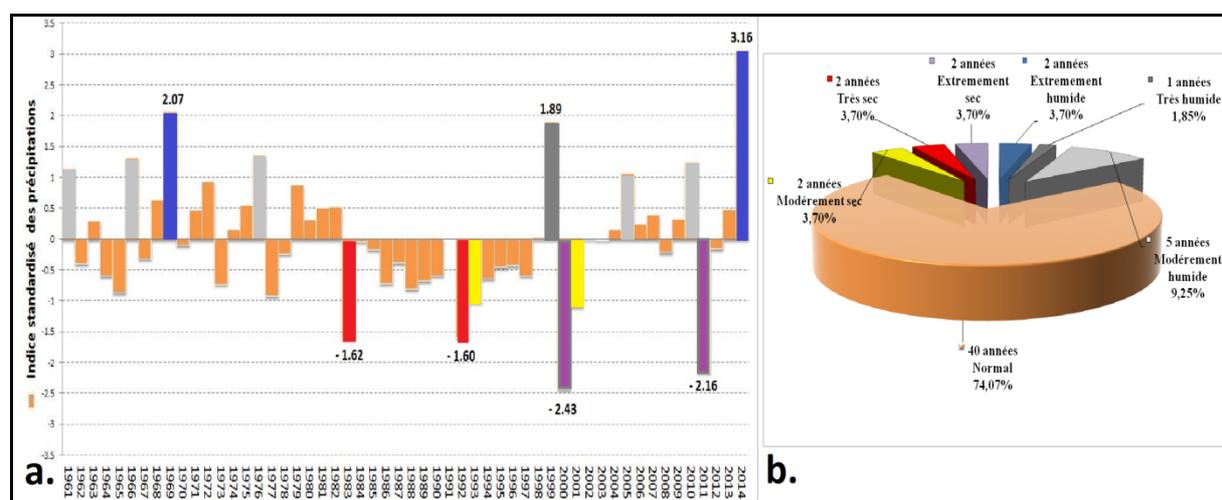


**Figure 2.** Précipitations de 1961 à 2014 relevées à la station météorologique de Drobeta Turnu Severin, moyenne et tendance polynomiale.

En représentant la série pluviométrique en terme d'anomalies par rapport à la moyenne (Fig. 3a), outre la variabilité annuelle des aléas climatiques (sécheresse ou forte pluviométrie), on peut également mettre en évidence deux périodes majeures enregistrant des anomalies pluviométriques positives (périodes d'excès) : la période 1961-1982 et la période 2003-2014 malgré l'intrusion de quelques années sèches comme 1965, 1973, 1977 et 2011. La période intermédiaire de 1983 à 2003 est plutôt caractérisée par un déficit pluviométrique (sécheresse), sauf pour 1999.

En analysant l'ISP pour caractériser l'intensité du risque, il résulte que la majorité de la période considérée est dominée par la fréquence des années normales sans risque pluviométrique (74.07%). Les années déficitaires (inférieures à  $-1\sigma$ ) sont au nombre de 6 sur 53 et représentent 11.11% dont 2 années extrêmement sèches (3.70%). Les années excédentaires (supérieures à  $+1\sigma$ ) sont légèrement plus nombreuses (8 années sur 53) et représentent un pourcentage de 14.81%, dont 2 années extrêmement humides (3.70%) (Fig. 3.b).

Si on représente l'indice ISP, c'est-à-dire les anomalies centrées réduites (Fig. 3. a), et si on s'occupe des valeurs supérieures à  $1,5\sigma$  ou inférieures à  $-1,5\sigma$ , c'est-à-dire celles qui sont associées à un risque moyen ou fort, en termes d'excès ou de déficit respectivement, on peut mettre en évidence la fréquence des années à un risque pluviométrique moyen ou fort.



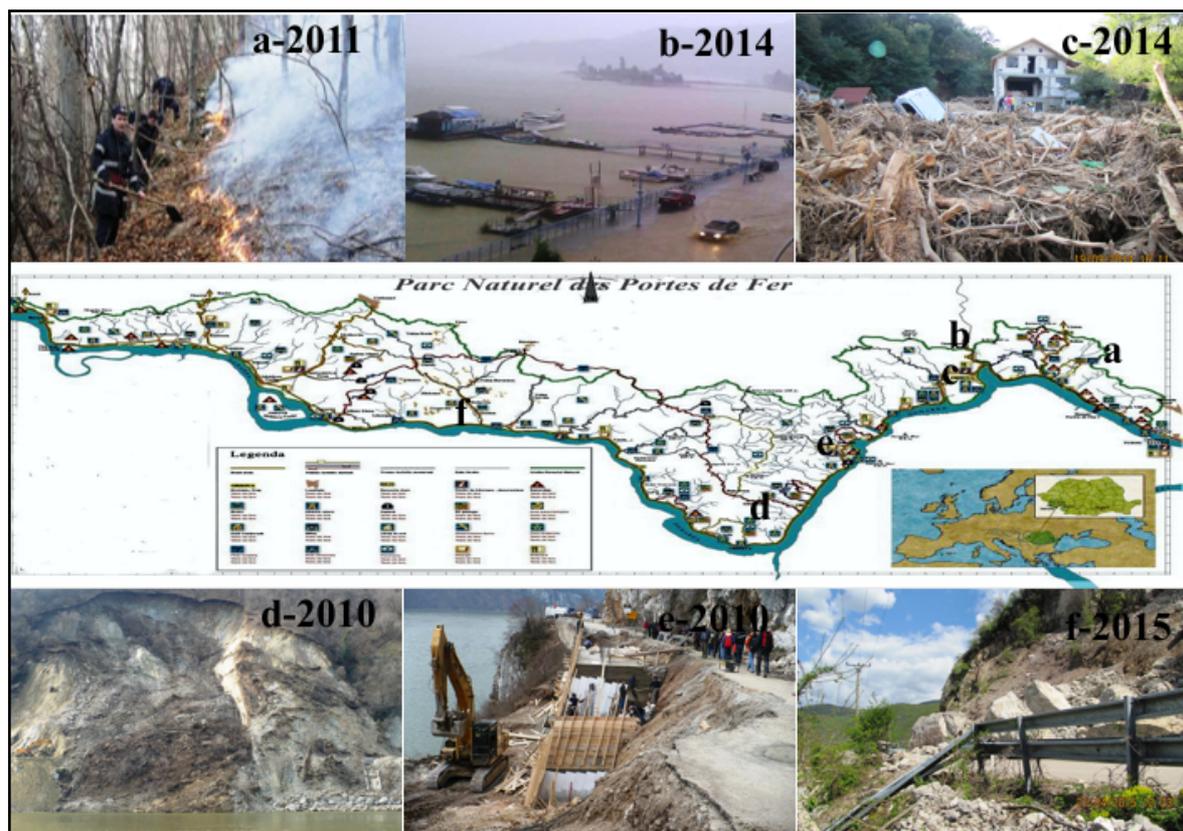
**Figure 3.** a. Pluviométrie standardisée en Drobeta Turnu Severin (1961-2014). b. Fréquence des années pluviométriques excédentaires et déficitaires selon les classes de valeurs de ISP (%).

Ainsi, en termes d'excès pluviométrique, on dénombre 3 années (1969, 1999, 2014) avec un risque moyen ou fort, notamment l'année 2014 (indice supérieur à  $2,5\sigma$ ). Ceci représente une fréquence faible (3 années sur 53 soit 5.5%). En terme de déficit pluviométrique, on dénombre 4 années (1983, 1992, 2000, 2011) avec un risque moyen correspondant principalement à la période d'anomalies négatives (sauf pour 2011) et une année avec un risque fort (2000), soit une probabilité de 7,4% (4 années sur 53 ans).

Suite à l'analyse faite sur les valeurs ISP pendant la période 1961-2014, on constate que pendant les 15 dernières années il y a une intensification des extrêmes avec une alternance d'années exceptionnellement pluvieuses et d'années de sécheresse. Ainsi l'année 2000 extrêmement sèche a été précédée par une année d'excédent pluviométrique ; de même, dans une moindre mesure, la période sèche de 2011 a suivi une année assez pluvieuse en 2010. Finalement l'année 2014 confrontée à de nombreuses inondations suite à des chutes importantes de pluie pendant le semestre froid, a été suivie par un 2015 considéré comme une année record au niveau mondial.

Cette alternance et augmentation d'aléas climatiques (augmentation des valeurs ISP vers les extrêmes) pendant les dernières années, est associée à une multiplication des catastrophes hydro morphologiques aussi bien dans le temps que dans l'espace augmentant ainsi le risque sur la période analysée.

Des dégâts dans la région du Parc Naturel des Portes de Fer, recensés au cours des 5 dernières années le long d'une voie de communication, en l'occurrence la DN57 Orșova Moldova Noua, illustrent les risques d'inondation, d'éboulement et glissement de terrain de grande ampleur, comme cela a été le cas après les averses exceptionnelles du 14-15 septembre 2014 causées par un Cyclone Méditerranéen d'amplitude qui a affecté la plus grande partie de la zone du Parc Naturel Portes de Fer (Greco *et al.*, 2015), (Fig. 4).



**Figure 4.** Risques générés par des extrêmes climatiques ayant un impact sur le Parc Naturel Portes de Fer.

Les précipitations torrentielles des 14-16 septembre 2014 enregistrées à la station météorologiques de Drobeta générées par des systèmes nuageux fortement développés, ont atteint un volume de 170,4 mm en 3 jours, soit 376,4 % (déviations après critère Hellmann) du total moyen mensuel pour un mois de septembre (Marinica *et al.*, 2015). L'intensité des pluies (5,7 mm en 1 h), a accentué les processus d'érosion sur les versants et dans les talwegs des affluents du Danube de la région étudiée. Les dégâts ont été importants d'autant plus que les travaux d'aménagement et de protection des versants vulnérables n'étaient pas en totalité exécutés.

## Conclusion

Grâce à l'Indice Standardisé de Précipitations (ISP), on a observé que la fréquence des années déficitaires associées à un risque moyen et élevé était plus importante que celle des années excédentaires pour un même niveau de risque. Cependant, pendant les dernières années et dans le Parc Naturel des Portes de Fer, les dégâts générés par un excès pluviométrique sont plus intenses que ceux générés par un déficit.

En perspectives, il est nécessaire d'étudier un nombre plus conséquent de séries pluviométriques dans la région pour valider de façon significative la variabilité pluviométrique. Il sera également intéressant d'établir une cartographie de la vulnérabilité de la région face aux risques associés aussi bien aux excès (éboulements, glissement de terrain, inondations) qu'aux déficits (feux) pluviométriques dans le but d'aider à la prévision d'aménagements des endroits vulnérables.

**Remerciements :** Les auteurs remercient l'Administration Nationale de la Météorologie (ANM) pour la fourniture des données climatiques.

## Bibliographie

- Badea L., Ianovici V., Mihailescu, V., 1969. *Geografia văii Dunării Românești*, Bucarest, Academiei, 784 p.
- Cheval S., Croitoru A.-E., Dragne D., Dragota C., Gaceu O., Patriche C.-V., Popa I., Teodoreanu E., Voiculescu M., 2003. *Indici si metode cantitative utilizate in climatologie*, Editura Universitatii Oradea.
- Croitoru A.-E., Toma F., 2010. Trends in precipitation and snow cover in central part of Romanian Plain. *Geographia Tehnica*, **5**, 1-11.
- Dumitrascu M., Dumitrascu C., Douquedroit A., 2001. Seceta si impactul ei asupra mediului in Campia Oteniei (The Drought and Its Impact on the Environment in the Plain of Oltenia). *Revista Geografica*, **VII**, Serie noua, Academia Romana, Institutul de Geografie, Bucuresti, 166-172
- Greco F., Carablaisa S., Zaharia L., Ioana-Toroimac G., 2012. Les précipitations – facteur de la dynamique des versants dans le défilé du Danube (Roumanie). *Actes du XXV<sup>ème</sup> colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, 5-8 septembre 2012 (pp. 349-354). Grenoble, France.
- Greco F., Ioana-Toroimac G., Constantin (Oprea) D. M., Carablaisă S., Zaharia L., Costache R. Munteanu A. 2015. L'événement pluvial du septembre 2014 dans le défilé du danube (Roumanie) – aléas et risques exceptionnels. *Actes du XXVIII<sup>ème</sup> colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, 1-4 juillet 2015 (pp. 491-496). Liège, Belgique.
- Marinica I., Marinica A. F., 2015. Climatic considerations in the south-west of Romania on the Autumn of 2014. *Aerul si Apa. Componente ale Mediului*, 484-491.
- Meteo Romania, 2012. *Arhiva Administratiei Nationale de Meteorologie* [Site web]. Disponible sur : [http://www.meteoromania.ro/anm/?page\\_id=2059](http://www.meteoromania.ro/anm/?page_id=2059) (consulté en mai 2016)
- MCKee T. B., Doesken N.J., Kleist J. 1993. The relationship of drought frequency and duration to time scale, *Proceedings of the 8<sup>th</sup> Conference on Applied Climatology, 17-22 January 1993* (pp. 179-184). Anaheim, California, États-Unis.
- NOAA, 2016. *National Centers for Environmental Information* [Site web]. Disponible sur : [www.ncdc.noaa.gov](http://www.ncdc.noaa.gov) (consulté en mai 2016).
- Organisation météorologique mondiale, 2012. *Guide d'utilisation de l'indice de précipitations normalisé OMM-N° 1090*. 25 p.
- Parcul Natural Porțile de Fier, 2014. Informații generale, Bilanț 2014 [Site web]. Disponible sur : [www.pnportiledefier.ro](http://www.pnportiledefier.ro) (consulté en mai 2016)

## PRECIPITATIONS SAISONNIERES A TUNIS-CARTHAGE ET INDICES DE RADIOSONDAGES.

EI MELKI T.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Faculté des Lettres, des Arts et des Humanités -Université de La Manouba, Tunisie. Campus Universitaire de la Manouba, Tunis 2010. U.R. Géomatique et Géosystèmes, lmlkitfk@gmail.com

**Résumé** – Pour la période 1977-2009 considérée, les précipitations totales annuelles et saisonnières à Tunis-Carthage révèlent une tendance positive depuis l'année 2003. À la recherche des éventuelles raisons de cette évolution, une investigation dans les indices de radiosondages et dans les paramètres météorologiques mesurés au niveau 500 hPa a été effectuée au pas de temps quotidien pour la période indiquée. Des corrélations statistiquement significatives ont pu être observées ; cependant elles ne permettent pas de fonder une explication physique du phénomène observé. En revanche, l'évolution des températures de l'air et des directions du vent au niveau 500 hPa permet de prédire un début de changement des propriétés de la circulation atmosphérique au niveau de Tunis-Carthage.

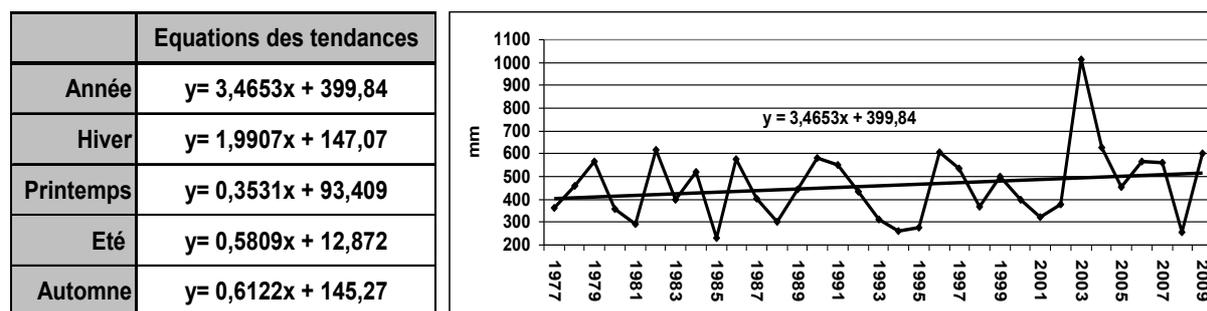
**Mots-clés** : Précipitations saisonnières, tendances, indices de radiosondages, Tunis-Carthage.

**Abstract** – *Seasonal rainfall amounts in Tunis-Carthage and atmospheric sounding indices.* For the “1977-2009” period considered, the annual and seasonal rainfall amounts show a positive trend since 2003 at Tunis-Carthage meteorological station. Searching for the possible reasons of this evolution, an investigation in the atmospheric sounding indices and different meteorological parameters measured at the 500 hPa level was performed at a daily scale time for the specified period. Statistically significant correlations were observed; however, they fail to establish a physical explanation of the observed phenomenon. Nevertheless, air temperatures and wind directions changes observed at 500 hPa level permit to predict a beginning of an atmospheric circulation properties change at Tunis-Carthage.

**Keywords**: Seasonal rainfall amounts, Trends, Atmospheric sounding indices, Tunis-Carthage.

### Introduction : contexte, problématique et objectifs

La Tunisie, à l'image du domaine méditerranéen dont elle fait partie, s'intercale entre les domaines climatiques tempéré et tropical ; et subit leurs effets. Dans ce contexte aérologique, la localisation de la Tunisie entre deux entités géographiques majeures aux propriétés hygrométriques contrastées- la Méditerranée, source d'humidité au nord, et le Sahara, facteur de sécheresse au sud- détermine les traits fondamentaux de son climat (El Melki, 2014). Ce dernier se caractérise par une très forte variabilité climatique bien manifeste sur le plan de la pluviométrie totale interannuelle et intersaisonnière (Henia, 1980 ; Bousnina, 1986 ; Dallel, 2009 ; Hlaoui, 2008). L'effet du réchauffement climatique contemporain serait d'exacerber cette variabilité (Bates *et al.*, 2008 ; GIEC, 2012). Dans ce cadre, des études prospectives ont prédit dans un futur proche et moyen (2030 et 2050) une réduction des totaux pluviométriques annuels en Tunisie (MARH et GTZ, 2007). Or la tendance observée à Tunis-Carthage, entre 1980 et 2007, est vers la hausse des pluies totales annuelles (El Melki, 2012). Durant la période 1977-2009 considérée dans cette étude, la tendance des précipitations totales annuelles (fig. 1) de Tunis-Carthage s'effectue aussi vers la hausse. Le changement de tendance est survenu depuis 2003, et ce quel que soit l'année de départ de la série chronologique comptant depuis 1970. D'autre part, la pente de la droite de tendance est plus faible entre 1970 et 2009 ( $y = 0,4782x + 462,07$ ) et est sensiblement plus forte entre 1980 et 2009 ( $y = 4,6155x + 386,8$ ). Cette même évolution s'observe au niveau saisonnier. Les tendances les plus fortes caractérisent l'hiver et l'automne (Tab. 1).

**Tableau 1.** Equations des pentes des droites de tendances des précipitations totales, annuelle et saisonnières, à Tunis-Carthage (1977-2009).**Figure 1.** Tendances des précipitations totales annuelles et saisonnières à Tunis-Carthage (1977-2009).

Cette nouvelle tendance est théoriquement bien compatible avec les impacts du réchauffement climatique : en fait, plus de chaleur au niveau du substrat signifie plus d'évaporation et plus d'instabilité verticale des masses d'air en place. Dans ce contexte, les informations issues des radiosondages peuvent renseigner sur les éventuelles évolutions des propriétés thermiques, hygrométriques et thermodynamiques de la troposphère d'un lieu donné. Le présent travail constitue une investigation dans les radiosondages de Tunis-Carthage en vue de chercher des explications dans les paramètres de la circulation atmosphérique d'échelle synoptique pour l'évolution observée de la pluviométrie enregistrée à Tunis-Carthage, et ce à l'échelle saisonnière. Le total pluviométrique global de la période 1977-2009 considérée, l'apport saisonnier (H, P, E, A) relatif (%) se présente respectivement ainsi : 39.43 %, 21.67 %, 4.95 % et 33.93 %. L'hiver et l'automne en fournissent l'essentiel : 73.37 %.

### 1. Critique des données de base et méthodologie.

La base de données utilisée dans cette étude comporte la pluviométrie (mm) et les radiosondages de la station météorologique de Tunis-Carthage au pas de temps journalier. La base de données pluviométrique couvre la période 1977-2007, soit 31 années. La base de données des radiosondages couvre la période 1977-2011. Les données relatives aux périodes antérieure et postérieure sont très lacunaires et ne répondent pas aux besoins de cette étude. Les deux années 1997 et 1998 sont très lacunaires aussi. Le nombre de radiosondages effectués au cours de ces deux années est très limité et ne peut donner aucune image, si approximative qu'elle soit, des réalités annuelle ou saisonnières. De surcroît, cette lacune coupe la série temporelle en deux périodes de longueurs assez proches (20 et 13 ans). Aucune période séparée ne permet d'envisager la notion de tendance. Il s'agit d'une lacune incontournable. Aucune reconstitution des données lacunaires n'est possible. En dehors de ces deux années, les lacunes des radiosondages sont toujours en deçà de 30 % des jours de l'année considérée (fig. 2). La lacune la plus importante : 29.3 %, caractérise 2007.

Les radiosondages fournissent deux types d'informations brutes pour chaque jour de la période étudiée. Premièrement, les valeurs, telles que mesurées par la sonde, de la pression atmosphérique, de la température de l'air, de l'humidité absolue, de la direction et de la vitesse du vent, avec l'altitude (mètre géopotentiel : mgp) du niveau de pression concerné par les mesures. Parmi ces derniers, le niveau 500 hPa est retenu dans cette étude. Il est bien représentatif de la moyenne troposphère où s'exécute l'essentiel des phénomènes météorologiques caractérisant l'état du temps. Les cartes synoptiques de la surface 500 hPa sont célèbres pour cette raison. Deuxièmement, les valeurs de 24 indices de radiosondages sont calculés et fournis par la « Wyoming University » pour chaque radiosondage (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>). Ils permettent l'étude de certaines des

propriétés hygrométriques et thermodynamiques de la colonne d'air sondée (Description détaillée à <http://weather.uwyo.edu/upperair/indices.html>).

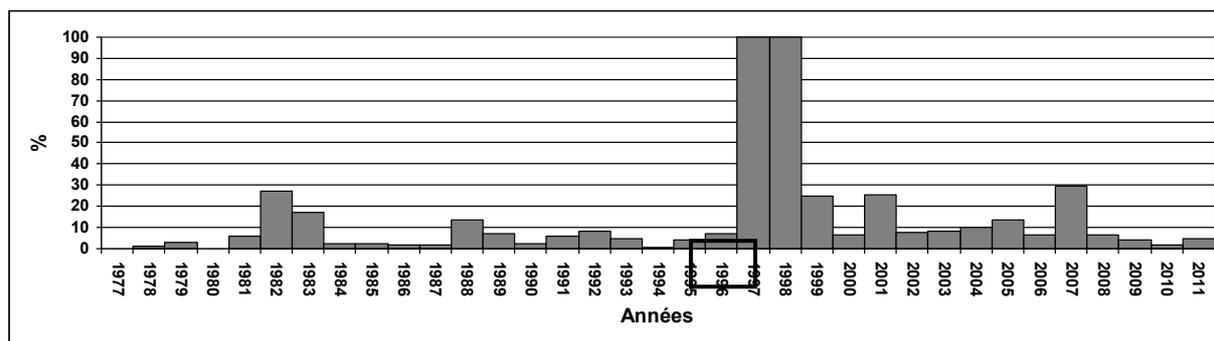


Figure 2. Importance relative (%) des lacunes des radiosondages par rapport au total des jours de l'an.

Au total 35 variables sont traitées : les précipitations, 24 indices de radiosondages et 10 paramètres concernant la surface 500 hPa. L'étude par régression multiple (pas à pas ascendante) est utilisée pour déterminer les variables indépendantes statistiquement fortement corrélées avec les précipitations totales saisonnières à Tunis-Carthage.

## 2. Résultats

Les résultats des régressions (R, au seuil de 95 %) multiples (tab. 2) montrent que les degrés de liaison les plus élevés caractérisent l'hiver suivi respectivement de l'automne et de l'été. Les précipitations printanières variant peu (tendance positive mais faible) sont très peu corrélées avec les variables indépendantes de la régression.

Tableau 2. Résultats des régressions multiples des précipitations totales saisonnières à Tunis-Carthage (1977-2009).

		Hiver	Printemps	Eté	Automne
Régression multiple	R	0,82	0,54	0,72	0,82
	R2	0,67	0,29	0,52	0,67
Variables indépendantes retenues	Paramètres 500 hPa	Température (°C)	Humidité relative (%)	Point de rosée (°C)	Humidité absolue (g/kg)
		Altitude (m)			Altitude (m)
		Point de rosée (°C)			Humidité relative (%)
		Humidité relative (%)			
	Indices de radiosondages	Eau précipitable (mm) du radiosondage	Eau précipitable (mm) du radiosondage	Niveau d'équilibre	Niveau de convection libre
		Niveau d'équilibre	Niveau de convection libre	Niveau de convection libre	Convective Inhibition
		Totals totals index	SWEAT index	Totals totals index	Totals totals index
		SWEAT index	Convective Inhibition	Bulk Richardson Number	

Les cinq variables retenues par les régressions et caractérisant les propriétés thermiques et hygrométriques et thermodynamiques du niveau 500 hPa sont : l'altitude, la température de l'air, la température du point de rosée, l'humidité absolue (g/kg) et l'humidité relative. Exception faite du cas automnal où deux tendances s'opèrent vers une légère hausse sont observées pour les humidités absolues ( $y = 0,0011x + 0,7961$ ) et humidités relatives ( $y = 0,0168x + 32,117$ ). Les tendances observées pour toutes les autres variables et en toutes saisons (fig. 3 à 5) ne permettent pas d'expliquer la tendance positive des précipitations à Tunis-Carthage. Exception faite des températures de l'air, (fig. 4, gauche) l'évolution des valeurs de ces variables s'opère dans un sens opposé à celui concordant avec une croissance des totaux pluviométriques ; car davantage de précipitations ne peut pas être déterminé par des humidités relatives (fig. 5, droite) et absolues (fig. 5, gauche) qui diminuent et des températures des points de rosée qui diminuent aussi (fig. 4, droite). Cette évolution est

synonyme d'un assèchement progressif (en dépit de la variabilité annuelle) de la moyenne troposphère de Tunis-Carthage.

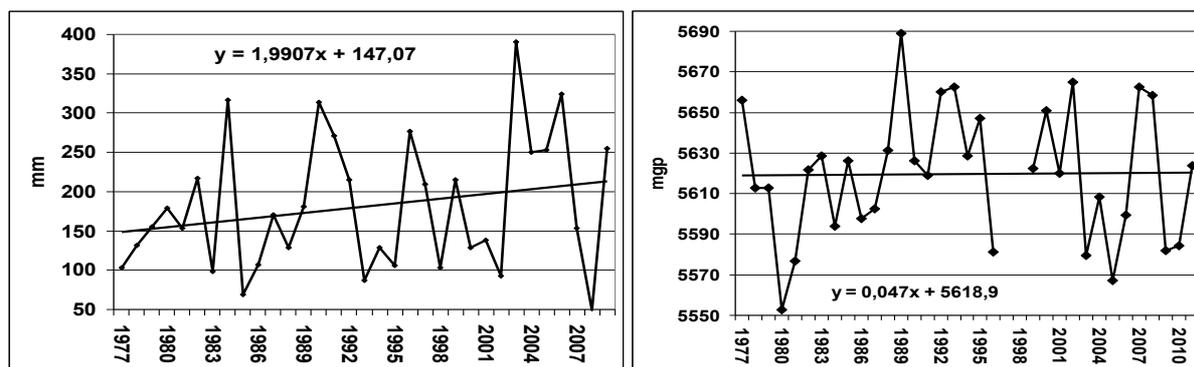


Figure 3. Précipitations (mm) hivernales totales (gauche) et altitudes (m. géopotentiel) hivernales moyennes (droite) de la surface 500 hPa à Tunis-Carthage : 1977- 2009.

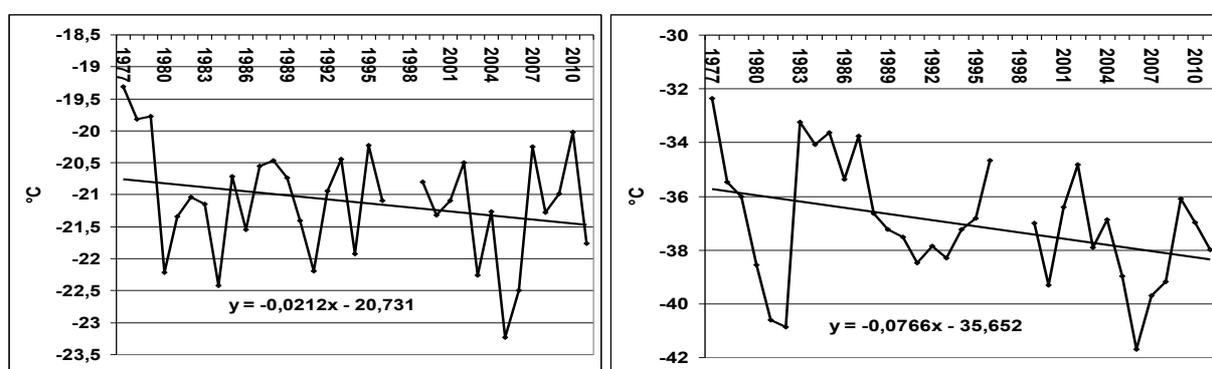


Figure 4. Températures (°C) hivernales moyennes de l'air (gauche) et températures (°C) moyennes hivernales du point de rosée (droite) de la surface 500 hPa à Tunis-Carthage : 1977- 2009.

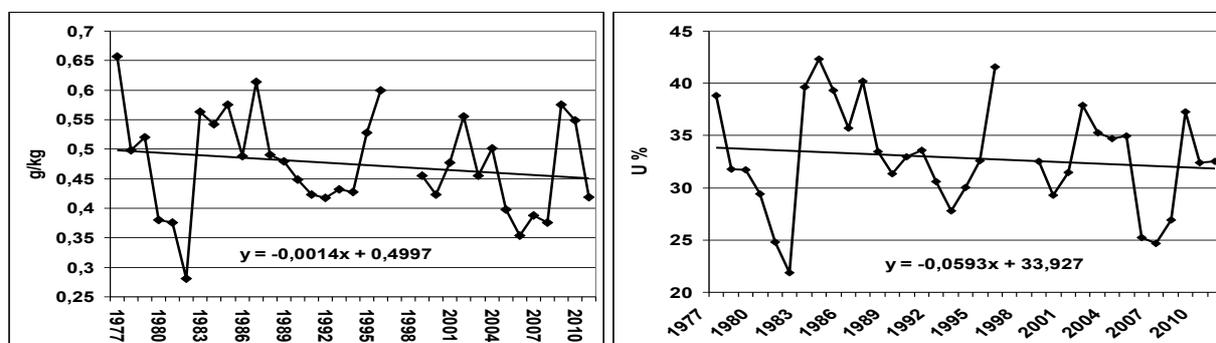
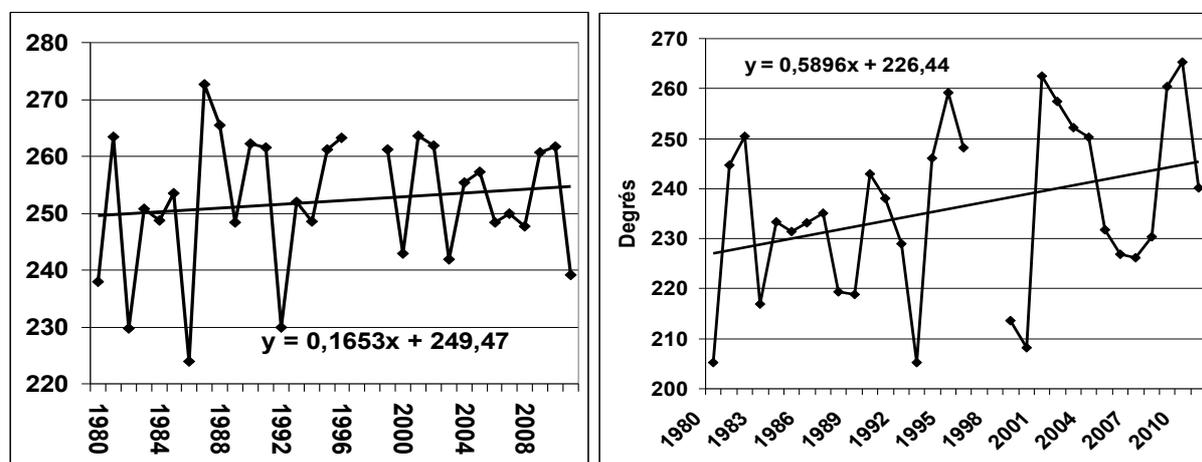


Figure 5. Humidités absolues (g/kg), (gauche) et humidités relatives (%) hivernales (droite) de la surface 500 hPa à Tunis-Carthage : 1977- 2009.

Ainsi, paraît-il que les fortes corrélations relevées dessus (tab. 2) reviennent principalement à une proportionnalité statistique inverse, sans causalité physique. L'explication de l'évolution des précipitations doit être cherchée ailleurs. Le réchauffement climatique reconnu désormais à l'unanimité au niveau du sol paraît ne pas avoir encore eu d'effets significatifs directs sur les propriétés de la moyenne troposphère tunisoise : les températures du niveau 500 hPa évoluent plutôt vers la baisse (fig. 4, gauche). Un indice de radiosondages retenu par les régressions multiples (tab. 2) et qui décrit l'état hygrométrique de toute la colonne d'air sondée : « L'eau précipitable du radiosondage » se caractérise aussi par une tendance s'effectuant vers la baisse, aussi bien au pas de temps annuel que saisonnier.

Les autres indices de radiosondages retenus permettent de caractériser l'état de stabilité/instabilité de la colonne d'air sondée (Totals index, SWEAT index et Bulk Richardson Number) ou l'altitude du plafond nuageux (Niveau de convection libre) ou encore l'altitude des sommets des formations nuageuses (Niveau d'équilibre). Les tendances (positives ou négatives) de ces derniers sont très faibles pour permettre une explication rationnelle des tendances saisonnières des pluies à Tunis-Carthage.

Il est à remarquer cependant que la tendance négative des températures de l'air au niveau 500 hPa (fig. 4, gauche) présenterait une piste à suivre pouvant apporter des éléments d'explication. Le refroidissement progressif observé à ce niveau de la troposphère moyenne peut être induit par des advections d'air froid de plus en plus fréquentes ou de plus en plus vigoureuses. Il est bien établi que la plupart des précipitations en Tunisie sont déterminées par des infiltrations d'air polaire, arrivant via la zone tempérée (El Melki, 2014). La « rotation » vers le quadrant NW des directions moyennes annuelles et hivernales (fig. 6) plaide bien dans ce sens. La variation de ces directions est plus nette en hiver ( $y=0.5896x + 226.44$ ) qu'à l'échelle de l'année ( $y=0.1653x + 249.47$ ) ; ce qui concorde bien avec les faits, les infiltrations polaires étant plus fréquentes en Tunisie en hiver (El Melki, *op. cit.*).



Figures 6. Directions (degrés) moyennes annuelles (gauche) et hivernales (droite) du vent au niveau 500 hPa, à Tunis-Carthage (1980-2011).

### Conclusion et perspectives

La présente étude constitue une investigation focalisant sur les impacts du réchauffement climatique sur les propriétés de la circulation atmosphérique d'échelle régionale au niveau de la station météorologique de Tunis-Carthage. Les résultats auxquels elle a abouti ne sont pas affirmatifs. Mains facteurs peuvent être à la source de ce constat. En premier lieu, le réchauffement climatique reste tout de même un phénomène récent compte tenu de la durée des périodes de mesure indispensable à l'identification des changements majeurs de la circulation atmosphérique régionale ou planétaire. La qualité des données de base disponibles d'une part, et d'autre part, le degré de représentativité de la station météorologique de Tunis-Carthage par rapport à la région synoptique où elle se trouve sont à évoquer en second lieu. Malgré tout, des indications fortes que certains changements sont entrain de s'accomplir sont observées. Étendre une étude similaire à tout le bassin méditerranéen occidental permettra certainement de mieux caractériser la réalité.

## Bibliographie

Bates B., Kundzewicz Z. W., Wu S., Palutikof J. P., 2008. *Le changement climatique et l'eau*. Genève, GIEC, 236 p.

Bousnina A., 1986. *La variabilité des pluies en Tunisie*. Publications de l'Université de Tunis. 308 p.

Dallel J., 2009. *Les événements pluviométriques exceptionnels en Tunisie : Recherche d'une téléconnexion avec les Oscillations Nord Atlantique et étude d'impacts hydrologiques*. Faculté des Sciences Humaines et Sociales de Tunis, 444 p.

El Melki T., 2014. *Climatologie dynamique de la Tunisie*. Publication de la Faculté des Lettres, des Arts et des Humanité, Université de la Manouba, Tunisie.

El Melki T., 2012. Précipitations annuelles à Tunis Carthage et indices de radiosondages. *Actes du 25<sup>ème</sup> colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, 5-8 septembre 2012 (pp. 261- 266). Grenoble, France.

GIEC, 2012. *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, UK and New York, NY, USA, Cambridge University Press, 582 p.

Hlaoui Z., 2008. *Les pluies quotidiennes en Tunisie* (Thèse de doctorat). Faculté des Sciences Humaines et Sociales de Tunis, Tunisie.

Henia L., 1980. *Les précipitations pluvieuses dans la Tunisie tellienne*. Publication de l'Université de Tunis I, 262 p.

Ministère de l'Agriculture et des ressources Hydrauliques et GIZ (Coopération technique allemande), 2007. *Stratégie nationale d'adaptation de l'agriculture tunisienne et des écosystèmes aux changements climatiques*, Cahier 3 : Projections. 28 p.

## ANALYSE DE LA VARIABILITE SPATIO-TEMPORELLE DU CLIMAT DANS LE VIGNOBLE DE SAINT-EMILION : ETUDE COMBINEE DES TYPES DE TEMPS ET DES TYPES DE CIRCULATION

EVENO M.<sup>1</sup>, DE RESSÉGUIER L.<sup>2</sup>, VAN LEEUWEN C.<sup>2</sup>, CANTAT O.<sup>3</sup>  
QUÉNOL H.<sup>1</sup>, PLANCHON O.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>LETG-Rennes, UMR 6554 CNRS, Université Rennes 2, Place Recteur H. Le Moal, 35043 Rennes Cedex, France, maelle.eveno@uhb.fr, herve.quenol@uhb.fr, olivier.planchon@uhb.fr

<sup>2</sup>Bordeaux Sciences Agro, Université Bordeaux, ISVV, Ecophysiologie et Génomique Fonctionnelle de la Vigne, UMR 1287, F-33140 Villenave d'Ornon, France, laure.deresseguier@agro-bordeaux.fr, vanleeuwen@agro-bordeaux.fr

<sup>3</sup>LETG-Caen, UMR 6554 CNRS, Université de Caen Normandie, Esplanade de la Paix, BP 5186, 14032 Caen Cedex, France, olivier.cantat@unicaen.fr

**Résumé** – L'analyse combinée des types de temps et de circulation atmosphérique a permis l'étude de la variabilité spatio-temporelle du climat à échelle fine dans le vignoble de Saint-Émilion. Les données météorologiques enregistrées à différentes échelles lors de la saison végétative ont été mises en relation et analysées sur une période de trois ans. Les premiers résultats font ressortir des conditions climatiques de saison chaude caractéristiques du Bassin Aquitain, caractérisées par une grande diversité de combinaisons entre types de temps et de circulation. L'étude de la variabilité climatique a mis en évidence, d'une part, de fortes amplitudes spatiales journalières observées en début et fin de saison végétative, et d'autre part, certaines situations favorables aux fortes amplitudes spatiales sur les températures minimales et maximales (lors de circulations de Nord-Ouest/Nord et de journées à type de temps chaud pour les températures maximales).

**Mots-clés** : Variabilité climatique, Types de temps, Types de circulation atmosphérique, Topoclimatologie, Agroclimatologie.

**Abstract** – **Local weather types atmospheric circulation patterns: a combined study of climate variability in the Saint-Emilion vineyards.** A combined study of the weather types and atmospheric circulation patterns has been achieved to analyze the spatial and temporal variability of the fine-scale climate in the vineyard of Saint-Emilion. Climate data recorded at different scales during the growing season have been compared and analyzed over a period of three years. The first results highlight a typical climate of the Aquitaine Basin, characterized by a great diversity of combined local weather types and atmospheric circulation patterns. The study of daily climate spatial variability showed on the one hand high spatial temperature ranges observed at the beginning and the end of the growing season, and on the other hand some favourable situations to high spatial temperature ranges on the minimum and maximum temperatures (during Northwest / North circulations, and during warm weather days based on maximum temperatures).

**Keywords:** Climate variability, Weather types, Atmospheric circulation patterns, Topoclimatology, Agroclimatology.

### Introduction

Dans un contexte global de changement climatique, l'activité vitivinicole, présente dans de nombreuses régions du globe, pourrait être plus ou moins impactée. Les études relatant le caractère influant du climat sur la vigne sont par ailleurs nombreuses (Tonietto, 1999 ; Seguin, 2007 ; Bonnefoy *et al.*, 2010 ; Philippe *et al.*, 2014). De surcroît, la vigne joue le rôle d'un véritable marqueur du climat, de part son développement ancien, mais également du fait de son caractère pérenne. Dans ces régions, l'étude du climat aux échelles fines est donc primordiale, afin d'apporter des renseignements climatiques, mais surtout dans le but d'aider les professionnels à s'adapter aux changements probables. Ainsi, l'étude de la variabilité spatiale du climat à l'échelle d'un vignoble français de la région bordelaise (vignoble de Saint-Emilion) est réalisée dans le but d'effectuer un diagnostic climatique, et de mettre en

exergue des situations climatiques journalières particulières grâce à une méthode d'analyse combinée types de circulation/types de temps.

## 1. Données et méthodes

### 1.1 Le réseau de mesures

Plusieurs types de données ont permis de réaliser l'analyse. Dans un premier temps, les paramètres météorologiques (températures en °C, précipitations en mm et fraction d'insolation en %) enregistrés à la station *Météo-France* de Bordeaux (Mérignac) ont été recensés. Ces jeux de données sont disponibles sous forme de bulletins climatiques, au pas de temps quotidien. Dans un second temps, les données de températures enregistrées par les 90 capteurs, de type TINY TAG, répartis sur le vignoble de Saint-Emilion (situé à une trentaine de kilomètres de Bordeaux, en Gironde) dans le cadre du programme LIFE-ADVICLIM (Programme européen coordonné par H. Quénol (LETG-Rennes-COSTEL, Université Rennes 2) : ADaptation of VIticulture to CLIMate change - Observation à haute résolution des scénarios d'adaptation et d'atténuation pour la viticulture, 2014-2019 ; figure 1), ont été mises en relation avec les données *Météo-France*, afin de valider le climat local et de compléter l'analyse. Ces données ont été enregistrées au pas de temps horaire. Ainsi, plusieurs variables ont donc été choisies pour l'étude : les températures minimale, maximale et moyenne quotidiennes. La période choisie s'échelonne sur trois ans (2012, 2013 et 2014), depuis l'installation du réseau de capteurs. Par ailleurs, l'analyse est centrée sur la saison végétative (d'avril à octobre), afin de corréler par la suite les résultats obtenus avec des données phénologiques.

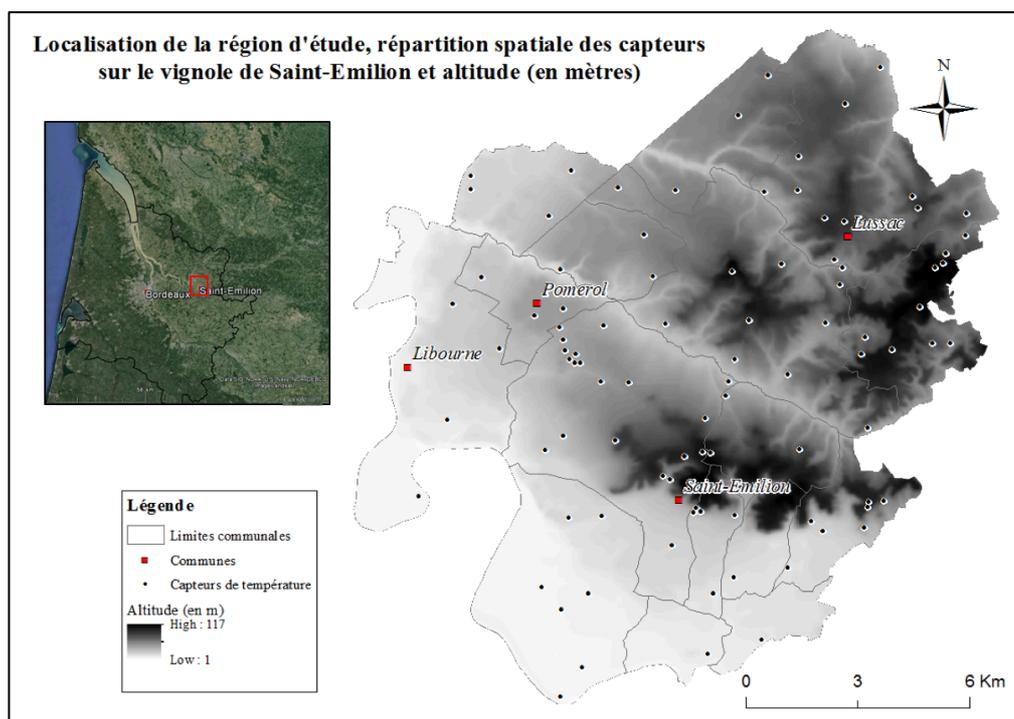


Figure 1. Répartition des capteurs de température sur le vignoble de la région de Saint-Emilion.

### 1.2 Méthode d'analyse spatiale des amplitudes thermiques

L'étude combine l'analyse des types de temps avec celle des types de circulations atmosphériques. Cette méthodologie a déjà été employée dans la littérature scientifique pour identifier la variabilité spatiale du climat (Werner et Gerstengarbe, 2010), notamment en

France (Planchon *et al.*, 2009 ; Douvinet *et al.*, 2009). En effet, la méthode consiste à imbriquer les échelles régionale et locale pour observer des dynamiques climatiques. Ainsi, le catalogue des types de circulation atmosphérique fondé sur la classification Hess-Brezowsky, et publié par le *Deutscher Wetterdienst*, a servi de base pour l'identification des grands types de circulation (ou *Grosswetterlagen* – GWL) au pas de temps journalier, à l'échelle de l'Europe et du Nord de l'Atlantique (figure 2).

### 1.3 Analyse des types de temps / types de circulation

Les types de temps ont quant à eux été définis selon la méthodologie employée par Cantat *et al.* (2012), méthode strictement descriptive partant de différents paramètres climatiques (températures en °C ; précipitations en mm ; fraction d'insolation en %) pour identifier le « temps sensible » au pas de temps quotidien à une échelle locale (figure 3). Les nombreuses combinaisons possibles permettent de différencier 32 types de temps au total. Le paramètre de vitesse du vent n'a pas été pris en compte pour l'analyse ; il pourra cependant être ajouté par la suite pour compléter l'analyse quotidienne des types de temps. Dans un premier temps, les données enregistrées à la station météorologique de Bordeaux-Mérignac ont été utilisées, notamment les paramètres « précipitations » et « fraction d'insolation ». Par la suite, les données de températures issues des 90 capteurs localisés sur le site d'étude (vignoble de la région de Saint-Emilion ; figure 1) ont été couplées aux données précédentes et ont permis d'affiner l'étude à l'échelle locale. Les séries de données sont complètes pour ces trois années et pour l'ensemble du réseau de capteurs, ce qui facilite l'analyse. Par ailleurs, les données de température mesurées par les capteurs à l'échelle locale sont corroborées par les données enregistrées à l'échelle plus large, à la station synoptique de Bordeaux-Mérignac.

TYPES DE CIRCULATION	
<b>CE</b>	Circulations à centre d'action sur l'Europe Centrale
<b>NE&amp;E</b>	Circulations de Nord-Est et d'Est
<b>NW&amp;N</b>	Circulations de Nord-Ouest et de Nord
<b>S</b>	Circulations de Sud
<b>W</b>	Circulations d'Ouest

Figure 2. Les grands types de circulation (d'après le catalogue Hess-Brezowsky).

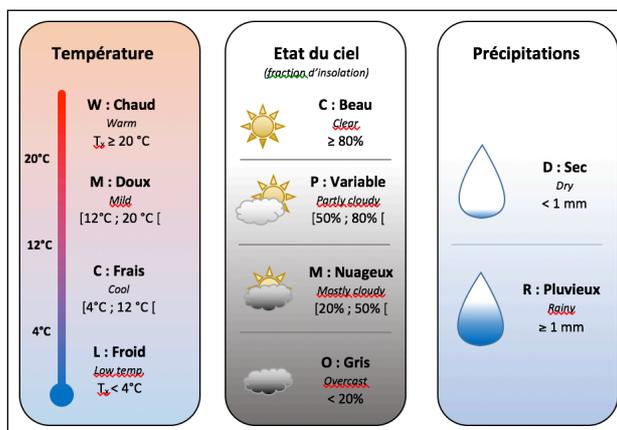


Figure 3. Typologie des types de temps (d'après la méthode développée par Cantat *et al.*, 2012).

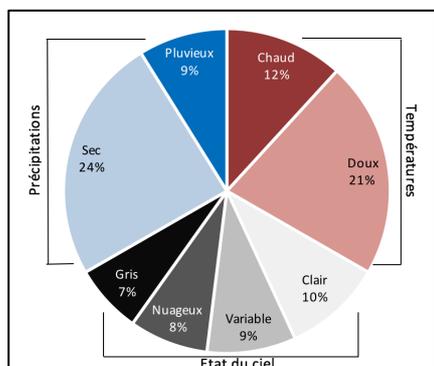
Une première analyse vise à déterminer, à l'échelle régionale, les fréquences d'apparition des types de temps, des types de circulation et de leurs combinaisons. Une seconde analyse a pour but de rechercher le lien éventuel entre l'amplitude spatiale des températures (obtenue par l'écart absolu entre les températures maximales (T<sub>max</sub>) et l'écart absolu entre les températures minimales (T<sub>min</sub>) enregistrées dans le réseau de capteurs du vignoble) et la combinaison types de temps / types de circulation atmosphérique.

## 2. Résultats

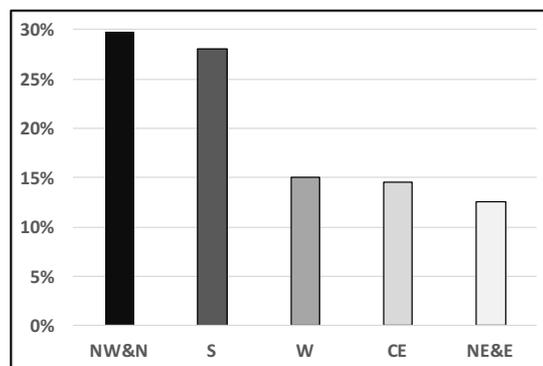
### 2.1 L'analyse de la combinaison types de temps / types de circulation

Les premiers résultats de l'analyse fréquentielle font ressortir certains constats. Dans un premier temps, sur l'ensemble du territoire et de la période étudiés (c'est-à-dire sur les saisons

végétatives des années 2012, 2013 et 2014), les dix types de temps (sur un total de 32 types de temps) les plus récurrents (fréquence d'apparition supérieure à 3%) ont été conservés, pour améliorer la lecture des résultats. Les types de temps doux, clair ou sec sont les plus fréquents (respectivement dans 21%, 10% et 24% des cas), tous types de circulation confondus. À l'inverse, et toujours tout type de circulation confondu, les journées à temps chaud, au ciel gris et pluvieux sont les moins fréquentes (respectivement dans 12%, 7% et 9% des cas ; figure 4).

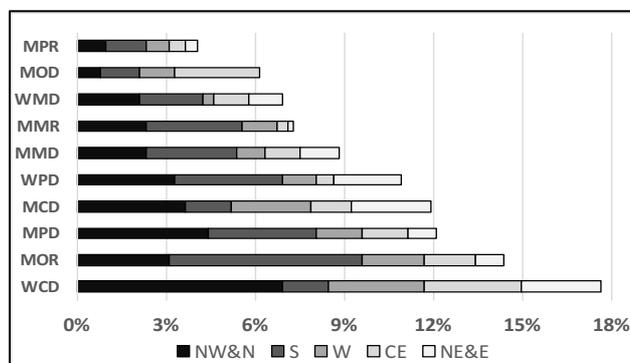


**Figure 4.** Fréquences d'apparition par caractéristique des types de temps sur les saisons végétatives de 2012, 2013 et 2014.



**Figure 5.** Fréquence d'apparition des grands types de circulation sur les saisons végétatives de 2012, 2013 et 2014.

Deux principaux types de circulation ressortent : les circulations de Nord-Ouest/Nord et de Sud (respectivement dans 30% et 28% des cas ; figure 5). Enfin, les combinaisons type de circulation/type de temps les plus fréquentes sont (1) une circulation de Nord-Ouest/Nord associée à un type de temps chaud, clair et sec, et (2) une circulation de Sud associée à un type de temps doux, gris et pluvieux (figure 6).



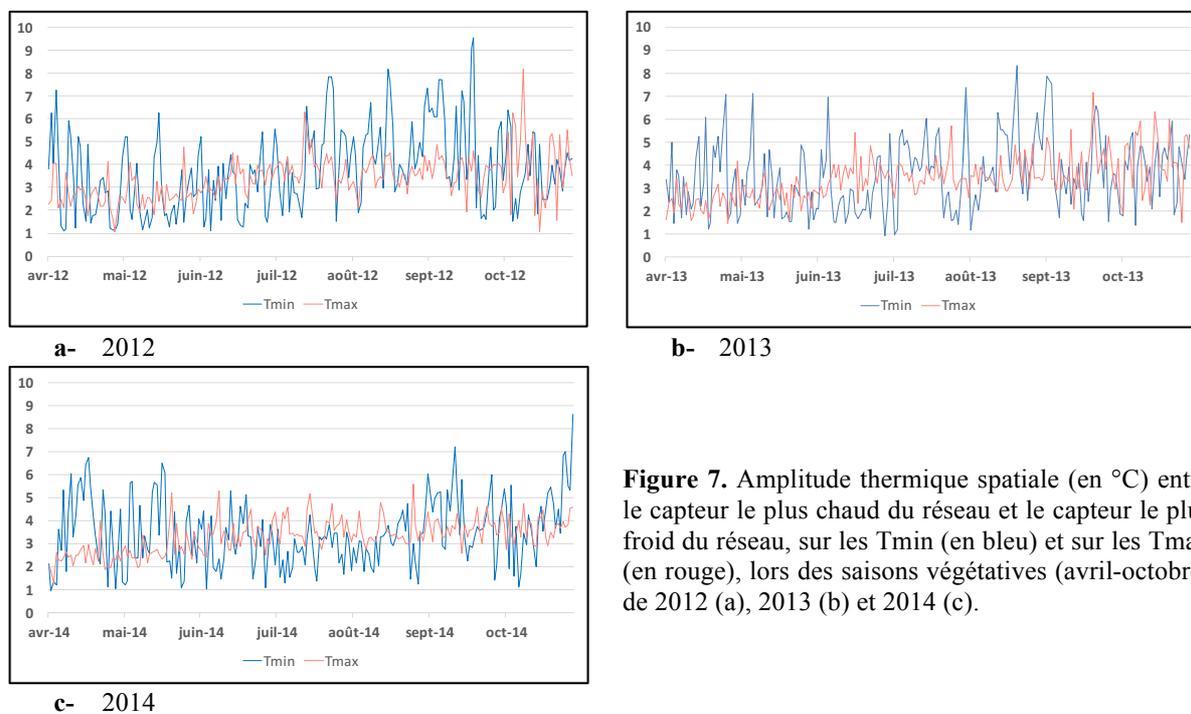
**Figure 6.** Fréquences d'apparition des combinaisons types de temps/types de circulation sur les saisons végétatives de 2012, 2013 et 2014. Abréviations : voir figures 2 et 3.

On observe ainsi une grande variabilité des fréquences de combinaisons types de temps/types de circulation lors de la saison chaude. La diversité et variabilité des types de temps est caractéristique du climat océanique, y compris sur le Bassin Aquitain et en période estivale où cette région est fréquemment balayée par les systèmes perturbés d'origine Atlantique (Dauphiné, 1976 ; Pagney, 1988). Cependant, cette forte variabilité temporelle soulève la question de possibles répercussions sur la distribution spatiale des températures à l'échelle locale.

## 2.2 Etude des amplitudes thermiques spatiales

L'amplitude spatiale entre les températures minimales et l'amplitude spatiale entre les températures maximales sont deux variables prises en compte pour l'analyse de la variabilité

spatiale du climat. Ces amplitudes thermiques journalières correspondent à l'écart thermique journalier entre le capteur qui enregistre les températures les plus élevées et le capteur qui enregistre les températures les plus basses. Elles sont calculées, d'une part, sur les températures minimales, et d'autre part, sur les températures maximales. Le choix de ces variables paraît pertinent, dans la mesure où l'activité viticole est fortement influencée par le relief, et donc le territoire à l'échelle fine. L'étude des amplitudes spatiales permet alors de mieux appréhender l'espace et d'aider les viticulteurs à cultiver judicieusement (choix du cépage, de la pratique culturale, etc.). Par ailleurs, la grande diversité de combinaisons types de temps / types de circulation pourrait être favorable à de forts contrastes thermiques à l'échelle de l'espace d'étude. De manière générale, sur les trois années étudiées, les amplitudes spatiales des températures minimales, apparaissent plus importantes que les amplitudes spatiales des températures maximales (écart entre la température maximale la plus basse et la plus élevée ; figures 7 a, b et c). Cependant, ce constat est davantage marqué en début et en fin de saison végétative, la période estivale observant des amplitudes spatiales sur les températures maximales légèrement plus élevées. Par ailleurs, les amplitudes spatiales les plus fortes, qu'elles prennent en compte les températures minimales ou maximales, sont principalement observées en fin de saison estivale.



**Figure 7.** Amplitude thermique spatiale (en °C) entre le capteur le plus chaud du réseau et le capteur le plus froid du réseau, sur les Tmin (en bleu) et sur les Tmax (en rouge), lors des saisons végétatives (avril-octobre) de 2012 (a), 2013 (b) et 2014 (c).

En 2012 et en 2013, les plus fortes amplitudes spatiales mesurées sur les températures maximales atteignent respectivement environ 8°C et 7°C. De plus, elles sont observées en fin d'été, en circulation de Nord-Ouest/Nord (circulation « non-identifiée » pour l'année 2012, mais suivie et précédée de journées sous l'influence des circulations de Nord-Ouest/Nord), combinée à un type de temps doux (moyenne comprise entre 12°C et 20°C). En 2014 en revanche, la variabilité spatiale des températures maximales en été est moins forte (jusqu'à 5,5°C environ à la fin du mois d'août). Par ailleurs, cette situation apparaît également en circulation de Nord-Ouest/Nord, associée cependant à un type de temps plus chaud (moyenne supérieure à 20°C). Concernant l'amplitude spatiale des températures minimales, les plus fortes amplitudes spatiales ont tendance à être observées également en fin d'été (et en toute fin de saison végétative en 2014). Cependant, on remarque qu'elles sont également importantes en début de saison. Les plus fortes amplitudes spatiales atteignent environ 9,5°C en 2012, 8,5°C en 2013 et en 2014. Celles-ci ont tendance à être observées lors de temps

plutôt chauds, avec une température moyenne supérieure à 20°C en septembre 2012 et en octobre 2013, et comprise entre 12°C et 20°C à la fin octobre 2014.

### Conclusion et perspectives

L'étude combinée des types de temps et des types de circulation atmosphérique semble pertinente pour développer l'analyse de la variabilité spatiale du climat au sein d'un territoire à l'échelle fine. En effet, les vignobles sont particulièrement sensibles aux évolutions et aux conditions climatiques extrêmes. Les premiers résultats montrent que, malgré une période d'analyse courte, la grande diversité des combinaisons types de temps / types de circulation, et leur forte variabilité intra saisonnière sont caractéristiques du climat aquitain (Dauphiné, 1976 ; Pagney, 1988). Les plus fortes amplitudes thermiques observées sur les températures maximales et minimales semblent être favorisées par certains types de circulation et types de temps. D'une part, les fortes amplitudes spatiales de températures maximales et minimales sont observées de préférence en circulation de Nord-Ouest/Nord. D'autre part, les fortes amplitudes spatiales de températures minimales ont tendance à se produire lors des journées à types de temps chaud. Cependant, l'étude réalisée ici devra être approfondie, avec l'aide des outils cartographiques et statistiques. Il s'agira d'étudier plus en détails les caractéristiques des journées « extrêmes » au moyen de nouvelles variables climatiques, mais également d'observer la succession de certaines situations météorologiques. De plus, les résultats pourront être restitués sous forme cartographique, permettant à la fois une meilleure lisibilité de l'information mais également d'être mis à disposition des professionnels du secteur vitivinicole, dans le but d'apporter des éléments de réponse à l'adaptation au changement climatique.

### Bibliographie

- Bonnefoy C., Quénot H., Planchon O. et Barbeau G., 2010. Températures et indices bioclimatiques dans le vignoble du Val de Loire dans un contexte de changement climatique. *EchoGéo*, **14**, DOI : 10.4000/echogeo.12146
- Cantat O., Savouret E. et Bensaïd A., 2012. La régionalisation des types de temps en France métropolitaine. *Actes du XXV<sup>ème</sup> colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, 5-8 septembre 2012 (pp. 165-170). Grenoble, France.
- Dauphiné, A., 1976. *Les précipitations dans les Midis français. Étude de climatologie inductive*. Paris, Librairie Honoré Champion, 591 p.
- Douvinet J., Planchon O., Cantat O., Delahaye D. et Cador J.-M., 2009. Variabilité spatio-temporelle et dynamique des pluies de forte intensité à l'origine des « crues rapides » dans le Bassin Parisien (France). *Climatologie*, **6**, 47-72.
- Pagney P. 1988. *Climats et cours d'eau de France*. Paris, Masson, 248 p.
- Philippe F., Sturman A. et Quénot H., 2014. Variabilité spatiale des températures dans le contexte du changement climatique à l'échelle du vignoble de Malborough (Nouvelle- Zélande). *Climatologie*, **10**, 123-145.
- Planchon O., Quénot H., Dupont N. et Corgne S., 2009. Application of the Hess-Brezowsky classification to the identification of weather patterns causing heavy winter rainfall in Brittany (France). *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **9**, 1161-1173.
- Seguin B., 2007. Le réchauffement climatique et ses conséquences pour la viticulture. *Communication au colloque : Réchauffement climatique : quels impacts probables sur les vignobles ?* Dijon, France, 9 p.
- Tonietto J., 1999. *Les macroclimats viticoles mondiaux et l'influence du mésoclimat sur la typicité de la Syrah et du Muscat de Hambourg dans le Sud de la France. Méthodologie et caractérisation* (Thèse de doctorat). Ecole Nationale Supérieure Agronomique de Montpellier, France.
- Werner P. C., Gerstengarbe F.-W., 2010. *PIK Report n°119. Katalog der Großwetterlagen Europas (1881-2009) nach Paul Hess und Helmut Brezowsky*. Potsdam, PIK, 146 p.

## ANALYSE DES JOURNEES DE FORTE CHALEUR EN ALGERIE

FACI M.<sup>1</sup>, MATARI A.<sup>1</sup>, OUBADI M.<sup>1</sup>, FARHI Y.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Centre de Recherche Scientifique et Technique sur les Régions Arides (CRSTRA), Campus Universitaire Mohamed KHEIDER - Biskra (Algérie), fm\_alg@yahoo.fr

**Résumé** – Pour notre étude, nous avons analysés les données de température maximale et minimale d'une dizaine de stations météorologiques, représentatives des différents étages bioclimatiques Algériens, sur une période de soixante années. Nous avons opté qu'une journée est chaude si la somme des températures minimales et maximales dépasse un seuil considéré. La vague de chaleur est considérée lorsque trois jours consécutifs ou plus, dépassent le seuil défini précédemment. Il ressort en général que le nombre de journées chaudes a connu une tendance à la hausse. Les séquences de chaleur sont devenues de plus en plus longues et plus fréquentes durant les deux dernières décennies en phase avec le réchauffement climatique. Si on considère les séquences supérieures ou égales à 3 jours (définition de la canicule), le nombre de cas observés a connu un taux d'accroissement supérieur à 50 % et la période d'apparition des canicules a connu un allongement considérable.

**Mots-clés** : Algérie, Températures, Canicules, Fréquentes, Allongement.

**Abstract** – *Analysis of strong days heat in Algeria.* For our study, we analyzed the maximum and minimum temperature data from ten weather stations, representative of the different bioclimatic Algerians over a period of sixty years. We chose a hot day is if the sum of the minimum and maximum temperatures exceeds a threshold considered. The heat wave is considered when three or more consecutive days exceed the threshold defined above. It appears that in general the number of hot days has seen a rising trend. Heat sequences have become increasingly longer and more frequent in the last two decades in step with global warming. Considering greater than or equal to 3 days sequences (definition of a heat wave), the number of cases observed was a higher rate of increase to 50 % and the period of occurrence of heat waves experienced a considerable increase.

**Keywords**: Algeria, Temperature, Heat Waves, Frequent, Increase.

### Introduction

Ces dernières années, la question des changements climatiques et ses conséquences socio-économiques et environnementales préoccupe, voir inquiète, la communauté internationale. En effet, cette « surchauffe » n'est pas sans conséquence sur les activités humaines et la dynamique des écosystèmes.

L'Algérie présente une grande sensibilité au climat. Elle est exposée aux phénomènes extrêmes comme les inondations catastrophiques, les sécheresses prolongées et plus récemment les canicules.

A ce jour, il n'existe pas de définition précise pour la vague de chaleur, on la considère comme un phénomène qui correspond au maintien d'une température élevée pendant plus de 48 heures avec un maximum diurne anormalement élevé et une température minimale qui ne baisse pas suffisamment durant la nuit.

### 1. Matériel et méthode

#### 1.1 Les stations

Pour l'analyse des journées de forte chaleur en Algérie, nous avons utilisé des données météorologiques de dix stations principales (Figure 1) de l'Office National de la Météorologie (ONM, 2010) et qui sont représentatives des différents étages bioclimatiques Algériens.



Figure 1. Localisation des stations météorologiques sur la carte d'Algérie.

### 1.2 La période

Les résultats des différents travaux sur le climat et le réchauffement climatique, montrent clairement une rupture de la stationnarité vers la fin des années soixante-dix (Belarbi et *al*, 2012).

Dans notre étude on s'est intéressé à l'analyse des données de température journalière d'une série de soixante années, c'est la période entre 1951 et 2010. Cette période prend en considération trente années avant et trente années après la rupture de la stationnarité.

Pour repérer l'existence de tendances dans notre série, nous avons opté aux tests de tendance de Mann-Kendall ; il permettra, aussi, de connaître si la tendance est croissante ou décroissante.

### 1.3 Les seuils

Les seuils de température dépendent de nombreux facteurs dont le type du climat, la sensibilité des personnes et autres. Toutefois tous les auteurs s'accordent pour dire que c'est une période de très forte chaleur. Certains prennent en considération uniquement la température de la journée, mais la température durant la nuit a également son importance sur le bien-être des personnes, car elle ne permet pas du repos nocturne.

Dans notre étude on tiendra compte aussi bien du maximum que du minimum de la journée, non pas on les prenant individuellement mais on faisant leur somme qui est assez représentative de la moyenne journalière de la température, parce que en période estivale, son évolution est proche d'une sinusoïde.

## 2. Résultats et discussions

### 2.1 Détermination des seuils

Nos stations sont situées dans quatre étages climatiques différents, nous avons opté qu'une journée est chaude si la somme des températures minimales (TMin) et maximales (TMax) dépasse le seuil considéré ; le seuil est pris, pour chaque étage climatique, lorsque la somme des températures est supérieure ou égale  $10\text{ }^{\circ}\text{C}$  de la somme de la TMin moyenne et la TMax moyenne (Seuil  $\geq$  TMin moyenne + TMax moyenne +  $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) (Voir Tableau 1).

**Tableau 1.** Détermination des seuils.

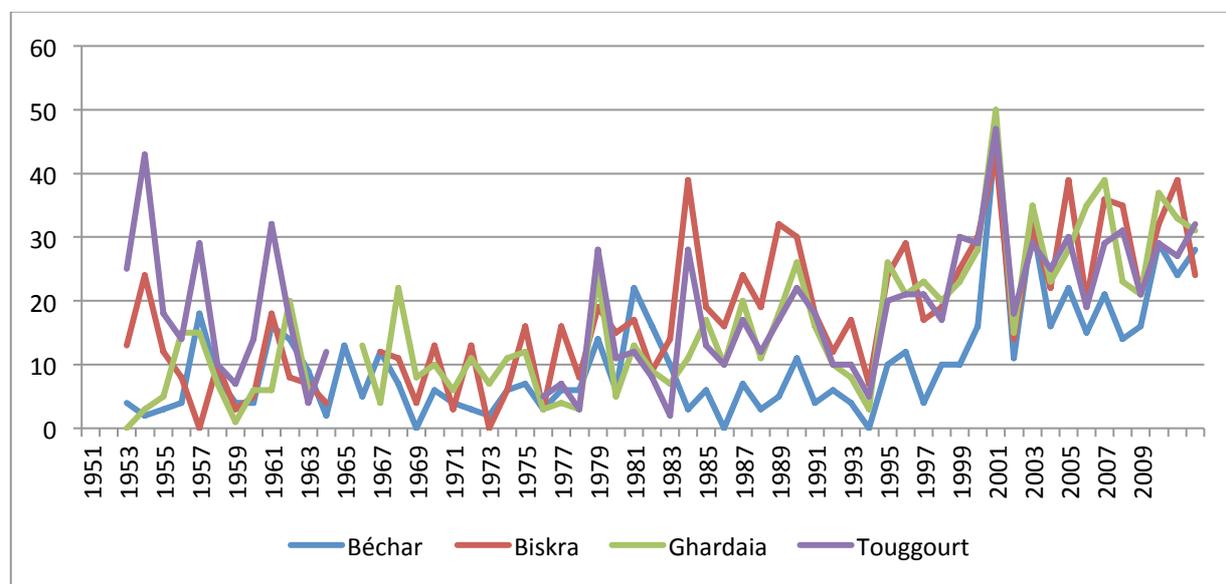
	Seuil (°C)	Stations
<b>Littoral</b>	<b>55</b>	Alger, Annaba et Oran
<b>Steppe</b>	<b>60</b>	El-Bayadh
<b>Nord Sahara</b>	<b>70</b>	Béchar, Biskra, Ghardaïa et Touggourt
<b>Sahara Central</b>	<b>77,5</b>	In Salah et Timimoune

## 2.2 Analyse des journées chaudes

### 2.2.1 Evolution du nombre de journées chaudes

Le nombre de journées chaudes a connu un accroissement de plus de 70 % dans toutes les stations durant la deuxième partie de la série analysée ; il varie d'une station à l'autre, où il atteint son pic dans les deux stations d'In Salah et d'El-Bayadh avec 180 % et plus de 200 % respectivement.

L'évolution interannuelle du nombre de journées chaudes a connu une évolution rapide vers la hausse dans les différentes stations à partir du début des années 1990. Nous donnons à titre d'exemple l'évolution au Nord Sahara (Figure 2).

**Figure 2.** Evolution du nombre de journées chaudes au Nord Sahara.

### 2.2.2 Durée de la période des journées chaudes

Le début d'enregistrement des journées chaudes a connu un avancement d'environ deux semaines dans les stations du Nord Sahara (Béchar, Biskra, Ghardaïa et Touggourt). Alors qu'elle été au voisinage d'une semaine dans les autres stations.

La fin de la période chaude a été plus au moins stable sur le Littoral (Alger, Annaba et Oran). Cependant, elle s'est reculée d'environ une semaine sur la station de la Steppe (El-Bayadh) et de deux semaines sur le Sahara.

Cela, a répercuté sur la durée de la période chaude, période entre la date de premier et de dernier enregistrement d'une journée chaude, qu'a connue un allongement durant les trente dernières années.

Malgré la variabilité interannuelle, la période d'enregistrement des journées chaudes a connu une tendance à la baisse durant la première partie de la série, suivie par une tendance rapide vers la hausse pendant la deuxième partie (Voir Figure 3).

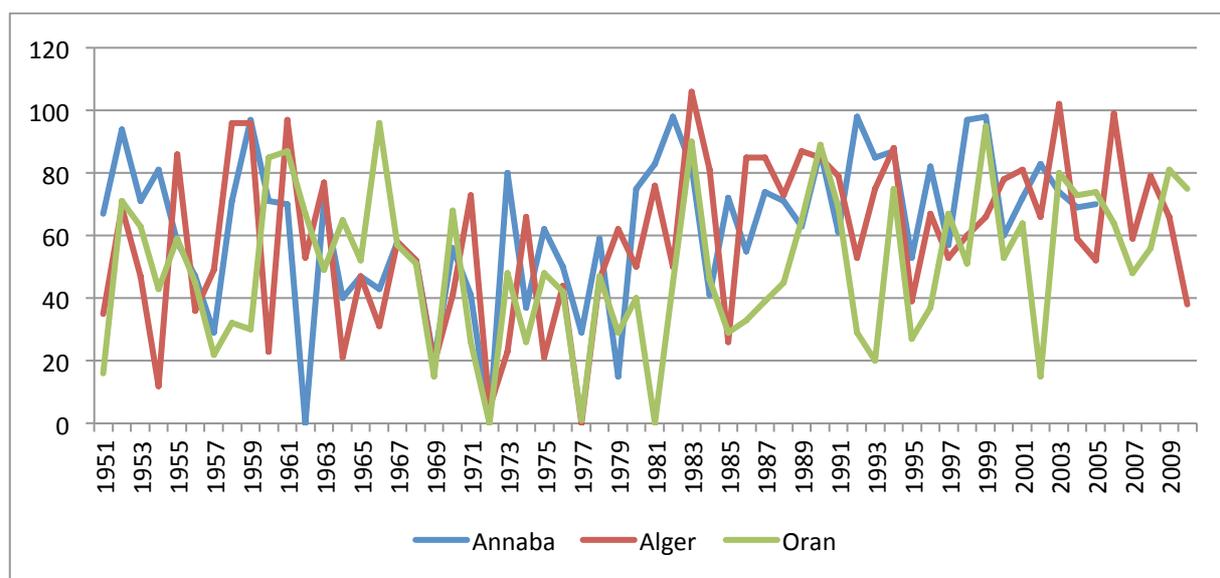


Figure 3. Durée de la période des journées chaudes au Littoral.

## 2.3 Analyse des vagues de chaleur

### 2.3.1 Evolution du nombre des vagues de chaleur

Les vagues de chaleur ont existé durant toute la série prise en considération, avec une tendance à la hausse à partir du milieu des années 1980 (Figure 4). Le nombre de vagues de chaleur s'est multiplié de plus de 50 % durant les trente dernières années par rapport à la première partie de la série.

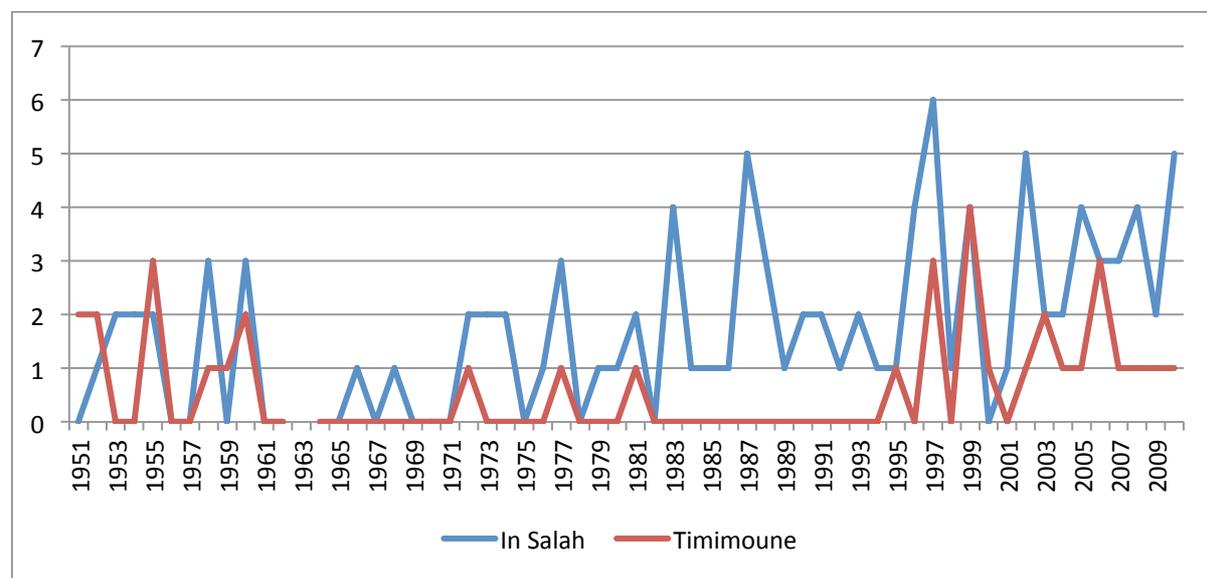


Figure 4. Evolution du nombre de vagues de chaleur au Sahara Central.

Nous signalons ici, que le nombre de vagues de chaleur a connu une légère stabilité durant la période 1951-1980.

### 2.3.2 Durée de la période des vagues de chaleur

L'analyse montre que les premières vagues de chaleur sont devenues plus précoces durant les dernières années de la série par rapport aux années du début.

Les vagues de chaleur ce sont avancé d'environ trois semaines sur le Littoral et sur la Steppe et d'environ deux semaines sur le Nord Sahara.

Par contre, la période d'apparition des premières vagues de chaleur reste stable sur les deux stations du Sahara Central, à savoir In Salah et Timimoune.

La stabilité caractérise la période d'enregistrement des dernières vagues de chaleur au Sahara Central ; ce constat est le même dans la station de la Steppe.

D'autre part, dans les stations du Littoral et du Nord Sahara, la fin de la période des vagues de chaleur a connu un retard qui avoisine les deux semaines.

Pour la période entre le premier et le dernier enregistrement d'une vague de chaleur, elle a connu une variabilité interannuelle ; une tendance à la baisse durant la première partie de la série, suivie par une tendance à la hausse dans la deuxième partie. Cette tendance, s'est accélérée à partir du début des années 1990 (Figure 5).

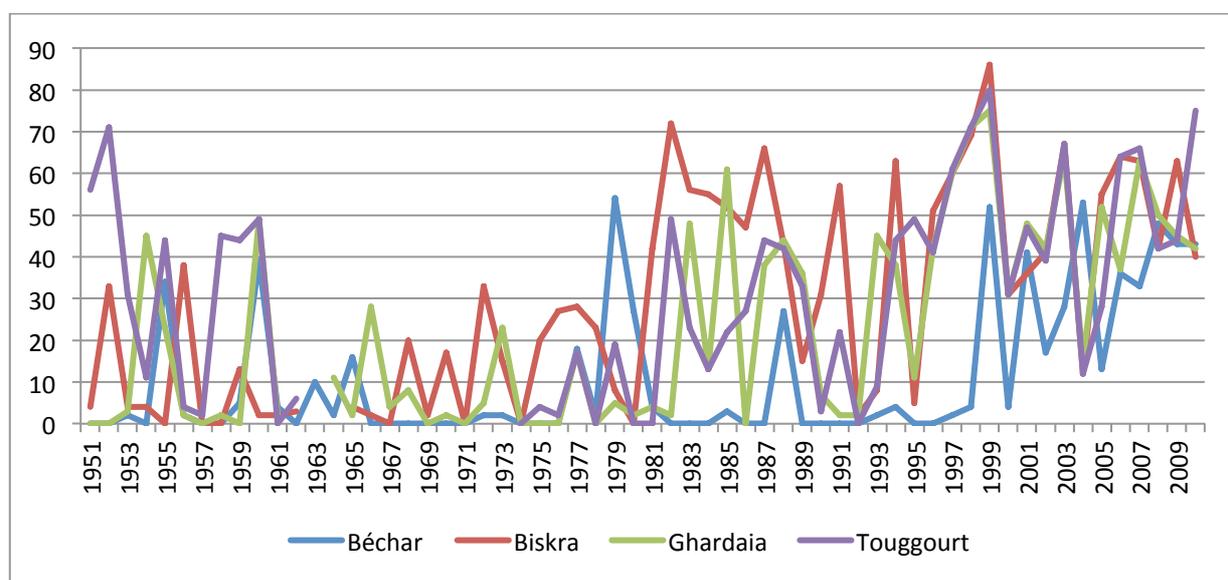


Figure 5. Durée de la période de vagues de chaleur au Nord Sahara.

## Conclusion

Le nombre de journées chaudes a connu une augmentation de plus de 70 % dans toutes les stations prise en considération dans cette étude. Cet accroissement est plus remarquable à partir du début des années 1990.

La même chose est enregistrée pour le nombre de vagues de chaleur, mais avec un accroissement de plus de 50 %.

Pour la période chaude, période d'enregistrement des journées chaudes et de vagues de chaleur, elle s'est allongée dans toutes les stations, sauf pour les deux stations du Sahara Central, où nous avons enregistré une stabilité de la période avec des étés frais durant les années soixante.

Les séquences de chaleur sont devenues de plus en plus longues et plus fréquentes durant les deux dernières décennies en phase avec le réchauffement climatique, où elles ont abouté quatorze jours consécutifs de forte chaleur à Béchar et quinze jours à In Salah.

En général, nous pouvons dire que la tendance au réchauffement excessif s'affiche clairement pour des régions considérées habituellement « chaudes ».

## **Bibliographie**

Belarbi H., Matari A., Habi M., 2012. *Etude des séries temporelles : Application aux données hydroclimatiques*. France, Editions Universitaires Européennes EUE, 252 p.

Office National de la Météorologie., 2010. *Résumé annuel du temps en Algérie*. Alger, ONM, 98 p.

## ETUDE DE L'EVOLUTION DES SERIES PLUVIOMETRIQUES DANS DES STATIONS DE PLAINES INTERIEURES DE LA TUNISIE

FEHRI N.<sup>1</sup>, HLAOUI Z.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Université de la Manouba, Faculté des Lettres, des Arts et des Humanités de Manouba - UR. BiCADE, fehri\_n@yahoo.fr

<sup>2</sup>Université de Tunis, Faculté des Sciences Humaines et Sociales de Tunis- UR. GREVACHOT, zouhaierhlaoui@yahoo.fr

**Résumé** – Ce papier est consacré à l'étude de l'évolution des séries pluviométriques dans quatre stations de plaine situées à l'intérieur du pays à savoir Jendouba, Kairouan, Gafsa et Remada. Les enregistrements traités couvrent des périodes d'observation d'au moins 41 années. Les variables calculées à partir de la pluie journalière de chaque station sont : la pluie annuelle, les pluies saisonnières et leur contribution au total annuel, le nombre de jours de pluie supérieure aux seuils suivants : 0 mm, 5 mm, 10 mm, 30 mm et 100 mm et enfin le cumul des pluies supérieures ou égales à 30 mm et leur contribution au total annuel. L'application de la méthode de la variable centrée réduite et l'application de deux tests statistiques de rupture de stationnarité en l'occurrence le test de Pettitt et la méthode de segmentation d'Hubert permettent de conclure sur l'absence de tendances significatives aux trois échelles annuelle, saisonnière et journalière.

**Mots-clés** : Séries pluviométriques, plaines intérieures, Tunisie, tests de rupture de stationnarité, tendances.

**Abstract** – *Study of the series rainfall evolution in the plains inland stations of Tunisia.* This paper studies the evolution of rainfall series in four lowland stations inside the country: Jendouba, Kairouan, Gafsa and Remada. The processed records cover observation periods of at least 41 years. The variables calculated from the daily rain data of each station are : the annual rainfall, seasonal rains and their contribution to annual total, the number of rainfall days of the following thresholds : 0 mm, 5 mm, 10 mm, 30 mm and 100 mm and finally accumulated rainfall equal or greater than 30 mm and their contribution to annual total. The application of the method of standard score and two tests of breaking stationarity (the test of Pettitt and the Hubert segmentation method) lead to the conclusion on the absence of significant trends at the three annual, seasonal and daily.

**Keywords:** Rainfall series, interior plains, Tunisia, breaking tests of stationarity, trends.

### Introduction

Au cours des dernières décennies, plusieurs villes intérieures de la Tunisie ont été touchées par des inondations graves qui ont provoqué des dégâts matériels et/ou humains plus ou moins importants. Il en va de même pour bon nombre d'agglomérations littorales (Hlaoui et Fehri, 2015). Au nord de la Dorsale, des villes comme Jendouba, Bousalem et Mejez el Bab ont enregistré des pertes en vies humaines liées aux débordements de la Medjerda, suite à des épisodes pluviométriques intenses survenus dans diverses parties de ce bassin fluvial. En effet, les inondations de l'automne 1969, ont provoqué des centaines de morts, des centaines de milliers de personnes sans abris et d'énormes dégâts matériels en particulier en Tunisie centrale, dans le bassin du Zeroud. La région de Sidi Bouzid et le bassin de Mknassi furent les plus frappés par les inondations de janvier 1990 (60 morts et perte de 7800 têtes de bétail rien qu'à Sidi Bouzid (Hamza, 1993)). Dans le Sud, le débordement de l'oued Tataouine suite aux pluies diluviennes de septembre 1995 tua 20 personnes (Boujarra et Ktita, 2009). Plus récemment, en septembre 2009, les précipitations orageuses qui se sont abattues sur Redayef, dans le bassin minier du Sud Ouest du pays, ont provoqué 17 morts, 8 blessés et d'importants dégâts matériels (Fehri, 2014).

L'étude de l'évolution des séries pluviométriques des stations intérieures du pays à différentes échelles temporelles, aiderait à comprendre les causes de cette aggravation des pertes provoquées par les inondations constatée au cours des dernières décennies.

## 1. Données et méthodes

### 1.1. Les stations d'étude

Pour les besoins de cette étude nous utiliserons les données pluviométriques quotidiennes issues de quatre stations de plaines intérieures Jendouba au nord de la Dorsale dans la moyenne vallée de la Mejerda, Kairouan au Centre du pays, Gafsa au Sud-ouest et Remada dans l'extrême Sud (Figure 1).

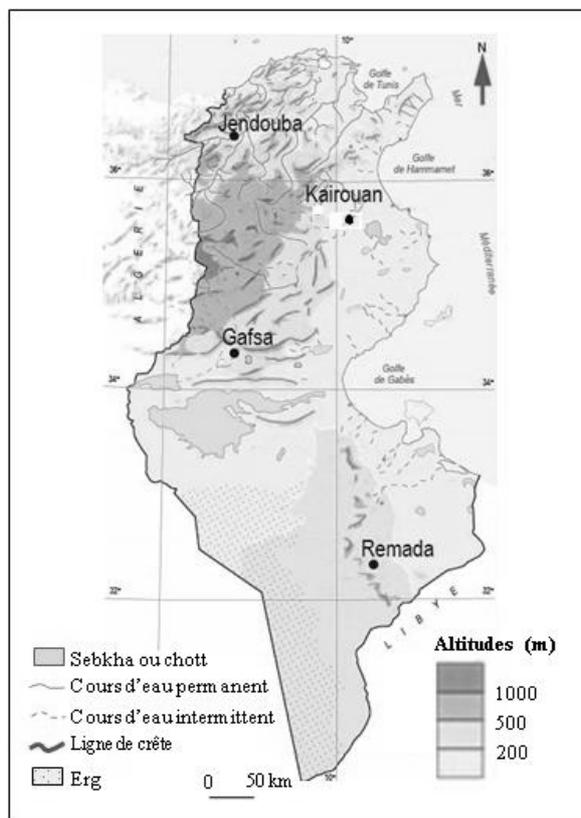


Figure 1. Localisation des stations pluviométriques de l'étude

### 1.2. La qualité des séries pluviométriques

Les données pluviométriques (Sources : INM et DGRE) couvrent des périodes variables selon les stations comprises entre 1950/51 et 2006/07 (en considérant l'année agricole). Dans les quatre stations, nous possédons un minimum de 45 années d'observation. C'est à la station de Jendouba que nous possédons les enregistrements les plus exhaustifs (100 %). Viennent ensuite les stations de Kairouan (98.2%), Gafsa (94.7%) et Remada (78.9%) (tableau 1).

Tableau 1. Caractéristiques des séries pluviométriques des stations étudiées

	Coordonnées : Latitude/Longitude Altitude	Observations			
		Période	N <sup>bre</sup> d'années complètes	Taux d'exhaustivité	Année(s) agricole(s) Lacune(s)
<b>Jendouba</b>	36°.48N/8°.8E/143 m	1950/1951- 2006/2007	57 sur 57	100 %	/
<b>Kairouan</b>	35.66N/10.1E/60 m	1950/1951- 2006/2007	56 sur 57	98.2 %	1 année : 1958/59
<b>Gafsa</b>	34.41N/8.81E/313 m	1950/1951- 2006/2007	54 sur 57	94.7 %	3 années : 1958/59, 1959/60, 1961/62
<b>Remada</b>	32.31N/10.4E/300m	1950/1951- 2006/2007	45 sur 57	78.9%	12 années : 1953/54, 1954/55, 1956/57, [1957/58-1965/66]

Sur le plan méthodologique, on a choisi d'adopter la même démarche suivie dans une étude précédente consacrée à l'étude de l'évolution des séries pluviométriques des stations côtières de la Tunisie (Hlaoui et Fehri, 2015). Pour les stations intérieures, nous avons également exclu de nos traitements les années totalement ou partiellement lacunaires.

### 1.3 Critères de choix des périodes étudiées

Pour les besoins de cette étude nous avons retenu pour chaque station la séquence la plus longue possible durant laquelle nous disposons, sans interruption, d'enregistrements exhaustifs. Les résultats de ce tri sont récapitulés dans le tableau 2.

**Tableau 2.** Les enregistrements non lacunaires, continus, les plus longs.

Stations	Période	Nombre d'années
Jendouba	1950/51 - 2006/07	57
Kairouan	1959/60 - 2006/07	48
Gafsa	1962/63 - 2006/07	45
Remada	1966/67 - 2006/07	41

### 1.4. Les variables étudiées

A partir des pluies journalières des stations, 16 variables sont calculées à savoir : la pluie annuelle ( $P$  mm), les pluies saisonnières (4 variables :  $P_{\text{automne}}$  ;  $P_{\text{hiver}}$  ;  $P_{\text{printemps}}$  et  $P_{\text{été}}$ ) et leur contribution au total annuel (4 variables :  $P_{\text{automne}} / P$  ;  $P_{\text{hiver}} / P$  ;  $P_{\text{printemps}} / P$  et  $P_{\text{été}} / P$ ), le nombre de jours de pluies (NJP) supérieures (ou  $\geq$ ) aux seuils suivants : 0 mm, 5 mm, 10 mm, 30 mm et 100 mm (5 variables) et enfin le cumul des pluies supérieures ou égales à 30 mm et leur contribution au total annuel (2 variables).

## 2. Méthodes statistiques utilisées

Pour l'étude de l'évolution de la pluviométrie annuelle par rapport à la moyenne de la période considérée dans chaque station, nous avons opté pour la méthode de la variable centrée réduite (traitements effectués sous Excel). L'avantage de cette méthode, c'est qu'elle permet d'obtenir des données indépendantes de l'unité ou de l'échelle choisie avec des variables ayant la même moyenne, ce qui facilite beaucoup les comparaisons entre les données de différentes stations. Bien entendu, les valeurs des coefficients de corrélation entre variables centrées réduites demeurent identiques à ce qu'elles étaient avant l'opération de centrage et réduction. Pour la détection d'éventuelles ruptures de stationnarité des séries retenues, deux méthodes sont appliquées : le test de Pettitt (Pettitt, 1979 ; Lubes et *al.*, 1994 ; Paturel et *al.*, 1998) ainsi que la procédure de segmentation des séries pluviométriques de Pierre Hubert<sup>4</sup> (Hubert et *al.*, 1987 ; Hubert et *al.*, 1989 ; Hubert et *al.*, 1998).

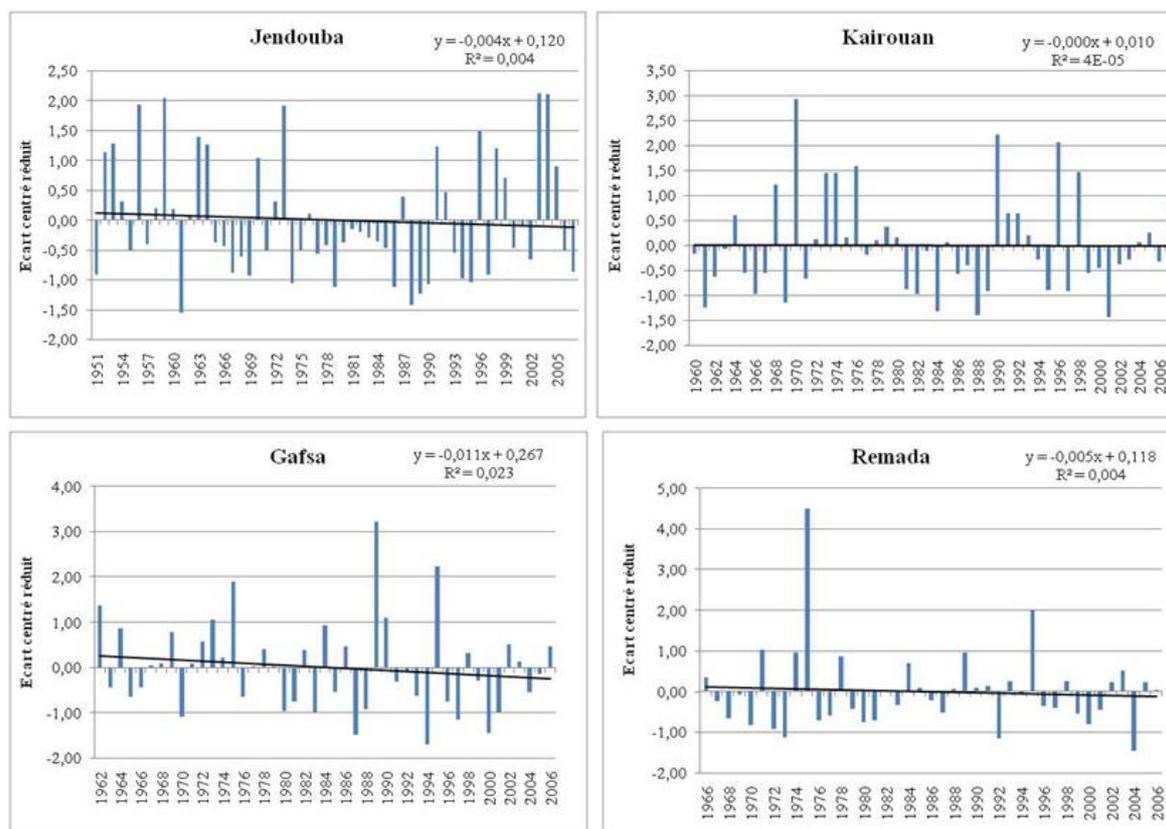
## 3. Résultats

### 3.1. Évolution de la pluviométrie annuelle dans les quatre stations

L'étude de l'évolution des écarts centrés réduits des pluies annuelles permet de constater l'absence d'une tendance significative dans les quatre stations étudiées (Figure 2). Ce constat est en conformité avec des résultats obtenus pour d'autres stations tunisiennes voire même

<sup>4</sup> Les traitements sont effectués à l'aide du logiciel KhronoStat 1.01 développé à la Maison des Sciences de l'Eau de Montpellier.

d'autres stations méditerranéennes (Kingumbi, 2001; Norrant, 2004 ; Henia et Hlaoui, 2011 ; Fehri, 2014 ; Hlaoui et Henia, 2015; Hlaoui et Fehri, 2015).



**Figure 2.** Écarts centrés réduits des pluies annuelles dans quatre stations de plaines intérieures de la Tunisie.

Par ailleurs, dans les quatre stations, l'hypothèse  $H_0$  du test de Pettitt est acceptée aux trois seuils de confiance de 99%, 95% et 90%, mettant en évidence l'absence de rupture de stationnarité des séries traitées. Ce résultat est confirmé par la procédure de segmentation de Hubert puisque dans toutes les stations les séries sont stationnaires (tableau 3).

**Tableau 3.** Résultats de l'application du test de Pettitt et de la segmentation d'Hubert sur la pluviométrie annuelle des stations étudiées.

	<b>Test de Pettitt</b> <b>Hypothèse <math>H_0</math> (absence de rupture)</b>	<b>Segmentation d'Hubert</b> (Niveau de signification du test de Scheffé = 1%)	$\bar{X}$ (mm)	$\sigma$
<b>Jendouba</b>	Acceptée aux 3 seuils de confiance	1950/51-2006/07	481.0	128.4
<b>Kairouan</b>	Acceptée aux 3 seuils de confiance	1959/60-2006/07	306.8	108.8
<b>Gafsa</b>	Acceptée aux 3 seuils de confiance	1962/63-2006/07	173.7	67.1
<b>Remada</b>	Acceptée aux 3 seuils de confiance	1966/67-2006/07	89.6	51.7

### 3.2. L'évolution à l'échelle saisonnière

L'évolution des pluies à l'échelle saisonnière est également marquée par l'absence de tendance significative. Cette conclusion est valable pour les quatre saisons étudiées, ce qui est révélé par la faiblesse systématique des coefficients de détermination. Par ailleurs, l'application du test de Pettitt confirme le caractère stationnaire des séries. Le même constat est fait aussi pour l'évolution de la contribution des pluies saisonnières dans les totaux annuels. Les résultats obtenus par la segmentation d'Hubert vont dans le même sens. Les seuls changements décelés sont récapitulés dans le tableau suivant (tableau 4) :

**Tableau 4.** Les ruptures décelées par la méthode d'Hubert à l'échelle saisonnière

	Variables	Périodes	Moyennes
<b>Jendouba</b>	Pluies hivernales moyennes	1950/51-2001/02	168.7 mm
		2002/03-2006/07	266.4 mm
	Pluies automnales moyennes	1950/51-1959/60	189.6 mm
		1960/61-2006/07	126 mm
<b>Kairouan</b>	$P_{\text{été}}/P$ (%)	1959/60-1963/64	19%
		1964/65-2006/07	8.7%

### 3.3. L'évolution des pluies à l'échelle journalière

L'hypothèse  $H_0$  de Pettitt est acceptée aux trois seuils de confiance (99%, 95% et 90%) dans toutes les stations et pour la majorité des variables relatives aux pluies journalières (tableau 5). Elle n'est rejetée (aux seuils de confiance 95% et 90%) que pour la variable des pluies cumulées supérieures ou égales à 30 mm/jour et seulement dans la station de Kairouan. L'application de la procédure de segmentation d'Hubert aux différentes variables relatives aux pluies journalières confirme également leur caractère stationnaire.

Les cas de pluies journalières supérieures ou égales au seuil de 100 mm sont assez rares et ne sont observées que dans la station de Kairouan (1 seul cas enregistré le 20/10/1953 : 111 mm) et dans la station de Gafsa (3 cas enregistrés le 12/12/1973 : 104,2 mm ; le 21/1/1990 : 108,7 mm et le 22/1/1990 : 107,9 mm).

**Tableau 5.** Résultats de l'application du test de Pettitt et de la segmentation d'Hubert sur les pluies journalières dans les stations de Jendouba, Kairouan, Gafsa et Remada

		Tests de Pettitt Absence de rupture (Hypothèse $H_0$ )	Segmentation de Hubert	$\bar{X}$ (mm)	$\sigma$
<b>Jendouba</b>	NJP > 0 mm	Acceptée aux 3 seuils de confiance	1950/2006	99.7	12.4
	NJP $\geq$ 5 mm	Acceptée aux 3 seuils de confiance	1950/2006	29	7.7
	NJP $\geq$ 10 mm	Acceptée aux 3 seuils de confiance	1950/2006	14.2	5
	NJP $\geq$ 30 mm/j	Acceptée aux 3 seuils de confiance	1950/2006	2.6	1.6
	Cum. P $\geq$ 30 mm/j	Acceptée aux 3 seuils de confiance	1950/2006	67.3	69
	Cum. P $\geq$ 30 mm <sub>j</sub> /P (%)	Acceptée aux 3 seuils de confiance	1950/2006	14.8	14.7
<b>Kairouan</b>	NJP > 0 mm	Acceptée aux 3 seuils de confiance	1959/2006	63.3	11.9
	NJP $\geq$ 5 mm	Acceptée aux 3 seuils de confiance	1959/2006	16.3	5.6
	NJP $\geq$ 10 mm	Acceptée aux 3 seuils de confiance	1959/2006	8.7	3.9
	NJP $\geq$ 30 mm/j	Acceptée aux 3 seuils de confiance	1959/2006	2.5	1.3
	Cum. P $\geq$ 30 mm/j	Rejetée au seuil de confiance de 95% et 90% (Année 1988)	1959/2006	77.4	74.6
	Cum. P $\geq$ 30 mm <sub>j</sub> /P (%)	Acceptée aux 3 seuils de confiance	1959/2006	21.7	15.9
<b>Gafsa</b>	NJP > 0 mm	Acceptée aux 3 seuils de confiance	1962/2006	42.0	11.4
	NJP $\geq$ 5 mm	Acceptée aux 3 seuils de confiance	1962/2006	9.8	3.5
	NJP $\geq$ 10 mm	Acceptée aux 3 seuils de confiance	1962/2006	5	2.1
	NJP $\geq$ 30 mm/j	Acceptée aux 3 seuils de confiance	1962/2006	1.5	0.8
	Cum. P $\geq$ 30 mm/j	Acceptée aux 3 seuils de confiance	1962/2006	73.8	55.7
	Cum. P $\geq$ 30 mm <sub>j</sub> /P (%)	Acceptée aux 3 seuils de confiance	1962/2006	14.7	19.4
<b>Remada</b>	NJP > 0 mm	Acceptée aux 3 seuils de confiance	1966/2006	27.3	8.4
	NJP $\geq$ 5 mm	Acceptée aux 3 seuils de confiance	1966/2006	4.8	3.2
	NJP $\geq$ 10 mm	Acceptée aux 3 seuils de confiance	1966/2006	3.1	1.8
	NJP $\geq$ 30 mm/j	Acceptée aux 3 seuils de confiance	1966/2006	1.3	0.5
	Cum. P $\geq$ 30 mm/j	Acceptée aux 3 seuils de confiance	1966/2006	42.6	10.4
	Cum. P $\geq$ 30 mm <sub>j</sub> /P (%)	Acceptée aux 3 seuils de confiance	1966/2006	11.6	17.6

## Conclusion

L'analyse statistique des séries pluviométriques des stations côtières de la Tunisie, dont les principaux résultats ont été synthétisés dans une publication précédente (Hlaoui et Fehri,

2015), nous a permis de conclure sur l'absence de rupture dans les séries à l'échelle annuelle. A l'échelle saisonnière, les ruptures de stationnarité semblent être plutôt aléatoires. En revanche, à l'échelle journalière un certain nombre de ruptures qui touchent surtout les stations de la côte nord-est du pays ont été décelées. Elles annonceraient une augmentation du cumul de pluies supérieures ou égales à 30 mm/j et de sa contribution au total pluviométrique annuel.

Dans les stations de plaines intérieures, les séries pluviométriques qui couvrent les quatre à six dernières décennies semblent être également stationnaires aux échelles annuelle, saisonnière et journalière. Ce constat semble, donc, s'appliquer à l'ensemble du pays. Contrairement à ce qu'on laisse souvent entendre, l'ampleur des dégâts humains et matériels observés au cours des dernières décennies serait à mettre en rapport avec une augmentation de la vulnérabilité de la société à ces grands événements pluviométriques plutôt qu'avec les changements climatiques.

## Bibliographie

- Boujarra A. et Ktita H., 2009. Les facteurs de l'amplification de l'inondation de la ville de Tataouine le 24 septembre 1995 (Sud-est tunisien). Dans M. Fort et F. Ogé (éds.) *Risques naturels en Méditerranée occidentale, actes de colloque (Carcassonne)* (pp. 195-206). Paris, Édit. PROGIG.
- Fehri N., 2014. L'aggravation du risque d'inondation en Tunisie : éléments de réflexion. *Physio-Géo*, **8**, 149-175.
- Hamza A., 1993. Les conséquences géomorphologiques des inondations de janvier 1990 en Tunisie centrale et méridionale. *Actes du 2<sup>ème</sup> Congrès des Géographes Africains (Rabat et Agadir)* (pp.113-129). Rabat, Maroc.
- Hénia L. et Hlaoui Z., 2011. La pluviométrie dans les plaines et bassins intratelliens en Tunisie : évolution récente et projection dans le futur. *Actes du XXIV<sup>ème</sup> colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, 6-10 septembre 2011 (pp. 303-308). Rovereto, Italie.
- Hlaoui Z. et Fehri N., 2015. Étude de l'évolution des séries pluviométriques dans les stations côtières de la Tunisie. *Actes du colloque « Vulnérabilité des littoraux méditerranéens face aux changements environnementaux contemporains », (22-24 octobre 2015)* (pp. 143-155). Kerkennah, Tunisie.
- Hlaoui Z. et Hénia L., 2015. À propos de l'évolution des précipitations mensuelles et quotidiennes en Tunisie (1950-2010) : tendances ou non ?, *Actes du XXVIII<sup>ème</sup> colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, 1-4 juillet 2015 (pp. 515-520). Liège, Belgique.
- Hubert P. et Carbonnel J-P., 1987. Approche statistique de l'aridification de l'Afrique de l'Ouest. *Journal Hydrology*, **95**, 165-183.
- Hubert P., Carbonnel J. P., et Chaouche A., 1989. Segmentation des séries hydrométéorologiques - Application à des séries de précipitations et de débits de l'Afrique de l'Ouest. *Journal of Hydrology*, **110**, 349-367.
- Hubert P., Servat E., Paturel J. E., Kouame B., Bendjoudi H., Carbonnel J. P. et Lubes-Niel H., 1998. La procédure de segmentation, dix ans après. Proceedings of the Abidjan'98 conference on the Water Resources variability in Africa during the XXth Century. *IAHS Pub.*, **252**, 267-273.
- Kingumbi A., Bergaoui Z., Bourges J., Hubert P. et Kallel R., 2001. Étude de l'évolution des séries pluviométriques de la Tunisie Centrale, *Hydrologie des Régions Méditerranéennes, actes d'un séminaire UNESCO-IRD*, **51**, 341-345.
- Lubes H., Masson J. M., Servat E., Paturel J. E., Kouame B., et Boyer J. F., 1994. *Caractérisation de fluctuations dans une série chronologique par applications de tests statistiques - Etude bibliographique*. Montpellier, ORSTOM, 21 p.
- Norrand C., 2004. *Tendances pluviométriques indicatrices d'un changement climatique dans le bassin méditerranéen 1950-2000* (Thèse de doctorat). Université de Provence (Aix-Marseille I), France.
- Paturel J. E., Servat E., Dela M. O. et Lubes-Niel H., 1998. Analyse de séries pluviométriques de longue durée en Afrique de l'Ouest et Centrale non sahélienne dans un contexte de variabilité climatique. *Hydrological Sciences-Journal-des Sciences Hydrologiques*, **43**, 937-946.
- Pettitt A. N., 1979. A non-parametric approach to change point problems. *Applied. Statistics.*, **28**,126-135.

## CONTRAINTES PLUVIOMETRIQUES A LA PRODUCTION AGRICOLE DANS LA DEPRESSION D'ISSABA DANS LA COMMUNE DE POBE (BENIN)

GNELE J. E.<sup>1,2</sup>, SOGLOHOUN H. T.<sup>2</sup>, GIBIGAYE M.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Département de Géographie et Aménagement du Territoire de l'Université de Parakou, BP 2849, Abomey-Calavi, Bénin. josedgnele@gmail.com

<sup>2</sup>Laboratoire de Biogéographie et Expertise Environnementale / Université d'Abomey-Calavi, BP 526, Cotonou, Bénin

**Résumé** – Dans la plupart des pays en développement et au Bénin en particulier, l'économie est fondamentalement basée sur l'agriculture pluviale. Ainsi, la baisse des précipitations des années 1970 à nos jours a entraîné une baisse du rendement agricole et, par conséquent, des revenus des producteurs. Cette étude vise à analyser les contraintes climatiques et pédologiques de la production agricole dans la dépression d'Issaba située dans la commune de Pobè au Bénin. Les données utilisées sont les précipitations, l'évapotranspiration potentielle et les principales productions agricoles. Le calcul du bilan climatique a permis l'analyse de la contrainte de l'évolution saisonnière du climat sur la production agricole. Les travaux de terrain (enquêtes et observations) améliorent la compréhension de la situation. Sur la période d'étude, il ressort une diminution des précipitations et une forte ETP accompagnée d'une baisse de la production agricole ; 79 % des producteurs agricoles sont confrontés aux contraintes climatiques (liées à la non maîtrise des eaux pluviales) et pédologique pour la production agricole, ces situations ayant pour conséquence des pertes de production agricole et de revenus des paysans.

**Mots-clés** : Bénin, Pobè, dépression d'Issaba, contraintes climatiques, production agricole.

**Abstract:** *Climate constraints to agricultural production of Issaba depression in Pobe (Benin).* In most developing countries and Benin in particular, the economy is fundamentally based on rainfed agriculture. Thus, the rainfall decrease from the 1970s to the present has led to a decline in agricultural output and hence incomes. This study aims to analyze the climatic and soil constraints in agricultural production in the depression of Issaba in the town of Pobè. The data used are precipitation, potential evapotranspiration and crop production. Calculating the climate balance has enabled the analysis of seasonal climate change on agricultural production. Field work (surveys and observations) have helped better understand the situation. In analyzing the results, it appears a decrease in rainfall and strong ETP accompanied by a decline in agricultural production; 79% of agricultural producers face the climate problem (related to non-controlling storm water) and soil for agricultural production. These situations result in the loss of agricultural production and farmers' income.

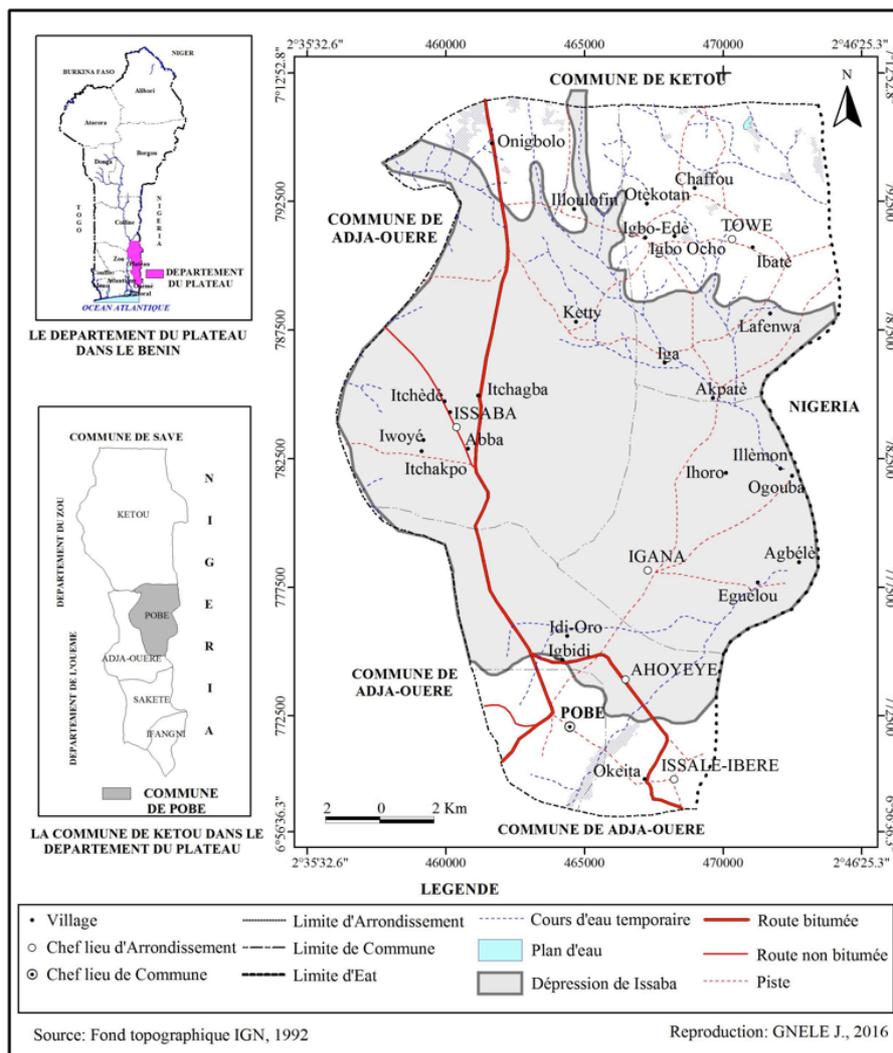
**Keywords:** Benin, Pobè, Issaba depression, climate constraints, agricultural production.

### Introduction

Dans les pays en voie de développement, l'agriculture constitue la base de l'économie et le sera encore pendant des années (Dissou, 1986). Elle occupe une part importante du PIB de beaucoup de pays d'Afrique au sud du Sahara (Sall, 2006). Au Bénin, et dans la dépression d'Issaba en particulier, cette agriculture connaît beaucoup de difficultés liées entre autres, aux conditions climatiques, pédologiques et techniques (Djihinto, 1997). Or, le Sud-Bénin est marqué ces dernières décennies par une instabilité pluviométrique avec des années extrêmes (Boko, 1988 ; Houndénou, 1999 ; Amoussou *et al.*, 2012). Cela constitue ainsi un facteur naturel limitant pour le développement des activités agricoles (Afouda, 1990 ; Houndénou, 1999).

Aussi, la gestion traditionnelle des terres par la culture itinérante sur brûlis et la faible maîtrise des techniques de conservation des sols et de l'eau conduisent à la dégradation de la plupart des terres avec pour corolaire, une baisse de la fertilité des sols et, par conséquent, une baisse de plus en plus marquée des rendements agricoles. C'est pourquoi Houndénou (1999) affirme qu'au Bénin, la production vivrière est encore tributaire des conditions climatiques et en particulier, de la pluviométrie. La présente étude dans la dépression d'Issaba, dans la

commune de Pobè (Bénin), met en exergue l'influence de certains facteurs climatiques et leurs implications sur la production agricole et les conditions de vie des agriculteurs.



**Figure 1.** Situation géographique de la dépression d'Issaba dans la commune de Pobè au sud-est du Bénin.

La dépression d'Issaba représente la portion Est de la dépression médiane située au sud du Bénin. C'est une région de basse altitude (inférieure à 50 m). Elle fait partie de l'une des potentialités naturelles (notamment agricoles) de la commune de Pobè ( $2^{\circ}35'-2^{\circ}46'E/6^{\circ}56'-7^{\circ}12'N$ ) (figure 1).

En effet, les sols, notamment les vertisols, y sont très fertiles. Leur surface inclinée avec des pentes peu marquées (1 à 2 % - Akinotcho et Gbédji, 2008) conditionnent un meilleur drainage des eaux de pluie vers les champs et les habitations, et favorisent le transfert des nutriments et débris qui fertilisent le sol.

Le climat est de type subéquatorial (ou béninien) à quatre saisons, faisant de cette zone une des parties les plus arrosées du pays avec une moyenne annuelle de 1192 mm. C'est ce qui y favorise la production des différentes cultures (maïs, haricot, igname, patate douce, manioc, niébé, arachide, ...). Ce sont aussi les périodes et la fréquence pluviométriques qui définissent les activités agricoles dans la dépression d'Issaba.

## 1. Démarche méthodologique

Les données utilisées dans les analyses sont :

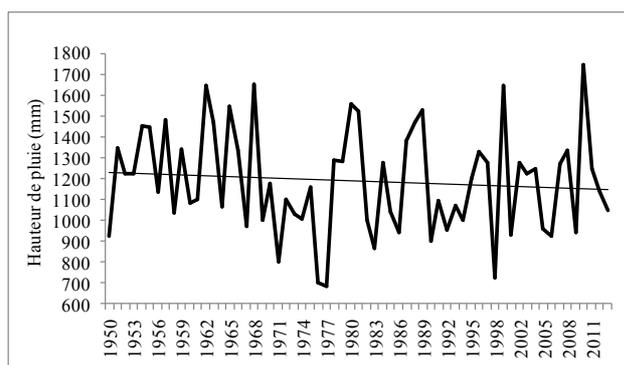
- des données climatologiques au pas de temps mensuel provenant des stations de Pobè et de Bohicon pour les précipitations et l'ETP sur la période 1950 à 2013. Elles sont extraites des répertoires de la Direction de la Météorologie Nationale (DMN) et du Laboratoire Pierre Pagney : Climat, Eau, Ecosystèmes et Développement (LACEEDE) pour analyser les effets de la péjoration climatique en rapport avec l'évolution de la production agricole ;
- des données annuelles de production agricole (maïs, niébé et patate douce) exprimées en tonnes de 2004 à 2013, et extraites du compendium des statistiques agricoles du Ministère de l'Agriculture, de l'Élevage et de la Pêche (MAEP) ;
- des données socio-économiques obtenues à partir de questionnaires que nous avons élaborés et adressés à 287 personnes (paysans, encadreurs techniques et autres personnes ressources) en début de semis et au cours de la récolte des années 2012 et 2013. Ces enquêtés interviennent tous dans le domaine agricole de la commune de Pobè. Ces enquêtes ont permis d'appréhender les perceptions paysannes sur les manifestations pluviométriques et leurs potentielles implications agricoles.

Ces données collectées ont servi à déterminer le bilan climatique (P - ETP) et à établir la relation statistique entre précipitation et productions agricoles sur la période 2004-2013 pour identifier les mois favorables (humides) et défavorables (secs) de production agricole dans le secteur d'étude.

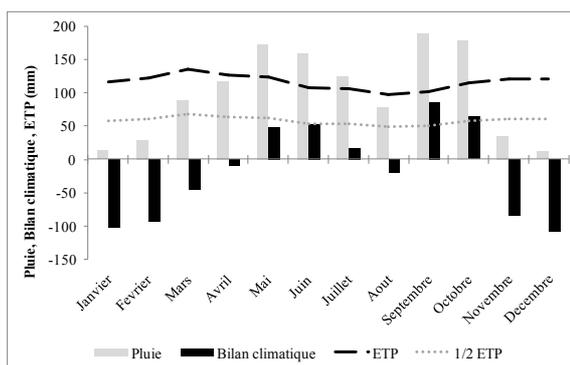
## 2. Résultats et discussion

### 2.1. Evolution des facteurs climatiques

La variabilité pluviométrique est analysée dans un premier temps sur la période 1950-2013 (figure 2), puis dans un second temps, l'étude est menée sur l'évolution saisonnière de la pluviométrie, du bilan climatique de l'ETP et des valeurs de 1/2 ETP (figure 3).



**Figure 2.** Variabilité interannuelle et tendances des précipitations annuelles (1950-2013) dans la dépression d'Issaba.



**Figure 3.** Variation saisonnière du bilan climatique moyen à la station de Pobè dans la dépression d'Issaba (2004-2013).

Dans la dépression d'Issaba, les moyennes annuelles des précipitations oscillent entre 680 et 1750 mm, avec une baisse marquée allant de 40 à 505 mm par an à partir du début des années 1970 (figure 2). Ceci est conforme aux résultats obtenus par Boko (1988), Houndénu (1999) et Amoussou (2010). Dans l'ensemble de la dépression médiane au sud du Bénin, des années identifiées par Lanokou *et al.* (2012) et Lahouloukou *et al.* (2014) comme

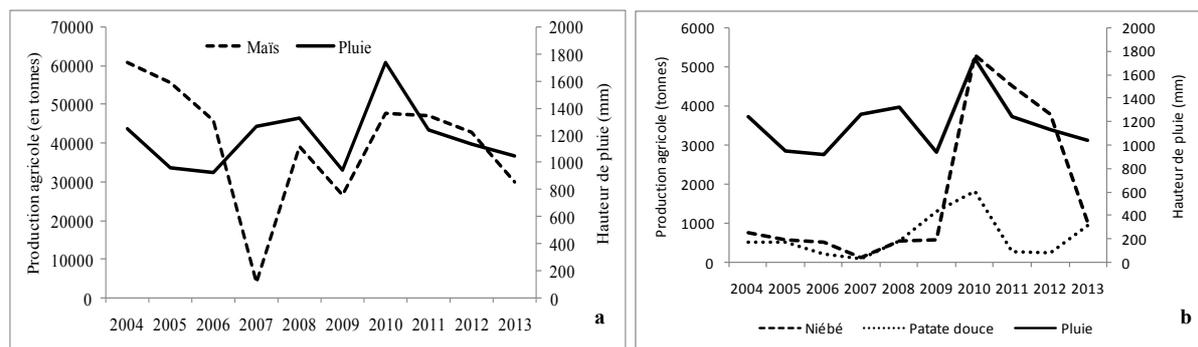
pluviométriquement normales ont cependant connu des débuts de saison marqués par des extrêmes pluviométriques déficitaires (par exemple, 1953 et 1990).

Les mois de novembre à avril sont des mois secs défavorables à la croissance des plantes, et les mois de mai à octobre sont des mois humides favorables à la production agricole (figure 3). Cette longue période humide est un atout potentiel dans la mesure où les acteurs du monde agricole font deux récoltes dans la même année, contrairement à ceux du domaine soudanien. Par contre, la baisse de la quantité des lames d'eau précipitées en 2005 et 2006 n'a pas garanti les attentes des populations. Car ces baisses de plus de 230 mm de pluie ont entraîné une baisse de l'ordre de 400 tonnes pour la patate douce, 1000 tonnes pour le maïs et 70 tonnes pour le niébé. Avec l'augmentation des précipitations des années 2008 et 2010 de plus de 350 mm en moyenne, la production de patate douce a triplé, de même que le niébé alors que celle du maïs n'a pas pour autant varié du fait de l'immersion des champs.

Les rendements ont connu une diminution pour l'ensemble des cultures. Mais, pour le maïs par exemple, les rendements ont baissé de 1000 tonnes/ha entre 2004 et 2009 suivis d'une variation moins marquée de 2010 à 2013.

## 2.2. Influences de la pluviométrie sur certaines productions agricoles

L'analyse porte sur l'évolution de trois différentes catégories de spéculations (céréales, légumineuses, tubercules et racines) parmi les principales cultivées. Il s'agit du maïs, du niébé et de la patate douce (figure 4).



**Figure 4.** Comparaisons interannuelles entre les précipitations annuelles et certaines productions agricoles dans la dépression d'Issaba à Pobè entre 2004 à 2013 : a) le maïs, b) le niébé et la patate douce.

La production communale du maïs oscille entre 500 et 6100 tonnes et évolue avec la pluviométrie (figure 4a). Cependant, en 2007, cette production a connu une chute brutale malgré la hausse relative de la pluviométrie. Ceci pourrait être attribué aux effets des ravageurs (Sall, 2006). Il en est de même pour le niébé (figure 4b) dont la production annuelle moyenne n'excède pas 1000 tonnes entre 2004 et 2008, mais qui est passée à plus de 5000 tonnes entre 2009 et 2010, en rapport avec la pluviométrie nettement plus élevée au cours de la même période, et aussi en présence d'intrants agricoles (Ndjouenkeu *et al.*, 2010). Cette baisse de production entre 2004 et 2008 pourrait aussi en partie s'expliquer par la baisse dramatique de la fertilité des sols, comme l'ont affirmé 79 % des paysans enquêtés. La production moyenne annuelle de patate douce est de 675 tonnes et évolue aussi en lien avec la pluviométrie annuelle dont la brusque augmentation a d'ailleurs permis une production exceptionnelle en 2010, avec plus de 1800 tonnes (figure 4). En 2010, l'utilisation des intrants agricoles issus du reste de la campagne cotonnière a contribué à l'augmentation de la production agricole dans la commune de Pobè. Par contre, dans les années 2011 à 2013, avec l'absence d'intrants, on assiste à une diminution des productions agricoles, également en lien avec la baisse des précipitations.

### 2.3. Implication d'autres facteurs édaphiques

Il s'agit entre autres, de la nature argileuse des sols et de la pression des ravageurs. Dans la dépression d'Issaba, deux types de sols sont distingués : les sols ferrugineux (8 %) de l'espace dépressionnaire et les vertisols encore appelés « terres noires » (92 %). Selon l'enquête ponctuelle, 38 % des paysans ayant leurs champs sur les sols ferrugineux affirment que ces sols sont pauvres et s'appauvrissement davantage. Par contre, 61 % de ceux ayant leurs champs sur les vertisols reconnaissent qu'ils sont fertiles et très utilisés pour plusieurs cultures (maïs, niébé, patate douce, etc.). En saison pluvieuse, les vertisols, une fois gorgée d'eau, ne sont plus perméables (photo 1) et difficiles à travailler. En saison sèche, l'assèchement des vertisols donne lieu à des fentes de dessiccation (photo 2), inadaptée pour certaines techniques agricoles comme les billons, buttes ou labour, empêchant les paysans d'emblaver de milliers d'hectares pour la production agricole (Lahoulokou *et al.*, 2014).

Les ravageurs de cultures que sont les perdrix (*Perdix perdix* ou *Alectoris rufa*), les rats palmistes (*Xeruse rythropus*), les souris (*Mus musculus*), les criquets (*Chorthippus parallélus*) et les termites constituent aussi des facteurs de dégradation selon 82 % des paysans enquêtés dans la dépression d'Issaba et les agents d'encadrement agricole. Certains auteurs comme Lavarbe (1992) et Tchibozo (1996), affirment même que la production agricole est fortement tributaire de tous les ravageurs et mettent les paysans dans des situations d'inconfort et de vulnérabilité croissantes.



**Photo 1.** Aperçu d'un vertisol engorgé d'eau à Ketty (arrondissement d'Issaba ; cliché : Soglohoun, septembre 2014).



**Photo 2.** Exemple de fentes de dessiccation à Gbanago (arrondissement d'Issaba); cliché : Soglohoun, janvier 2015).

Face à une telle situation, 97 % des paysans affirment avoir adopté de plus en plus de nouvelles stratégies comme l'aménagement de drains ou de rigoles pour faciliter le ruissellement des eaux et éviter leur stagnation à la fois dans les périmètres de cultures et sur les voies d'accès ; ou bien encore, la pratique de l'entraide communautaire, du salariat et de la main d'œuvre familiale pour accélérer les travaux champêtres et se prémunir contre certaines déconvenues. La modification du calendrier agricole avec les pratiques de semis précoces et/ou tardifs selon les types de cultures en début ou en fin de saison pluvieuse selon le cas sont aussi des pratiques courantes dans la dépression médiane au Bénin.

### Conclusion

Au terme de cette étude, il ressort que les précipitations annuelles sont en baisse. Cette péjoration climatique dans la dépression d'Issaba est préjudiciable à la production agricole, les productions de maïs, niébé et patate douce étant a priori en phase avec les variations pluviométriques interannuelles. Les types de sols et la présence de ravageurs dans le secteur d'étude sont également des facteurs qui participent à la baisse de la production agricole et, par

conséquent, à celle des revenus des paysans selon 93 % des acteurs enquêtés. Cette situation les amène à développer des stratégies de mitigation qui consistent par exemple à la modification du calendrier agricole et la valorisation des engrais organiques. A ces contraintes s'ajoute l'absence des crédits agricoles pouvant permettre un meilleur épanouissement des populations rurales régionales.

## Bibliographie

Afouda F., 1990. *L'eau et les cultures dans 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). Paris IV-Sorbonne, France.

Akinotcho P. O., Gbédji B., 2008. *Etude du désenclavement de la dépression de Tchi pour une meilleure valorisation des atouts naturels* (Mémoire de maîtrise). DGAT, Université d'Abomey-Calavi, Cotonou, Bénin.

Amoussou E., 2010. *Variabilité pluviométrique et dynamique hydro-sédimentaire du bassin-versant du complexe fluvio-lagunaire Mono-Ahémé-Couffo (Afrique de l'Ouest)* (Thèse de Doctorat). CRC-CNRS-UMR5210, Université de Bourgogne, Dijon, France.

Amoussou E., Camberlin P. et Mahé G., 2012. Impact de la variabilité climatique et du barrage de Nangbéto sur l'hydrologie du système Mono-Couffo au Bénin. *Hydrological Sciences Journal*, **57**, 805-817.

Boko M., 1988. *Climats et communautés rurales du Bénin : rythmes climatiques et rythmes de développement* (Thèse de Doctorat). CRC, Univ. de Bourgogne, Dijon, France.

Dissou M. Y., 1986. *Evolution de la production de quelques cultures dans la province de l'Ouémé de 1960 à 1984 et essai de simulation de la production de ces cultures par un modèle de programmation linéaire* (Thèse d'ingénieur). FSA, Université d'Abomey-Calavi, Bénin.

Djihinto A. C., 1997. *Contribution à l'amélioration des systèmes d'aménagement et de mise en valeur des bas-fonds de Tchakalakou et Kabakoudengou dans le département de l'Atacora* (Thèse d'ingénieur). FSA, Université d'Abomey-Calavi, Cotonou, Bénin.

Houndénou C., 1999. *Variabilité climatique et maïsiculture en milieu tropical humide : l'exemple du Bénin, diagnostic et modélisation* (Thèse de Doctorat). Centre de Recherche de Climatologie de Dijon, Université de Bourgogne, France.

Lahouloukou G.A., Lanokou C.M., Yabi I., Ogouwalé E. et Afouda F., 2014. Extrêmes pluviométriques dans le mois de semis (mars) et incertitudes du démarrage de saison agricole dans la dépression médiane au Bénin (Afrique de l'Ouest.). *Actes du XXVI<sup>ème</sup> colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, 2-5 juillet 2014 (pp. 324-329). Dijon, France.

Lanokou C. M., Ogouwalé E. et Afouda F., 2012. Contraintes pédo-climatiques et stratégies d'adaptation paysannes dans la dépression médiane d'Issaba au Bénin (Afrique de l'Ouest.). *Actes du XXV<sup>ème</sup> colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, 5-8 septembre 2012 (pp. 395-400). Grenoble, France.

Lavarbe E. M., 1992. *Ravageurs des cultures tropicales*. Paris, Maisonneuve et Larose et ACCT, 178 p.

Ndjouenkeu R., Fofiri Nzossé E. J., Kouebou C., Njomaha C., Grembombo A. I., Koussou M. O., 2010. *Le maïs et le niébé dans la sécurité alimentaire urbaine des savanes d'Afrique Centrale*. Montpellier, ISD, 17 p.

Ogouwalé E., 2006. *Changements climatiques dans le Bénin méridional et central : indicateur, scénario et perspectives de la sécurité alimentaire* (Thèse de doctorat). EDP/FLASH, Université d'Abomey-Calavi, Cotonou, Bénin.

Sall A., 2006. *Les contraintes au développement de l'agriculture subsaharienne*. Paris, OCDE, 22 p.

Tchibozo S., 1996. *1<sup>er</sup> Rapport d'inventaire préliminaire des ravageurs des essences forestières (plantations et naturelles) et de la faune entomologique de la forêt de la Lama*. Iita-Phmd & Mifor-Onab, 23 p.

# VARIABILITE DES PLUIES EXCEPTIONNELLES DANS LE BASSIN VERSANT DE SEBOU (MAROC) : INTENSITE ET PERIODE DE RETOUR SELON L'HYPOTHESE DE NON STATIONNARITE TEMPORELLE

HANCHANE M.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>USMBA FES - FP TAZA Boîte Postale 1223 Taza Gare, Laboratoire de recherche : Dynamique, Espace, Patrimoine et Développement Durable, mhanchane@gmail.com, mohamed.hanchane@usmba.ac.ma

**Résumé** – Le bassin versant de Sebou est soumis à des pluies diluviennes d'une fréquence rare. L'étude propose une estimation des intensités et des périodes de retour des pluies journalières extrêmes dans 8 stations pluviométriques. La mise en œuvre d'une application informatique sous MatLab, (Cheng et al. 2014) a été utilisée. La méthode déployée est basée sur une approche bayésienne pour estimer les paramètres du modèle des valeurs extrêmes (GEV : Generalized Extreme Value) sous l'hypothèse de stationnarité et de non-stationnarité des événements climatiques exceptionnelles. Les résultats obtenus montrent une hétérogénéité spatiale dans les tendances des pluies extrêmes, avec une dominance de stationnarité des séries temporelles. Tenant compte de cette évolution tendancielle, l'étude présente aussi les intensités et les périodes de retour des pluies exceptionnelles pour chaque station.

**Mots-clés** : Pluies exceptionnelles, modèle GEV, stationnarité et non stationnarité, intensité et période de retour, bassin versant de Sebou, Maroc.

**Abstract** – **Outstanding rainfall variability in the catchment area of Sebou (Morocco) : Intensity and return period according the assumption of no time stationarity.** The catchment area of Sebou is subject to torrential rains of a rare frequency. The study provides an estimate of intensities and return periods of extreme daily rainfall in 8 pluviometric stations. The implementation of a computer application MatLab, (Cheng et al. 2014) was used. The method uses a Bayesian approach for estimating model parameters extreme value (GEV: Generalized Extreme Value) under the assumption of stationary and non-stationary exceptional climatic events.. The results show spatial heterogeneity in patterns of extreme rainfall, with a dominance of stationary time series. Taking into account such a trend, the study also shows the intensities and return periods of extreme rainfall for each station.

**Keywords:** Exceptional rainfall, GEV model, Stationary and non-stationary, intensity and return period, catchment area of Sebou, Morocco.

## Introduction

Au Maroc, le risque des extrêmes pluviométriques ne montre pas de tendance généralisée vers l'augmentation (Filahi et al., 2015). Cependant, l'intensité de ce risque n'a cessé d'augmenter au cours de ce début du 21<sup>ème</sup> siècle. Ces pluies extrêmes surviennent après une période de sécheresse, persistante depuis le milieu des années 70 (Sebbar et al., 2011 ; Hanchane, 2010). Les différents aménagements hydrauliques réalisés ont compté sur des niveaux de retour constants des pluies extrêmes en ne supposant aucun changement de leurs fréquences temporelles. Or, la fréquence des extrêmes pluviométriques a changé dans le passé et continuera de changer dans le futur. Ainsi, les concepts et méthodes qui prennent en compte la non-stationnarité des événements climatiques extrêmes sont nécessaires dans le contexte climatique marocain qui se caractérise par une extrême variabilité de la pluviométrie. Ainsi, le concept de niveau et de période de retour des conditions météorologiques rares selon une hypothèse de non-stationnarité du climat fournit des renseignements essentiels pour l'aide à la prise de décision en matière d'aménagement hydraulique sur un territoire donné.

Dans cette étude, nous avons appliqué une méthode d'analyse des valeurs pluviométriques maximales dans des conditions stationnaires et non-stationnaires en utilisant l'inférence Bayésienne. La méthode présentée est disponible sous un package informatique, nommé

NEVA (Non-Stationary Extreme Value Analysis), développé sous MatLab par Cheng et al (2014).

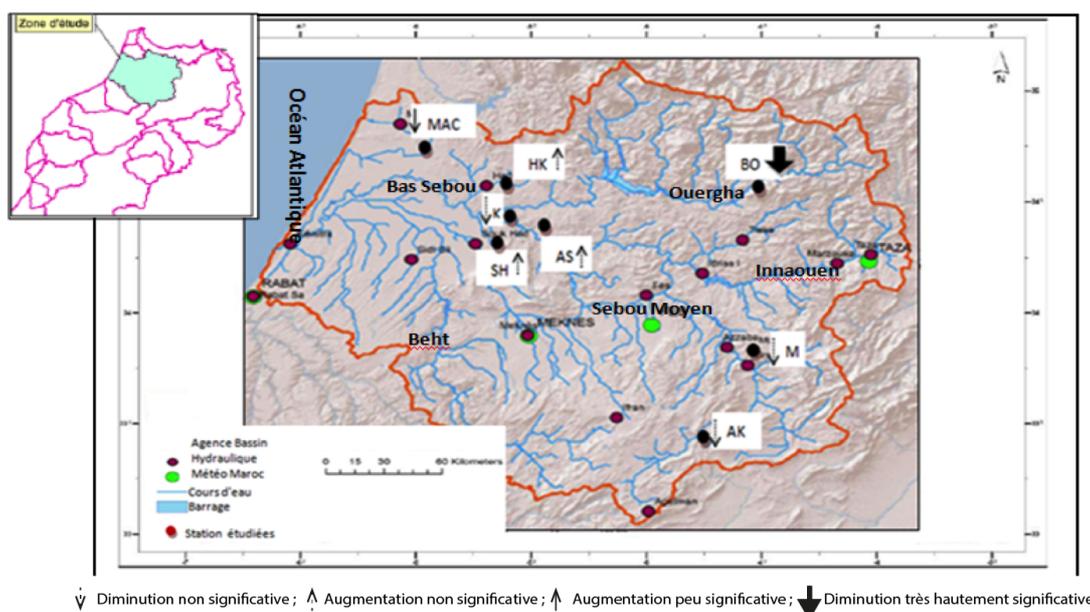
### 1. Zone d'étude et données utilisées

S'étendant sur une superficie totale de 37.000 km<sup>2</sup>, le bassin de Sebou compte parmi les bassins les plus stratégiques du pays (fig.1). En plus d'une sécheresse chronique, le bassin est soumis à l'occurrence de précipitations extrêmes, surtout dans la plaine du Rharb. Les précipitations y surviennent essentiellement par circulation perturbée : zonales d'Ouest (hiver), méridiennes de secteur nord (printemps) et des situations associées à des cyclogenèses proches du Maroc (automne) (Delannoy et Lecompte, 1980). Les facteurs géographiques ont un poids fort sur la distribution des précipitations : (i) la station de Bab Ounder bénéficie de l'effet orographique du Rif Central (altitude plus de 1500 m) ; (ii) la dépression transverse du M'Dez et la haute plaine de Guigou sont mises en évidence par les stations du Moyen Atlas oriental, soumises aux dépressions convectives peu profondes de sud à sud-ouest mais dans une position d'abri par rapport aux flux perturbés humides d'ouest et du nord ; et (iii) la plaine du Rharb, ouverte sur les flux d'ouest qui proviennent de l'océan Atlantique.

Les séries des précipitations journalières maximales absolues utilisées, couvrent des périodes de plus de 30 ans. Le manque de données plus longues a limité notre choix. Néanmoins, les 8 stations utilisées tiennent compte des disparités spatiales locales qui sont liées au relief (Tab.1).

### 2. Méthodologie

Les valeurs extrêmes convergent toujours vers l'une des trois lois de distribution : Gumbel, Fréchet, ou Weibull (Katz et al. 2002). Leur combinaison est réalisée au sein d'un modèle de valeurs extrêmes généralisées (GEV : Generalized Extreme Value). Dans NEVA, le paramètre de localisation  $\mu$  est supposé être une fonction linéaire du temps alors que les paramètres d'échelle ( $\sigma$ ) et de forme ( $\xi$ ) sont supposés constants (Cheng et al. 2014). La détection de la tendance est évaluée selon le test « Z » de Mann Kendall, au niveau de significativité de 5% ( $\alpha = 0,05$ ).



**Figure 1.** Position géographique des stations étudiées (MAC : Moulay Ali Chrif ; HK : Had Kourt ; K : Khenichat ; SH : Souk El Had ; AS Azib Soltane ; BO : Bab Ouender ; M : Pont M'Dez ; AK : Ait Khabach).

**Tableau 1.** Caractéristiques géographiques et pluviométriques des stations étudiées.

*Pma (mm) : lame d'eau moyenne annuelle ; Pmaxj absolu : record pluviométrique journalier annuel moyen.*

	Latit. (°N)	Longit. (°W)	Altit. (m)	Pma (mm)	Pmaxj absolu (mm)	Période étudiée
<b>Plaine du Rharb : Sous Bassin Bas Sebou</b>						
<b>Azib Soltane</b>	34.20	5.50	45	488	102	1962-2006
<b>Souk El Had</b>	34.40	5.60	34	409	93	1965-2006
<b>Khenichat</b>	34.40	5.50	17	509	91	1970-2006
<b>Had Kourt</b>	34.60	5.60	30	524	94	1967-2006
<b>Moulay Ali Chrif</b>	34.60	6.25	11	573	150	1970-2006
<b>Moyen Atlas Oriental : Sous Bassin Haut Sebou</b>						
<b>Pont du M'Dez</b>	33.75	4.50	725	744	84	1956-2005
<b>Aït Khabbach</b>	33.40	4.80	1478	363	54	1970-2005
<b>pré-Rif : Sous Bassin Ouergha</b>						
<b>Bab Ounder</b>	34.60	4.50	312	743	135	1962-2006

NEVA utilise une approche Bayésienne pour déduire les paramètres de distribution de GEV sous des conditions stationnaires ou non-stationnaires. Cette estimation repose sur des simulations, nommées MCMC (Markov Chain Monte Carlo), pour obtenir les distributions a posteriori des paramètres. Le calcul de la période de retour et du niveau de retour des valeurs extrêmes est fourni selon trois méthodes différentes : (a) des niveaux de retour standards dans lesquels la probabilité de dépassement est constante pour toute période de retour donnée ; (b) des seuils constants avec des probabilités de dépassement variant avec le temps ; et (c) des niveaux de retour effectifs. Une caractéristique principale de NEVA est qu'elle offre les intervalles de probabilité à posteriori et les limites d'incertitude pour l'estimation des niveaux de retour pour un événement climatique non-stationnaire.

### 3. Résultats

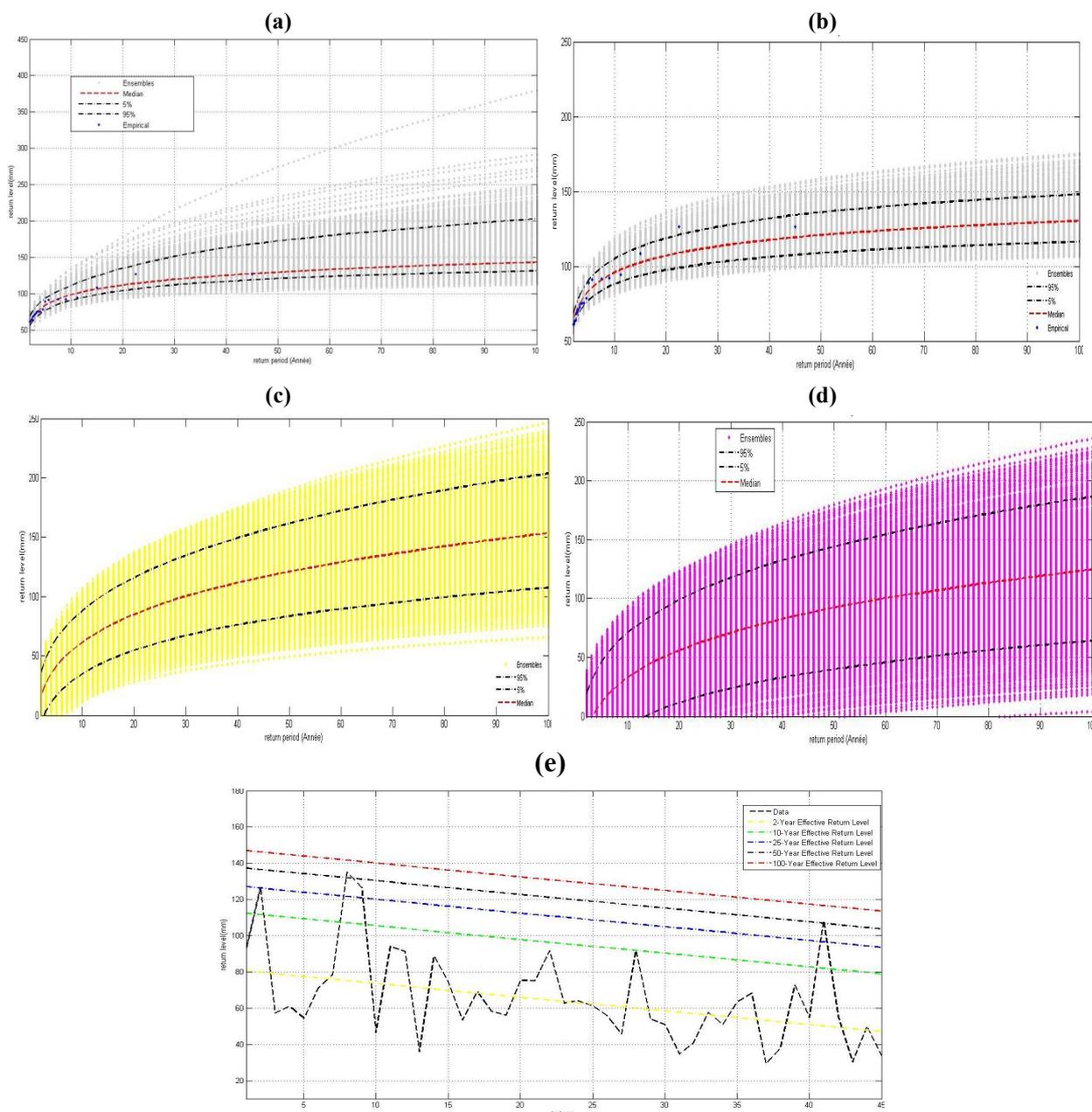
A l'exception de la station pré-rifaine Bab Ounder, située au nord du bassin où les pluies maximales journalières Pmaxj ont montré une tendance vers la diminution au seuil  $\alpha = 0.05$ , les autres stations ont été caractérisées par des tendances non significatives, vers l'augmentation ou la diminution, (Fig. 1).

Dans le cas de la stationnarité des Pmaxj, NEVA effectue une analyse des valeurs extrêmes en produisant des résultats relatifs à l'intensité pluviométrique en fonction de la période de retour. Dans le cas inverse, elle produit : (1) les niveaux de retour standards avec des probabilités de dépassement ; (2) les niveaux de retour standards avec des probabilités de dépassement variables dans le temps ; et (3) des niveaux de retour effectifs.

Pour la station de Bab Ounder, les figures 2a et 2b montrent respectivement le niveau des Pmaxj en fonction de la période de retour sous l'hypothèse stationnaire (on ignore la tendance observée) et non stationnaire. Les figures 2c et 2d montrent les niveaux de retour non stationnaires sur une période de 100 ans (2007-2116) en utilisant la médiane (Fig. 2c) et le 95<sup>ème</sup> percentile des paramètres de localisation échantillonnés (Fig. 2d). Par conséquent, la figure 2d fournit une estimation plus stable des niveaux de retour des valeurs extrêmes futures qui sont donc considérées comme des estimations à faible risque (LR : Lower Risk). Sous l'hypothèse stationnaire, les niveaux de retour sont supérieurs à ceux obtenus sous l'hypothèse de non-stationnarité. A titre d'exemple, les niveaux de retour des Pmaxj correspondant à 50 ans sont respectivement de 112, 107 et 90 mm sous les hypothèses de stationnarité, de non stationnarité et de LR non-stationnaire. La figure 2e montre le niveau de retour effectif en covariation avec le temps, en utilisant un modèle de régression linéaire effectué au niveau du paramètre  $\mu$  du modèle GEV. Selon ce concept, les niveaux de retour des Pmaxj varient avec le temps de telle sorte que la probabilité reste constante. Le niveau de retour effectif

correspondant à 50 ans (probabilité d'occurrence de 0.02) de la période 1980-2006 est de 120 mm ; tandis que le même risque pour une période de 45 ans (1962-2006) est d'environ 140 mm. Ce résultat peut être d'une utilité capitale en aménagement hydraulique.

Pour les autres stations, où les Pmaxj sont stationnaires, le tableau 2 résume les niveaux pluviométriques extrêmes selon différents niveaux de probabilités de retour. En s'approchant de la côte atlantique, à l'ouest, le risque de pluies extrêmes dépassant les 100 mm est cinquantenaire (ex. station de Moulay Ali Chrif) alors qu'il est plus réduit dans les stations situées à l'abri des flux perturbés (dépressions de M'Dez et de Guigou dans le Moyen Atlas Oriental).



**Figure 2.** Niveaux de retour des Pmaxj en fonction de la période de retour à Bab Ounder sous l'hypothèse de stationnarité (a), de non stationnarité de la période 1962-2006 (b), de non stationnarité sur la base des médianes (c), de non stationnarité basée sur le 95ème percentile des paramètres du modèle ou LR (Lower Risk) (d), et des niveaux de retour effectifs (e).

**Tableau 2.** Probabilités de retour des Pmaxj selon différentes probabilités de retour dans des stations du Bassin de Sebou

	<b>P<sub>10</sub></b>	<b>P<sub>20</sub></b>	<b>P<sub>50</sub></b>	<b>P<sub>100</sub></b>
<b>Azib Soltane</b>	63	72	84	92
<b>Souk El Had</b>	60	70	83	94
<b>Khenichat</b>	75	84	94	102
<b>Had Kourt</b>	65	73	83	90
<b>Moulay Ali Chrif</b>	75	87	102	112
<b>Pont Mdez</b>	53	64	80	93
<b>Aït Khabbach</b>	44	50	57	62
<b>Bab Ounder</b>				
stationnaire	98	112	129	143
non-stationnaire	96	107	121	130

## Conclusion

La minimisation du risque d'inondation dans le bassin de Sebou nécessite une connaissance préalable du niveau de retour et de la période de retour des pluies extrêmes. Celles-ci sont fondamentales surtout lorsqu'il s'agit de tenir compte de la stationnarité des événements climatiques rares. L'hétérogénéité spatiale des tendances des pluies extrêmes, démontrée dans cette étude, le confirme d'emblée. Une gestion plus adéquate du risque de pluies exceptionnelles nécessite la multiplication des séries historiques et une régionalisation adéquate des niveaux de retour et des probabilités de retour selon les hypothèses de stationnarité et de non-stationnarité. Une étude plus complète devra également tenir compte des seuils pluviométriques pour établir les niveaux et les périodes de retour selon la loi de Pareto.

## Bibliographie

- Cheng L., AghaKouchak A., Gilleland E., Katz R. W., 2014. Non-stationary extreme value analysis in a changing climate. *Climatic Change*, **127**, 353–369. DOI 10.1007/s10584-014-1254-5.
- Delannoy H., Lecompte M., 1980. Utilisation de l'analyse factorielle des correspondances pour l'étude des précipitations quotidiennes : un exemple au Maroc. *Rev. Méditerranée*, **4**, 29-36.
- Filahi S., Mouhir L., Tanarhte M., Trambly Y., 1-4 juill. 2015. Tendances et variabilité des événements extrêmes au Maroc. *Actes du XXVIII<sup>ème</sup> colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, 1-4 juillet 2015, (pp. 463-468). Liège, Belgique.
- Hanchane M., 2010. Impact des changements climatiques sur la tendance des précipitations annuelles, mensuelles et journalières en climats aride, semi-aride et subhumide marocains (1961-62/1990-91). *Rev. Sci Hum. et Soc.*, **52**, 119-134.
- Katz R. W., Parlange M. B., Naveau P., 2002. Statistics of extremes in hydrology. *Advances in Water Resources*, **25**, 1287-1304.
- Sebbar A., Badri W., Foughrach H., Hsaine M., Saloui A., 2011. Etude de la variabilité du régime pluviométrique au Maroc septentrional (1935-2004). *Rev. Sécheresse*, **22**, 139-148.



## QUEL EST LE CYCLONE TROPICAL LE PLUS INTENSE DU GLOBE DEPUIS L'EXISTENCE DES DONNEES ?

HOARAU K.<sup>1</sup>, PIRARD-HOARAU F.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Laboratoire MRTE, Université de Cergy-Pontoise, 33 Boulevard du Port, F-95000 Cergy-Pontoise, KHoarau@aol.com

<sup>2</sup>Université de Cergy-Pontoise, 33 Boulevard du Port, F-95000 Cergy-Pontoise, florence.pirard@u-cergy.fr

**Résumé** – Notre ré-analyse des cyclones les plus intenses du globe a montré une sous-estimation du vent soutenu dans les bases de données. Tip (1979), le cyclone associé à la plus basse pression de surface mesurée par avion sur le globe, était probablement plus creux (865 hPa) et plus venteux avec 170 nœuds. Sur 37 années, de 1979 à 2015, la ré-analyse des images satellitaires révèle que les deux cyclones les plus forts sont Angela (1995) et Haiyan (2013) avec des vents moyens de 180 nœuds dans l'ouest du Pacifique Nord. Le cyclone le plus intense à avoir été investigué par des reconnaissances aériennes est Patricia (2015) qui, avec 175 nœuds dans l'est du Pacifique Nord, représente le cyclone le plus fort du globe à figurer dans les bases de données officielles. Pour les cyclones dont on ne dispose pas d'image satellitaire, les vents calculés à partir de la pression montrent que deux super typhons, Rita (1978) et Nora (1973), ont pu égaler Angela et Haiyan.

**Mots-clés** : Cyclone tropical, intensité, analyse satellitaire, reconnaissance aérienne.

**Abstract** – *What is the most intense tropical cyclone in the earth since the beginning of data?* Our reanalysis of the more intense cyclones on Earth showed an underestimate of the sustained wind in the database. Tip (1979) had probably a lower pressure at 865 hPa than the 870 hPa recorded by an aircraft. Moreover, the maximum wind was probably higher at 170 knots. Over the 37 last years, from 1979 to 2015, the satellite pictures reveal that the two strongest cyclones, Angela (1995) and Haiyan (2013), reached an intensity of 180 knots in the western North Pacific. Super Hurricane Patricia (2015), which has been observed with the aerial reconnaissance in the eastern North Pacific, is considered as the more intense cyclone in the database with 175 knots. For the cyclones with no satellite picture, the wind computed from the pressure recorded by aircraft show that two super typhoons, Rita (1978) and Nora (1973), had an intensity comparable than Angela and Haiyan.

**Keywords**: Tropical cyclone, intensity, satellite analysis, aerial reconnaissance.

### Introduction

Lorsque le super typhon Haiyan avait durement frappé les Philippines en provoquant la mort de près de 8000 personnes le 8 novembre 2013, certains médias s'étaient enflammés : Haiyan est-il le typhon le plus puissant de tous les temps s'interrogeait Sciences et Avenir ? Le plus puissant cyclone de l'histoire, le super typhon Haiyan dévaste les Philippines pouvait-on lire sur le site web de planète info. Assurément, aucun spécialiste des cyclones tropicaux ne confirmera que Haiyan était le plus fort de l'histoire ou de tous les temps ! En effet, les premières reconnaissances aériennes avec la mesure de la pression dans l'œil des cyclones datent du milieu des années 1940 (Kossin et al., 2013). Et les premières archives sur l'imagerie satellitaire, exploitables à l'échelle du globe pour estimer l'intensité des cyclones, sont disponibles depuis l'année 1979 (Knaff et al., 2010). Par conséquent, la question la plus pertinente est la suivante : quel est le cyclone tropical le plus intense ayant évolué sur le globe depuis l'existence de données fiables ? Après un rappel sur les cyclones de référence, les candidats potentiels sont analysés à partir de l'imagerie satellitaire, et des reconnaissances aériennes si ces dernières ont eu lieu. Enfin, l'intensité de certains cyclones extrêmes du passé a été estimée grâce à la connaissance de leur pression centrale.

### 1. Les cyclones tropicaux de référence

Le super typhon Tip (figure 1) reste pour beaucoup de météorologues le phénomène de référence. La fameuse pression atmosphérique de 870 hPa, mesurée par une dropsonde le 12 octobre 1979 à 03h53 UTC dans l'ouest du Pacifique Nord tropical, est la plus basse observée

au niveau de la mer sur le globe (Dunnavan and Dierck, 1980). Si la pression de surface dans l'œil des cyclones était le paramètre mesuré le plus fiable (Kossin et al., 2013), le vent soutenu à la surface dans le mur de l'œil était obtenu en appliquant la relation empirique pression-vent adoptée à partir des mesures réalisées sur plusieurs années dans les stations météorologiques sur la trajectoire des cyclones (Atkinson and Holliday, 1977). Telle est l'origine du vent soutenu de 165 nœuds attribué à Tip pour une pression de 870 hPa.

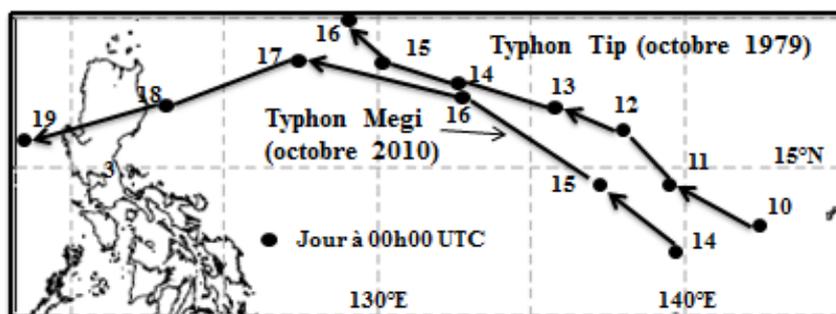


Figure 1. La trajectoire des super typhons Tip et Megi. Source : À partir de JTWC (1945-2014).

Le second cyclone remarquable est le super typhon Megi (figure 1) qui s'est formé à l'est des Philippines en octobre 2010. Ce cyclone a fait l'objet de reconnaissances aériennes dans le cadre d'une mission de recherche (JTWC, 2011). Par rapport à la période de Tip, la technologie a fait des progrès sensibles. La nouvelle génération de radar doppler à bord des avions de reconnaissance permet d'enregistrer le vent au niveau de vol (700 hPa) de manière très fiable. En outre, le radiomètre à micro-ondes à bord des avions est capable de mesurer le vent soutenu de surface dans les basses couches du mur de l'œil. Il a été trouvé que la vitesse du vent soutenu de surface correspondait à 90% de la vitesse du vent mesurée à 700 hPa (Uhlhorn et al., 2007). Le 17 octobre 2010 à 12h09 UTC, un avion a observé un vent de 192 nœuds à 700 hPa, la plus forte vitesse relevée à ce niveau dans un cyclone. A 13h02 UTC, le radiomètre à micro-ondes mesure un vent de surface de 169 nœuds dans le mur de l'œil. Telle est la base de notre analyse qui donne à Megi un vent soutenu de 165 nœuds, valeur arrondie au nombre inférieur par intervalle de 5 nœuds, pratique utilisée par les centres cycloniques.

Officiellement, le Joint Typhoon Warning Center (JTWC) a estimé l'intensité à 160 nœuds (JTWC, 1945-2014). A 13h05 UTC, une sonde libérée dans l'œil enregistre une pression de 890 hPa en baisse de 3 hPa par rapport à 12h06 UTC. Il est probable que la pression ait continué à baisser de 1 ou 2 hPa pour donner une valeur minimale autour de 888 hPa.

La comparaison sur l'imagerie satellitaire entre les super typhons Tip et Megi est un exercice indispensable (figure 2). La méthode d'analyse des images satellitaires repose sur la Technique de Dvorak (1984) appliquant l'infrarouge thermique. Celle-ci stipule que l'intensité d'un cyclone dépend de la température la plus chaude mesurée à l'intérieur de l'œil, et de la température des sommets des nuages autour de cet œil. Tip a affiché sa plus forte intensité convective sur l'imagerie satellitaire le 11 octobre à 20h33 UTC avec des sommets nuageux entre  $-81^{\circ}\text{C}$  et  $-85^{\circ}\text{C}$ , et un œil à  $+20.35^{\circ}\text{C}$ . Au moment du minimum de pression à 870 hPa le 12 octobre à 03h53 UTC, les sommets étaient moins froids depuis 22h03 UTC. Et la pression centrale était en train de remonter puisqu'une sonde a observé trois heures plus tard à 06h55 UTC une valeur de 876 hPa. Par conséquent, Tip avait probablement une pression autour de 865 hPa vers 20h33 UTC. Entre le 11 octobre à 15h29 UTC, heure à laquelle un avion a mesuré 900 hPa, et le 12 octobre à 03h53 UTC, il n'y a pas eu de reconnaissance aérienne. Sur l'imagerie, Tip avait un mur de l'œil plus froid que celui de Megi (figure 2), et donc une intensité maximale supérieure que nous estimons à 170 nœuds.

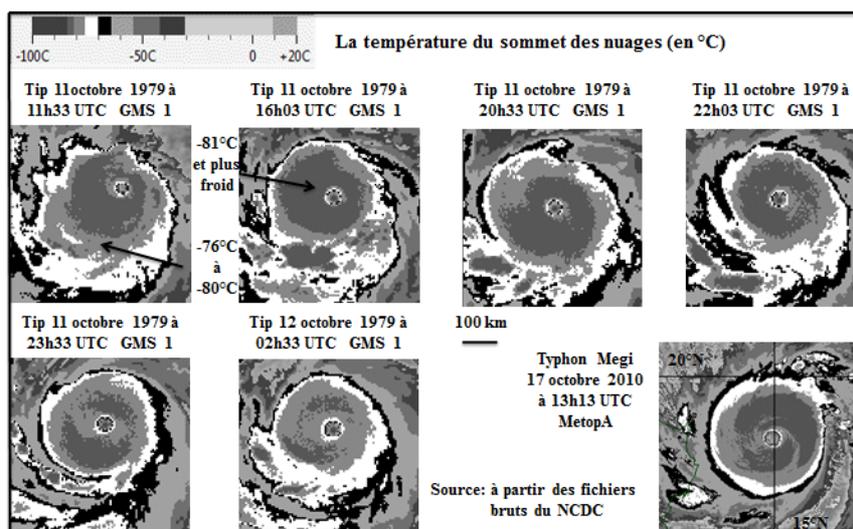


Figure 2. Les images en palette de Dvorak des super typhons Tip et Megi.

## 2. Les candidats au titre du cyclone le plus intense pendant l'ère satellitaire

Le super ouragan Patricia, qui a évolué dans l'est du Pacifique Nord en octobre 2015 (figure 3), est le cyclone le plus intense à figurer actuellement dans les bases de données (NHC, 2015). Ce cyclone a bénéficié de reconnaissances aériennes en raison de la menace représentée pour le Mexique. Le 23 octobre à 06h47 UTC, un avion enregistre un vent de 192 nœuds à 700 hPa, soit une extrapolation de 173 nœuds à la surface (90%), et le radiomètre à micro-ondes relève un vent de surface de 178 nœuds dans le mur de l'œil (NHC, 2015). Le Centre des Ouragans de Miami a ainsi déterminé le vent soutenu de Patricia à 175 nœuds. Une sonde libérée dans l'œil observe une pression de 880 hPa.

Jusqu'à l'avènement de Patricia, Haiyan était le cyclone le plus fort mentionné dans les bases de données avec 170 nœuds (JTWC, 1945-2014). Pour effectuer une comparaison avec Patricia ou d'autres candidats potentiellement aussi ou plus intenses, nous avons fait une ré-analyse de Haiyan qui s'est formé à l'est-sud-est des Philippines (figure 3) en novembre 2013.

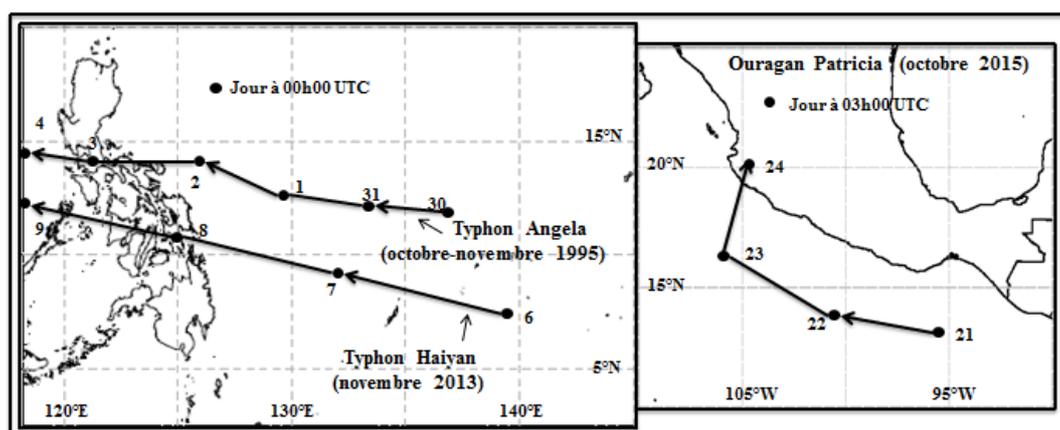


Figure 3. La trajectoire des super cyclones Angela, Haiyan, et Patricia. Source : À partir de JTWC (1945-2014) et NHC (2015).

Le 7 novembre à 21h30 UTC, le centre de l'œil de Haiyan est passé à 20 km au sud de l'aérodrome de Guiuan (11.04°N et 125.74°E), localité située à l'extrême sud-est de l'île de Samar aux Philippines. L'anémomètre a été détruit peu après 20h00 UTC par des rafales dépassant 195 km/h quand la pression était de 976.8 hPa à 60 km du centre du typhon. A 20h30 UTC, à 45 km du centre de Haiyan, Guiuan a observé une pression de 949.4 hPa.

La dernière pression mesurée avant l'évacuation de la station a atteint 910 hPa à 21h00 UTC (communication personnelle de R. Barba, météorologue aux Philippines). Le centre de l'œil de Haiyan d'un diamètre de 34 km était alors à 30 km au sud-est de Guiuan. En 15 km, la pression a diminué de 39.4 hPa, soit un gradient moyen de 2.6 hPa par km. Guiuan se trouvait à 13 km au nord-ouest du bord de l'œil, c'est à-dire en bordure extérieure du mur de l'œil. Le gradient de pression est plus fort dans le mur de l'œil des cyclones (Merril, 1984). Dans les 8 derniers kilomètres du mur de l'œil de Megi le 17 octobre à 12h13 UTC, deux sondes GPS lancés à partir d'un avion de reconnaissance ont enregistré une différence de pression de 37 hPa entre 895 hPa (893 hPa dans l'œil) et 932 hPa, soit un gradient de 4.6 hPa par kilomètre. L'extrapolation d'un gradient moyen de 3 hPa par km sur 13 km donnerait une pression centrale autour de 870 hPa. Et un gradient de 4 hPa par km aboutirait à une pression de l'ordre de 860 hPa, ce qui constituerait un record sur le globe. Il est difficile d'attribuer une pression à Haiyan en l'absence de mesure directe alors que l'imagerie satellitaire montrait un léger réchauffement des sommets nuageux à 20h32 UTC par rapport à 17h32 UTC (figure 4).

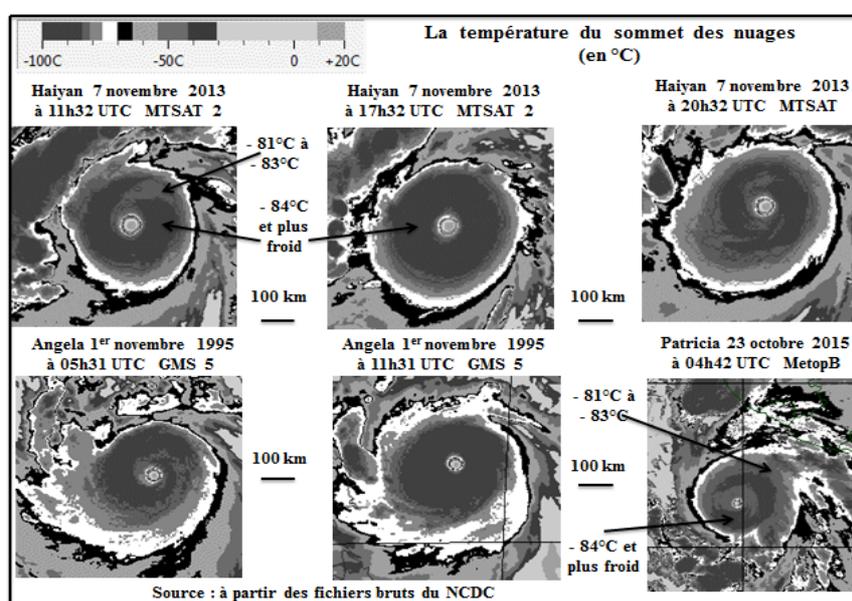


Figure 4. Les images en palette de Dvorak des super cyclones Haiyan, Angela, et Patricia.

Le troisième et dernier candidat au titre du cyclone le plus intense est le super typhon Angela qui s'est formé en octobre 1995 au large des Philippines (figure 3) mais qui a atteint son intensité maximale le 1<sup>er</sup> novembre. Ce jour-là à 03h00 UTC, alors que le cyclone est en phase d'intensification explosive, l'œil d'un diamètre de 25 km passe à 75 km au nord-est de la bouée dérivante WMO 52523 qui enregistre une pression de 960 hPa (JTWC, 1996). Cela indique que le typhon était déjà très creux. Les vents étaient estimés à 155 nœuds. Cependant, en l'absence de mesure par avion de reconnaissance, il n'est pas possible de connaître la valeur de la pression centrale. Par conséquent, la détermination de l'intensité, définie par les vents soutenus, a été obtenue par la Technique de Dvorak (1984) utilisée dans tous les bassins cycloniques du globe. L'évaluation de la Technique de Dvorak n'a pas montré une surestimation de l'intensité des cyclones les plus forts (Knaff et al., 2010).

Pour estimer les vents soutenus ayant accompagné Haiyan et Angela, nous avons effectué une comparaison sur l'imagerie satellitaire avec Patricia dont l'intensité a été obtenue par reconnaissances aériennes. Patricia a affiché sa meilleure configuration satellitaire le 23 octobre 2015 à 04h42 UTC deux heures avant l'arrivée de l'avion qui a permis de déterminer l'intensité maximale (NHC, 2015). L'œil d'une température de 15°C en surface était entouré de sommets nuageux d'une température de - 81°C à - 83°C (figure 4). Les sommets de -

84°C et plus froids ne formaient pas une ceinture fermée autour du centre. En outre, la ceinture fermée de – 81°C à – 83°C autour du centre n'a duré que trois heures, de 02h00 UTC à 05h00 UTC. Angela et Haiyan ont atteint leur maximum sur l'imagerie, respectivement le 1<sup>er</sup> novembre 1995 à 11h31 UTC, et le 7 novembre 2013 à 17h32 UTC. En surface, la température de l'œil était de 21°C pour Angela, et de 20°C pour Haiyan. Les deux super typhons avaient des sommets nuageux de – 84°C et plus froids (jusqu'à – 90°C) qui formaient une large ceinture fermée de 75 km à 100 km. En outre, la ceinture fermée de – 81°C à – 83°C autour du centre a duré 12 heures consécutives dans les cas de Angela et Haiyan. Dans la Technique de Dvorak (1984), ces indicateurs thermiques correspondent à une plus forte intensité pour Haiyan et Angela. Il est très difficile de départager les deux super typhons. Haiyan était plus circulaire mais Angela avait des températures légèrement plus froides au niveau du mur de l'œil. L'intensité de 180 nœuds que nous attribuons à Angela et à Haiyan est supérieure à celle de Patricia (175 nœuds).

### 3. L'intensité des plus forts cyclones avant l'ère satellitaire

Knapp et al. (2013) ont développé une formule permettant d'estimer le vent soutenu maximal associé à un cyclone tropical :

$$\text{Vent soutenu (nœuds)} = 18.6 - 14.96S - 0.755\varphi - 0.518 \Delta P + 9.738\sqrt{\Delta P} + \sqrt{\Delta P} + 1.5 c^{0.63}$$

$S$  correspond à la taille du cyclone (rayon de l'isobare fermée la plus extérieure),  $\varphi$  est la latitude en degrés,  $\Delta P$  est la différence entre la pression de l'isobare fermée la plus extérieure et la pression minimale mesurée dans l'œil, et  $c$  est la vitesse de déplacement du cyclone en nœuds.

Ainsi, pour les super typhons les plus creux du Pacifique Ouest dont la pression de surface avait été observée par reconnaissances aériennes, le vent soutenu a pu être calculé (tableau 1).

**Tableau 1.** L'estimation par le calcul de l'intensité des plus forts cyclones du globe depuis 1945. Source : adapté de Knapp et al. (2013), et de Knaff et Sampson (2006).

Cyclone	Année	Pression (hPa)	Vents (nœuds)
Rita	1978	878	184
Nora	1973	877	181
Ida	1958	877	178
Nancy	1961	889	173
Irma	1971	884	172
June	1975	875	172
Allyn	1949	885	170
Tip	1979	865	170
Megi	2010	888	164
Patricia	2015	880	178

Une comparaison a été faite avec Megi (2010) et Patricia (2015), dont les vents ont été relevés par avion dans la partie la plus active des deux cyclones. Les résultats sont très proches de ceux mesurés en temps réel par avion avec 164 et 178 nœuds, respectivement. Avec 170 nœuds, l'estimation pour Tip est conforme à notre ré-analyse satellitaire. Le tableau 1 montre aussi que certains super typhons avant l'ère satellitaire, comme Rita (1978) ou Nora (1973), avaient une intensité supérieure ou égale à celle attribuée grâce à l'imagerie à Angela et Haiyan (180 nœuds). Cependant, les super typhons Angela et Haiyan ne figurent pas dans ce tableau car la pression centrale n'a pas été mesurée de manière précise. Il est difficile de faire des comparaisons entre cyclones avec des données différentes, et en l'absence d'image pour les phénomènes du passé.

## Conclusion

La ré-analyse des cyclones les plus intenses du globe a montré une sous-estimation du vent soutenu dans les bases de données comme l'avaient suggéré Landsea et al. (2006). Tip (1979), le cyclone associé à la plus basse pression de surface mesurée sur le globe, était probablement plus creux (865 hPa) et plus venteux avec 170 nœuds. Sur 37 années, de 1979 à 2015, notre ré-analyse à partir des images satellitaires montre que les deux cyclones les plus intenses sont Angela (1995) et Haiyan (2013) avec des vents moyens de 180 nœuds. Le cyclone le plus intense à avoir été investigué par des avions est Patricia (2015) qui, avec 175 nœuds, représente le cyclone le plus intense du globe dans les bases de données officielles. Cependant, la grande majorité des cyclones du globe, incluant Angela et Haiyan, n'ont pas bénéficié de reconnaissances aériennes. Pour les cyclones dont on ne dispose pas ou plus d'image satellitaire, les données calculées révèlent que deux super typhons, Rita (1978) et Nora (1973), ont pu atteindre des vents soutenus de 180 nœuds. Il y a donc 4 candidats au titre du cyclone le plus intense. Mais en l'absence d'image satellitaire pour Rita et Nora, il n'est pas possible d'effectuer une comparaison avec Angela et Haiyan qui sont « ex-aequo ».

## Bibliographie

- Atkinson, G. D., and Holliday C.R., 1977. Tropical cyclone minimum sea level pressure-maximum sustained wind relationship for the western North Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 421-427.
- Dvorak V. F., 1984. Tropical cyclone intensity analysis using satellite data. *NOAA Report NESDIS 11*, 47 p.
- Dunnavan G. M., and Dierck J. W., 1980. An analysis of Super Typhoon Tip. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1915-1923.
- Joint Typhoon Warning Center (JTWC), 1945-2014. JTWC Western North Pacific Best Track Data [Site web]. Disponible sur : [http://www.usno.navy.mil/NOOC/nmfc-ph/RSS/jtwc/best\\_tracks/wpindex.php](http://www.usno.navy.mil/NOOC/nmfc-ph/RSS/jtwc/best_tracks/wpindex.php) (consulté en mai 2016)
- Joint Typhoon Warning Center (JTWC), 1996. 1995 Annual Tropical Cyclone Report [Site Web]. Disponible sur : <http://www.usno.navy.mil/JTWC/annual-tropical-cyclone-reports>
- Joint Typhoon Warning Center (JTWC), 2011. 2010 Annual Tropical Cyclone Report [Site Web]. Disponible sur : <http://www.usno.navy.mil/JTWC/annual-tropical-cyclone-reports>
- Joint Typhoon Warning Center (JTWC), 2014. 2013 Annual Tropical Cyclone Report [Site Web]. Disponible sur : <http://www.usno.navy.mil/JTWC/annual-tropical-cyclone-reports>
- Knaff J. A., Brown D. P., Courtney J., Gallina J. G., Beven J. L., 2010. An evaluation of Dvorak technique-based tropical cyclone intensity estimates. *Wea. Forecasting*, **25**, 1362-1379.
- Knaff, J. A., and Sampson C. R., 2006. Reanalysis of West Pacific tropical cyclone intensity 1966-1987. Preprints, 27th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology, Monterey, *Amer. Meteor. Soc.*
- Knapp K. R., Knaff J.A., Sampson C. R., Riggio G. M., Schnapp A. D., 2013. A Pressure-Based Analysis of the Historical Western North Pacific Tropical Intensity Record. *Mon. Wea. Rev.*, **141**, 2611-2631.
- Kossin J. P., Olander T. L., Knapp K. R., 2013. Trend Analysis with a New Global Record of Tropical Cyclone Intensity. *Journal of Climate*, **26**, 9960-9976.
- Landsea C. W., Harper B.A., Hoarau K., Knaff J. A., 2006. Can We Detect Trends in Extreme Tropical Cyclones? *Science*, **313**, 452-454.
- Merril R. T., 1984. A comparison of large and small tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1411-1417.
- National Hurricane Center (NHC) Miami, 2015. Hurricane Patricia Advisory Archives [Site Web]. Disponible sur : <http://www.nhc.noaa.gov/archive/2015/PATRICIA.shtml> (consulté en mai 2016).
- Uhlhorn E. W., Black P. G., Franklin J. L., Goodberlet M., Carswell J., Goldstein A. S., 2007. Hurricane Surface Wind Measurements from an operational Stepped Frequency Microwave Radiometer. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 3070-3085.

## PROBLEMATIQUE DE LA MODIFICATION DES REGIMES PLUVIOMETRIQUES DU SUD-CONGO (REPUBLIQUE DU CONGO) DE 1932 A 2012

IBIASSI MAHOUNGOU G.<sup>1,2</sup>, NDINGA P.<sup>3</sup>, MANIAKA F. W.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Centre de Recherches sur les Tropiques Humides, département de géographie, faculté des lettres et des sciences humaines (FLSH),

<sup>2</sup>Centre de Recherche et d'Etudes en Environnement, Ecole Normale Supérieure, Université Marien Ngouabi, République du Congo. B p : 3069 Brazzaville-Congo, ibiassigeoff7@yahoo.fr

<sup>3</sup>Météorologie Nationale du Congo, République du Congo

**Résumé** – Dans les perspectives de déceler les éventuelles modifications survenues dans les régimes pluviométriques au Sud-Congo ces 80 dernières années (1932 à 2012), il est entrepris, dans cette étude, une analyse de l'évolution des régimes pluviométriques à trois seuils (50 mm, 100mm et 150mm) entre deux périodes climatiques (1932-1980) et (1981-2012). L'évolution des régimes pluviométriques traduit une modification des saisons pluvieuses MAM (Mars-Avril-Mai) et OND (Octobre-Novembre-Décembre), notamment les positions des maximums et des minimums pluviométriques ainsi que la durée et l'intensité des saisons qui connaissent des modifications. La tendance des précipitations mensuelles traduit alors une diminution du nombre de mois humides et de leur intensité, comme causes majeures de la période climatique (1981-2012), qualifiée de sèche après la rupture de 1980 détectée par les tests de Mann-Kendall, Pettitt et Buishand.

**Mots-clés** : Modification des régimes pluviométriques, précipitations mensuelles, mois humides, Sud-Congo, République du Congo.

**Abstract – Problematic of change in rainfall patterns in South Congo (Republic of Congo) from 1932 to 2012.** In order to detect the possible modifications which have occurred in the rainfall patterns in South-Congo these 80 last years (1932 to 2012), it is undertaken in this study an analysis of the evolution of the rainfall patterns with three thresholds (50 mm, 100 mm and 150 mm) between two climatic periods (1932-1980) and (1981-2012). The evolution of the rainfall patterns represents a modification of rainy season MAM (March-April-Mai) and OND (October-November-December), in particular the positions of the maxima and pluviometric minima as well as the duration and the intensity of the seasons know modifications. The trend of the monthly precipitation translated the number of the wet months and their intensity, like causes major of the climatic normal (1981-2012), described as dry after the rupture of 1980 detected by the tests of Mann-Kendall, Pettitt and Buishand.

**Keywords:** change in rainfall patterns, monthly precipitation, wet months, South-Congo, Republic of Congo.

### Introduction

La variabilité des précipitations du Congo, au cours des dernières décennies, est très irrégulière. Les études récentes, réalisées sur l'Afrique Equatoriale Atlantique, concluent à un déficit pluviométrique qui semble être identique à celui signalé au Sahel (Bigot et al., 1997 ; Fontaine et al., 1995 ; Janicot et Fontaine, 1993 ; Moron, 1992). En effet, les études de ces trois dernières décennies en Afrique centrale (Samba et Mpounza, 2005 ; Ibiassi Mahoungou, 2013a ; Ibiassi Mahoungou et al., 2013b) montrent une évolution à la baisse de la pluviométrie à partir de 1980. Ces auteurs affirment que l'Afrique centrale, considérée comme un espace pluvieux, connaît cependant, depuis plus de trois décennies, une baisse continue de la pluviométrie et de grandes irrégularités dans sa distribution. Ceci affecte le déroulement des saisons de pluies qui sont plus courtes : soient elles commencent plus tard, soient elles finissent plus tôt. Il n'en demeure pas moins que les études sur les causes de cette variabilité sont rares et celles qui existent sont tournées vers les causes d'échelle régionale ou globale (Ibiassi Mahoungou, 2013a). Les causes d'échelle locale restent peu connues. Or, depuis plus de deux décennies, les écosystèmes locaux témoignent de cette variabilité pluviométrique à l'échelle locale (Ibiassi Mahoungou, 2013 c ; Pandi et al, 2009). Il en ressort que les études, consacrées à l'analyse de l'évolution des régimes pluviométriques pour rechercher les causes des modifications des saisons pluvieuses et des décennies déficitaires,

demeurent rares. C'est en cela que cette étude justifie son intérêt, qui consiste à rechercher les causes locales responsables de la variabilité des précipitations du Sud-Congo. L'objectif principal de notre étude est d'apporter une contribution à la compréhension des facteurs responsables de la variabilité intra saisonnière des précipitations au Congo. Un accent particulier sera mis sur la tendance des précipitations mensuelles, la variabilité décennale des précipitations des mois humides, le degré de diminution des précipitations des mois humides, ainsi que la relation entre la variabilité pluviométrique et le nombre de mois humides.

## 1. Méthodologie

### 1.1. Données utilisées

Les données utilisées pour cette étude sont les précipitations mensuelles qui couvrent une période de 80 années (1932 à 2012), provenant du réseau des pluviomètres de la Météorologie Nationale du Congo (figure 1). L'espace d'étude (Sud-Congo) correspond à l'Indice Sud-Congo proposé par Ibiassi Mahoungou en 2013a.

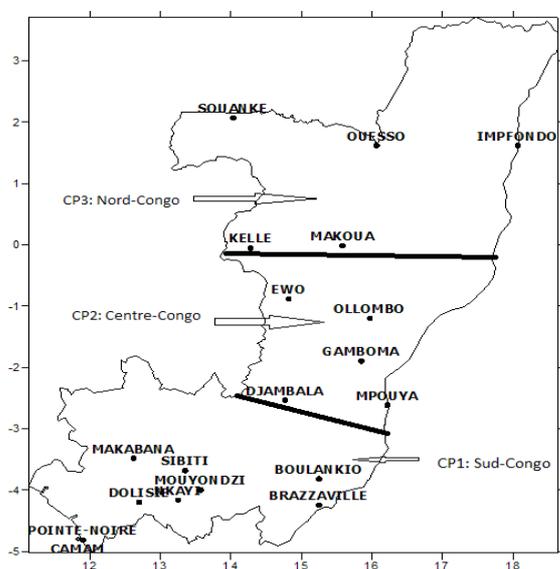


Figure 1. Localisation de la zone d'étude

### 1.2. Analyse statistique des données

La première étape concerne l'analyse de l'évolution temporelle des indices régionalisés des précipitations mensuelles. Ces indices proviennent de la composante principale Sud-Congo (Ibiassi Mahoungou, 2013a). D'une part, est appréciée la variabilité des régimes pluviométriques entre deux normales climatiques et, d'autre part, la tendance des précipitations mensuelles à partir de la régression linéaire assortie de la tendance polynomiale d'ordre 5.

La deuxième étape caractérise le degré de diminution des précipitations mensuelles par la méthode des écarts en faisant la différence des moyennes entre les deux périodes (1932-1980) et (1981-2012).

La troisième étape analyse les corrélations entre les séries lissées standardisées des indices des mois humides (groupe des variables indépendantes) et les indices des précipitations mensuelles et annuelles (groupe des variables dépendantes) au moyen de la méthode des corrélations canoniques. La significativité statistique des corrélations a été évaluée à partir du test de Bravais-Pearson (Assani et al., 2008). Pour notre cas, les corrélations sont jugées statistiquement significatives au niveau 0,05 et 0,01 si elles sont en valeur absolue supérieures

ou égales à 0.50. Ceci a permis de faire correspondre la période humide avec la hausse des mois humides et la période sèche avec la baisse des mois humides.

## 2. Résultats

### 2.1. Variabilité inter annuelle des précipitations mensuelles

L'évolution inter annuelle des précipitations mensuelles (figure 2) traduit les résultats suivants : dans l'ensemble deux grandes périodes se distinguent, une qui est plus humide de 1932 à 1980 et une autre plus sèche de 1981 à 2012. La tendance des précipitations est à la baisse non significative à partir de 1980.

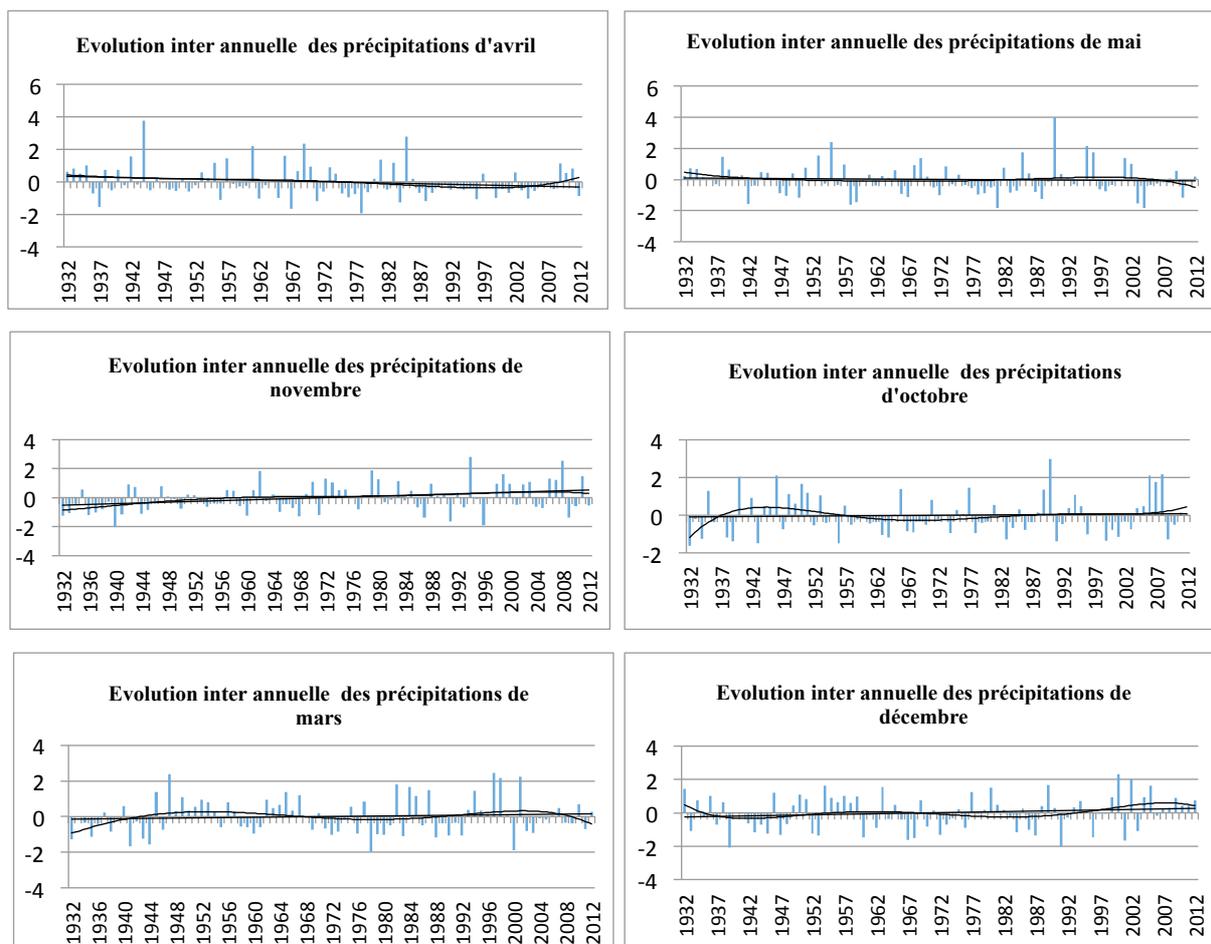


Figure 2. Evolution des précipitations mensuelles du Sud-Congo de 1932 à 2012

### 2.2. Variabilité décennale des précipitations mensuelles

L'évolution décennale des précipitations mensuelles (figure 3) révèle que les décennies avant 1980 sont humides, tandis que les décennies après 1980 sont sèches. Notons cependant que l'évolution décennale des précipitations du mois d'avril indique quatre décennies humides (antérieures à 1980), notamment : 1933-1942, 1943-1952, 1953-1962, 1963-1972 et quatre décennies sèches (postérieures à 1980) à savoir : 1973-1982, 1983-1992, 1993-2002 et 2003-2012. Les mois de mars, mai, octobre, novembre et décembre enregistrent une alternance des décennies humides et des décennies sèches, avec une périodicité d'une décennie sur deux.

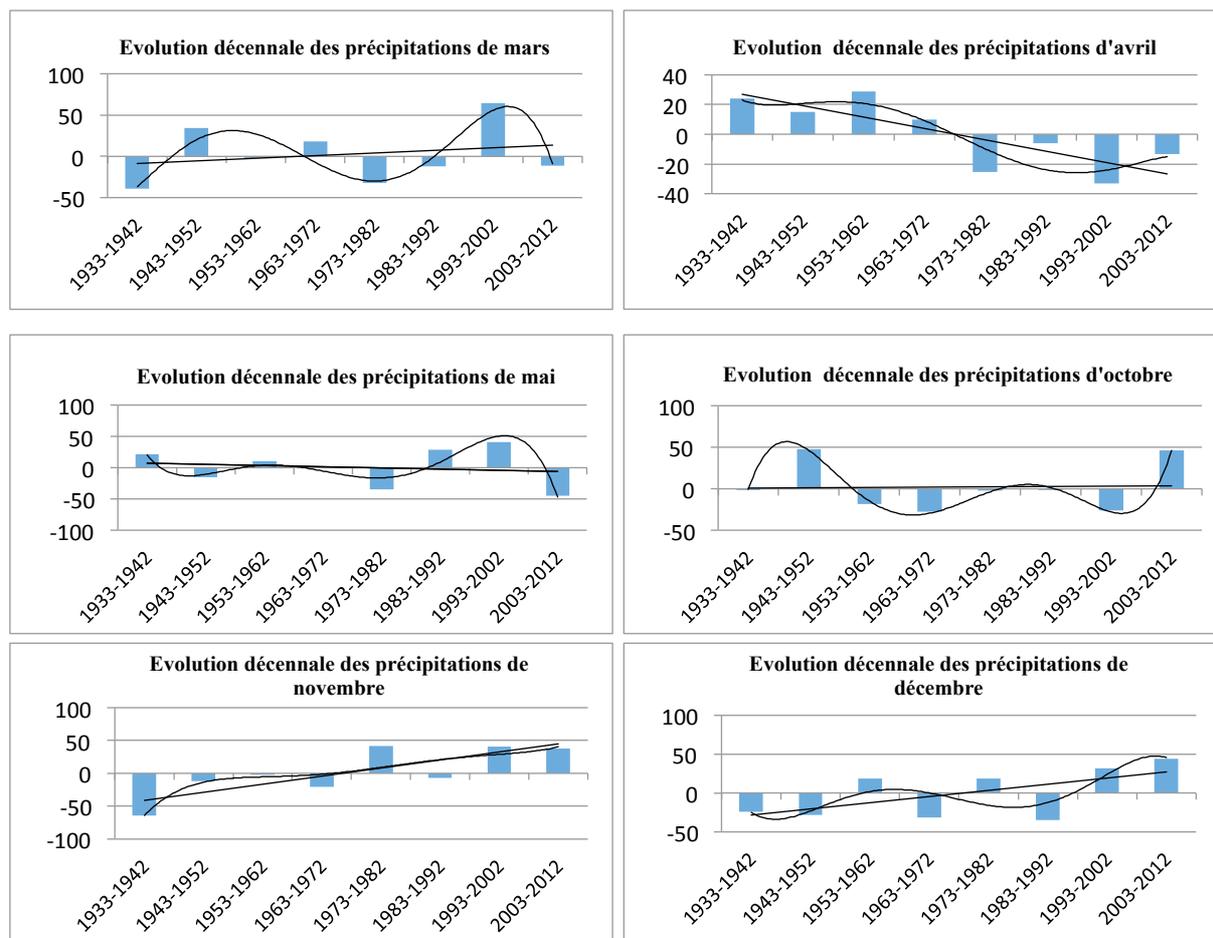


Figure 3. Evolution décennale des précipitations mensuelles du Sud-Congo, pour la période 1932-2012

### 2.3. Evolution inter annuelle des mois pluvieux au Sud-Congo

L'évolution inter annuelle des mois pluvieux de 1932 à 2012 (figure 4) montre qu'au seuil de 50 mm, le nombre des mois pluvieux varie entre 3 et 9 mois et la majorité des années enregistrent entre 5 et 8 mois pluvieux.

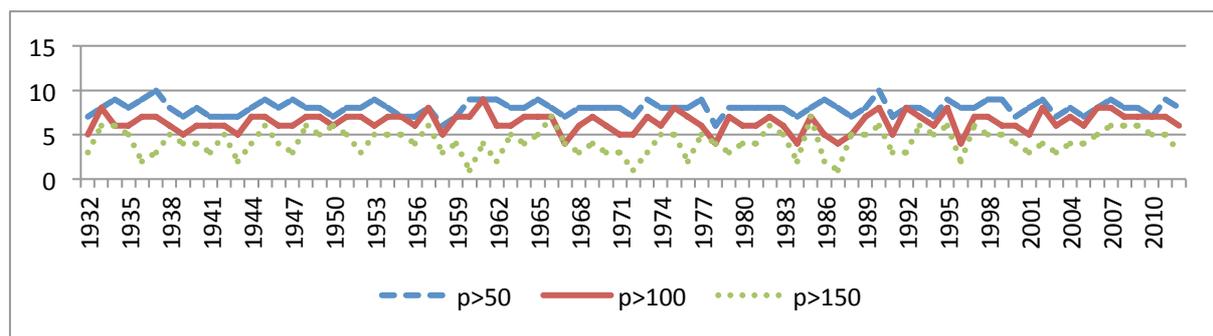


Figure 4. Evolution inter annuelle des mois pluvieux du Sud-Congo de 1932-2012

Au seuil de 100 mm, le nombre de mois pluvieux varie entre 2 et 9 mois et 25% des années enregistrent entre 4 et 6 mois pluvieux. Au seuil de 150 mm, le nombre de mois pluvieux varie entre 0 et 9 mois et la 20% des années enregistrent 2 et 3 mois pluvieux.

#### 2.4. Analyse de l'influence de l'évolution du nombre de mois humides sur l'évolution des précipitations annuelles à 50 mm, 100 mm et 150 mm

L'analyse des corrélations entre les précipitations annuelles et le nombre de mois humides du Sud-Congo durant les deux périodes (tableau 1) traduit les résultats suivants.

De 1932 à 1980 (période humide), aux seuils de 50, 100 et 150 mm, les corrélations entre les précipitations annuelles et le nombre de mois humides sont de l'ordre de 37% à 57%. Elles sont jugées significatives à 1% et 5% d'après le test de Bravais Pearson. Ainsi, la tendance à la hausse des précipitations pendant la période humide est moyennement associée à une hausse du nombre de mois humides.

De 1981 à 2012 (période sèche), aux seuils de 50, 100 et 150 mm, les corrélations entre les précipitations annuelles et le nombre de mois humides sont de l'ordre de 52% à 82%. Elles sont jugées fortement significatives à 1% et 5% d'après le test de Bravais Pearson. Par conséquent, la tendance à la baisse des précipitations pendant la période sèche au Sud-Congo est fortement associée à une baisse du nombre de mois humides.

**Tableau 1.** Tableau de corrélation entre les précipitations annuelles et les mois humides du Sud-Congo de 1932 à 1980 et de 1981-2012 au niveau des trois seuils (50 mm ; 100 mm et P=150 mm).

Périodes	corrélations		
	P=50 mm	P=100 mm	P=150 mm
1932-1980	<b>0,37</b>	<b>0,55</b>	<b>0,57</b>
1981-2012	<b>0,52</b>	<b>0,65</b>	<b>0,82</b>

#### 2.5. Analyse du degré de la diminution des précipitations mensuelles

L'analyse de la diminution des précipitations mensuelles entre la période 1932-1980 dite humide et la période 1981-2012 dite sèche au Sud-Congo (tableau 2), montre les résultats suivants :

L'écart entre les deux périodes est positif pour les mois d'octobre, novembre et décembre. Les écarts sont de l'ordre de 7 à 49 mm. Ceci traduit que durant ces mois, l'évolution des précipitations est à la hausse. En effet, la saison OND à laquelle appartiennent ces mois ne traduit pas un déficit pluviométrique. Par contre, l'écart entre les deux périodes est négatif pour les mois de mars, avril et mai. Les écarts sont de l'ordre de -5 à -39 mm. Ceci traduit que durant ces mois, l'évolution des précipitations au Sud-Congo est à la baisse. Par conséquent, la saison MAM, à laquelle appartiennent ces mois, enregistre un déficit pluviométrique. La saison MAM est donc celle qui est plus touchée par le déficit pluviométrique au Sud-Congo par rapport à la saison OND.

**Tableau 2.** Analyse de la diminution des précipitations mensuelles entre la période humide (1932-1980) et la période sèche (1981-2012) du Sud-Congo

Mois	Périodes		
	1932-1980	1981-2012	Différence
<b>Mars</b>	180,86	176,6	-4,26
<b>Avril</b>	213,86	174,91	- 38,95
<b>Mai</b>	126,4	117,1	-9,3
<b>Octobre</b>	139,57	146,44	6,87
<b>Novembre</b>	221	269,7	48,7
<b>Décembre</b>	170,61	184,27	13,66

## Conclusion

L'évolution des précipitations mensuelles du Sud-Congo montre que :

- les régimes pluviométriques connaissent une modification au seuil de 150 mm, notamment au niveau de la durée des saisons ce qui entraîne un raccourcissement des saisons pluvieuses et un allongement des saisons non pluvieuses ;
- la tendance des précipitations mensuelles du Sud-Congo, traduit une baisse à partir de l'année 1980. Deux grandes périodes se dégagent : 1932-1980 (humide) et 1981-2012 (sèche). La période humide enregistre dans l'ensemble quatre décennies humides et la période sèche enregistre quatre décennies sèches ;
- de 1932 à 1980 (période humide), aux seuils de 50, 100 et 150 mm, les corrélations sont positives et significatives entre les précipitations annuelles et le nombre de mois humides. Ce qui permet d'affirmer que la tendance à la hausse des précipitations de la période humide est moyennement associée à une hausse du nombre de mois humides. De même, durant la période sèche (1981 à 2012), aux seuils de 50, 100 et 150 mm, les corrélations entre les précipitations annuelles et le nombre de mois humides sont fortement significatives. La tendance à la baisse des précipitations de la période sèche du Sud-Congo est fortement attribuée à une baisse du nombre des mois humides.

La saison MAM est plus touchée par le déficit pluviométrique par rapport à la saison OND. Cela se vérifie à travers les mois de mars, avril et mai qui enregistrent un déficit pluviométrique entre les deux périodes.

## Bibliographie

- Assani Ali A., Lajoie F., Vadnais M.E., Beauchamp G., 2008. Analyse de l'influence de l'oscillation arctique sur la variabilité interannuelle des précipitations dans le bassin versant de la rivière Saint-François (Québec, Canada) au moyen de la méthode des corrélations canoniques. *Revue des Sciences de l'Eau*, **21**, 21-33.
- Bigot S., Camberlin P., Moron V., Richard Y., 1997. Structures spatiales de la variabilité des précipitations en Afrique: une transition climatique à la fin des années 1960? *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, série II, Sciences de la terre et des planètes*, **324**, 181-188.
- Fontaine B., Janicot S., Moron V., 1995. Rainfall anomaly patterns and wind field signals over West Africa in August (1958-1989). *J. Climate*, **8**, 1503-1510.
- Ibiassi Mahoungou G., 2013a. *Variabilité des précipitations et relations avec la dynamique océanique et atmosphérique de 1950 à 2005* (Thèse de Doctorat). Université Marien Ngouabi, Brazzaville, République du Congo.
- Ibiassi Mahoungou G., Samba G., Goma Boumba H., 2013b. Variabilité décennale des précipitations annuelles et saisonnières au Congo Brazzaville de 1950 à 2005. *Annales de l'Université Marien Ngouabi*, **14**, 68-83.
- Ibiassi Mahoungou G., 2013c. Variabilité pluviométrique et évolution des écoulements de surface dans le bassin versant du Kouilou Niari à Sounda (République du Congo). *Les Cahiers de l'IGRAC*, **9**, 12 p.
- Janicot S., Fontaine B., 1993. L'évolution des idées sur la variabilité interannuelle récente des précipitations en Afrique de l'Ouest. *La météorologie*, XIII<sup>e</sup> Série, **1**, 28-51.
- Moron V., 1992. Variabilité spatio-temporelle des précipitations en Afrique sahéenne et guinéenne (1933-1990). *La météorologie*, VII<sup>e</sup> Série, **43/44**, 24-30.
- Pandi A., Ibiassi Mahoungou G., Tondo B., Ladel J., Laraque A., 2009. Impact de la variabilité des écoulements sur la navigabilité de l'Oubangui, un affluent du Fleuve Congo. *Annales de l'Université Marien Ngouabi*, **10**, 75-81.
- Samba G., Mpounza M., 2005. Application du processus de Markov sur les occurrences des précipitations journalières au Congo-Brazzaville. *Compte rendu Géoscience*, **337**, 1355-1364.

## LA CONFERENCE CLIMAT DE PARIS EN 2015 ENJEUX ET PERSPECTIVES

JUVANON DU VACHAT R.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Société Météorologique de France, rjduvachat@gmail.com

**Résumé** – La conférence climat de Paris en 2015 a été un grand rendez-vous de la politique climatique internationale, après une longue et minutieuse préparation. On refait brièvement l'historique de la négociation climat : de Rio (1992) à Kyoto (1997) et Copenhague (2009) puis Lima (2014) et la mobilisation générale qui a préparé la conférence de Paris. On présente les caractéristiques de l'accord adopté à Paris au regard des engagements précédents : Convention Climat de Rio (1992), Protocole de Kyoto (1997), conférence de Copenhague (2009). Deux points sont importants : le caractère contraignant ou non de l'accord et l'engagement de tous les pays. Une réflexion est aussi donnée sur l'expertise climatique présente dans les deux instances : le Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC) et la Convention Climat. En conclusion on envisage en quoi cet accord climatique pourrait influencer d'autres domaines de la diplomatie internationale, par son multilatéralisme.

**Mots-clés** : Conférence Climat, Objectif 2°C, Convention cadre de l'ONU sur les changements climatiques, géopolitique

**Abstract** – *The climate conference Paris-2015: Overview and prospects.* The climate conference Paris-2015 has been an important summit for international diplomacy, after a long and careful preparation. A brief history of climate international negotiations is presented from Rio (1992) to Kyoto (1997) and Copenhagen (2009), then to Lima (2014). We illustrate the general mobilization which has taken place in all fields before the conference. Then the Paris agreement is presented and compared with previous commitments like the United Nations Framework Convention on Climate Change (Rio, 1992), the Kyoto Protocol (1997) and the Copenhagen conference (2009). Two aspects are highlighted: the legally binding character or not of the agreement and its universality. We discuss how climate expertise is acting within the IPCC and the Climate Convention. Finally we explain why such Paris agreement can cross-fertilize over other fields in the international diplomacy, due to its multilateralism.

**Keywords**: Climate conference, 2°C objective, United Nations framework convention on climate change, geopolitics

### 1. Les négociations climat : de Rio (1992) à Lima (2014)

On retrace à grands traits les étapes de la diplomatie Climat de Rio (1992) à Copenhague (2009), puis Lima (2014) en indiquant les principaux thèmes et résultats de chaque conférence. La conférence de Rio de Janeiro (juin 1992), encore appelée « sommet de la terre » marque la naissance de la Convention Cadre sur les changements climatiques (Unfccc, en anglais), préparée par le rapport du premier ministre norvégien G. H. Bruntland sur le développement durable. Elle a été adoptée à Rio en décembre 1992, mais ratifiée, c'est-à-dire approuvée par les Parlements nationaux en mars 1994 (aujourd'hui par 196 pays). Son organe de décision est la Conférence des Parties (COP), dont la première manifestation, la COP1 s'est déroulée à Berlin en 1995. Cette convention reconnaît la nécessité d'éviter « un changement climatique dangereux lié aux émissions anthropiques de Gaz à Effet de Serre (GES), avec des responsabilités communes mais différenciées suivant les pays » (Cf. son article 3). C'est lors de la COP3 à Kyoto en 1997 que des exigences de réduction plus précises sont définies, avec la nécessité de réduire de 5,3 % de 2008 à 2012 les émissions enregistrées en 1990. L'Union Européenne effectue cette réduction à l'intérieur de la bulle européenne, de sorte que la France est à 0%, grâce à l'électricité nucléaire. Trois mécanismes de flexibilité complètent cette exigence de réduction pour faciliter sa mise en œuvre : (i) le mécanisme de développement propre qui permet de s'acquitter de ses obligations dans un pays du Sud ; (ii) la mise en œuvre conjointe, où la réduction s'effectue conjointement entre deux pays du Nord (Parties Annexe I) ; (iii) le marché des permis d'émission qui permet de

vendre ou d'acheter des droits à polluer et s'inspire d'un mécanisme qui était déjà en usage aux USA pour le SO<sub>2</sub>.

Les USA, le plus gros pollueur à l'époque de la signature, se retireront en 2001 ; ainsi le Protocole ne sera ratifié qu'avec la Russie en 2005, pour assurer la clause de 55 % des émissions en 1990. Ce Protocole présente des lacunes : il engage surtout les pays industrialisés et néglige les pays en développement avec des trajectoires carbonées possibles, la période est limitée et le taux de réduction très bas. C'est cependant quasiment le seul traité international sur l'environnement qui soit contraignant. Après le retrait des USA, on observe une période de stagnation jusqu'à la COP11 de Montréal en décembre 2005 où les affaires repartent suite à la ratification du Protocole de Kyoto, qui entre en force en février 2005. Par la suite c'est Copenhague (COP15, 2009) qui est visé pour définir la suite de Kyoto avec la feuille de route de Bali (COP13, 2007). Copenhague est un demi-échec, qui montre les difficultés de la négociation climat, mais entérine cependant le seuil de 2°C pour la limite du réchauffement global et l'engagement financier des 100 milliards de dollars par an de la part des pays du Nord pour les pays du Sud. Plus tard à Durban (2011) on prépare les éléments de base de l'accord de Paris, avec la plateforme de Durban, tandis qu'à Doha (2012), on prolonge Kyoto sur la période (2013-2020). Ensuite Varsovie (COP19) en 2013 dans un pays européen très charbonnier s'illustre avec le départ des ONG, pour marquer leur désaccord sur la négociation, mais aussi l'évocation des contributions nationales pour préciser l'accord de Paris que Lima en 2014 prépare véritablement ! Pour une réflexion plus approfondie sur la négociation climatique internationale, on lira l'ouvrage de référence : Aykut et Dahan (2015).

## **2. Préparation de la conférence de Paris (2015)**

On présente des analyses sur l'état des émissions des différents pays, en particulier celles de CO<sub>2</sub> en 2013, puisque ceci constitue un arrière-plan de la négociation. L'accord Chine-USA de novembre 2014 qui préfigure l'accord de Paris, est alors présenté. De là on évoque le concept de justice climatique mondiale qui s'est développé au fil des négociations, enfin les contributions nationales qui constituent la vraie nouveauté de la conférence de Paris.

### ***2.1 Analyse des émissions des différents pays***

Ceci constitue l'arrière-plan des discussions et des négociations lors des Conférences Climat puisque les registres d'émissions de GES des différents pays sont connus. En effet ils font l'objet d'une comptabilité annuelle enregistrée à la Convention Climat, qu'il s'agisse des pays développés ou des pays en développement. D'ailleurs il existe un groupe de travail spécialisé dans les inventaires d'émissions, rattaché au Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC), comme les groupes de recherche spécialisés I, II, III, et dont le mandat est d'établir les bonnes pratiques en matière d'inventaires. En France c'est le Centre Interprofessionnel Technique d'Etudes de la Pollution Atmosphérique (CITEPA) qui fait cet inventaire annuel, également envoyé à l'Union Européenne. Par ailleurs les inventaires des pays en développement qui sont plus récents, ne concernent pas nécessairement les mêmes gaz en majorité (méthane des rizières plutôt que dioxyde de carbone industriel). Aussi même si les techniques s'affinent régulièrement, on ne peut exclure des approximations, voire des erreurs. Ainsi pour la Chine, une erreur de calcul des émissions de l'année 2012 en Chine a été découverte en février 2015 avec une incidence importante, de l'ordre de 17% et qui se réitère les années suivantes. Ceci évidemment jette un doute sur les différents registres. En particulier cette erreur a compliqué la situation de la Chine à la veille de la COP21. Malgré cela la Chine a maintenu lors de la rencontre avec F. Hollande avant la COP21 (2 nov. 2015) son engagement pour un rapport régulier (type MRV : Suivi, notification et vérification) de sa contribution.

Une analyse des émissions anthropiques de CO<sub>2</sub> pour l'année 2013 a été réalisée par le consortium de recherche international GCP (Global Carbon Project). En 2013, la combustion des ressources fossiles (pétrole, gaz, charbon) et les cimenteries, ont émis 36 milliards de tonnes de CO<sub>2</sub>, en hausse de 2,3 % par rapport à 2012.

La déforestation a conduit à l'émission de 3,3 milliards de tonnes de CO<sub>2</sub>. Soit un total de près de 39,3 milliards de tonnes de CO<sub>2</sub> émis en 2013 par l'homme. Un nouveau record battu, en dépit d'une augmentation en deçà du niveau moyen des années 2000, soit 3,3 %.

L'examen des émissions des différents pays donne une idée de la montée en puissance chinoise. La Chine devient en 2005, le premier émetteur de CO<sub>2</sub>, devant les Etats-Unis. Mais, en rapportant ses émissions à sa population, elle demeure encore loin des pays développés. En 2013, la Chine franchit une nouvelle étape. Non seulement elle demeure le principal émetteur en valeur absolue (28% des émissions mondiales en 2013) mais ses émissions par habitant surpassent celles de l'Union européenne. En 2013, un Chinois moyen a donc émis plus de CO<sub>2</sub> qu'un Européen moyen, alors que les Américains qui émettent deux à trois fois plus par habitant, sont encore loin devant. Paradoxalement, ce seuil est franchi alors que les émissions chinoises n'ont crû que de 4,2 % par rapport à 2012, ce qui est le plus faible taux d'augmentation depuis 2007-2008, à la suite d'une croissance économique plus faible et d'efforts d'efficacité énergétique. Au contraire, l'autre grand pays asiatique émergent, l'Inde, a vu ses émissions croître de 5,1 %, porté par une forte croissance économique et une baisse de l'efficacité énergétique.

La poursuite des tendances actuelles conduirait la Chine à émettre, vers 2019, plus de CO<sub>2</sub> que les Etats-Unis, l'Union européenne et l'Inde combinés. Autre surprise relevée dans ce bilan : les Etats-Unis, dont les émissions de CO<sub>2</sub> chutaient depuis 2008 sous l'effet du développement du gaz de schiste, voient celles-ci augmenter à nouveau de 2,9 % en 2013 par rapport à 2012, sous l'effet d'un « rebond du charbon ». A l'opposé, les émissions de l'Union européenne décroissent en 2013 de 1,8 % du fait d'une économie faible, le déclin des émissions de certains pays étant compensé par un retour au charbon en Pologne, Allemagne et Finlande. L'Union européenne a connu son pic d'émissions dans les années 1980 et voit sa contribution réduire régulièrement depuis, du fait d'un transfert d'émissions vers l'Asie, où l'activité industrielle a été délocalisée.

## **2.2 L'accord Chine-USA (novembre 2014)**

Lors d'une rencontre à Pékin en novembre 2014, après le sommet Asie-Pacifique, Barack Obama et son homologue chinois Xi Jinping, se sont fixé de nouveaux engagements pour lutter contre le réchauffement climatique. Ils sont en effet à la tête des nations les plus émettrices de GES. Cette mesure « historique » répond à l'urgence de parvenir à un accord mondial à la conférence climat Paris 2015. La Chine devenue en 2007 le premier émetteur mondial, a pris pour objectif un pic de ses émissions de GES «autour de 2030», avec l'intention «d'essayer d'y arriver plus tôt». C'est la première fois que Pékin s'engage sur un pic de ses émissions, c'est-à-dire sur l'année à partir de laquelle celles-ci cesseront d'augmenter avant de voir la courbe s'inverser. La lutte contre la pollution atmosphérique et pour la limitation des émissions de GES est devenue un enjeu majeur de politique intérieure en Chine, où le mécontentement gronde dans les grandes métropoles saturées par les épisodes de smog. D'ailleurs le numéro un chinois s'est engagé à faire du combat pour améliorer la qualité de l'environnement une priorité de son mandat. De leur côté, les États-Unis se sont engagés sur une réduction de 26 ou 28% de leurs émissions d'ici à 2025 par rapport à 2005. Les États-Unis et la Chine représentent à eux deux plus de 40% du total des émissions de CO<sub>2</sub> de la planète. Ainsi l'accord Chine-USA en novembre 2014 donne une idée de l'accord futur, puisque cet accord servira de matrice au futur accord de Paris. Enfin la rencontre Chine-USA

est une confrontation intéressante puisque la Chine est devenue le plus gros émetteur, au niveau global, alors que ce sont les USA qui émettent le plus par habitant. Ceci pose un problème éthique et pose ces questions de justice que l'on va évoquer.

### 2.3 Pour une justice climatique mondiale

Une tension très perceptible s'est fait jour à la conférence de Paris, avec le refrain habituel : « Ce sont les pays du Nord qui ont émis le plus de GES, c'est à eux de payer pour les dégâts occasionnés au Sud. » Ainsi l'Inde, pays en développement demande-t-elle aux pays du Nord d'assumer leur « responsabilité historique » de pays émetteurs. A y regarder de plus près cependant, comme l'a fait Godard (2015), on observe que sur la période 1850-2012, il y a égalité des émissions si l'on prend tous les GES. Pour pouvoir accabler le Nord, il ne faut retenir que les émissions de dioxyde de carbone (CO<sub>2</sub>) d'origine énergétique (charbon, pétrole, gaz). Mais pourquoi se limiter à ces émissions et exclure les autres émissions de CO<sub>2</sub>, comme celles dues à la déforestation et au changement d'usage des sols, tout comme celles des autres GES comme le méthane et le protoxyde d'azote. Et toutes ces autres émissions proviennent davantage de l'agriculture ! Ainsi les préjugés sont tenaces et bloquent en partie les discussions. Par ailleurs un autre aspect mérite d'être examiné : la comparaison des émissions *per capita*, c'est-à-dire rapportées à la population du pays. Ainsi si l'on compare la Chine et les USA, on observe que la Chine a dépassé les USA en absolu, mais que par habitant la situation est inversée, avec les chiffres suivants en 2010 : USA (20t de GES) ; Union européenne (9) et Chine (8) et une tendance pour la Chine de rattraper l'Europe. Cette comparaison des taux d'émission par habitant n'est pas forcément juste au sens de la responsabilité individuelle comme l'indiquent Bompard et Godard (2015). Enfin dans son ouvrage récent Godard (2015) analyse les différentes modalités du droit international, voire du droit tout court (cf. J. Rawls) pour voir comment les appliquer dans le cas de la répartition du fardeau concernant le climat mondial modifié par l'effet de serre anthropique.

### 2.4 Les contributions nationales

Les contributions nationales constituent une mobilisation sans précédent pour lutter contre le dérèglement climatique. Entre 1997 et 2009, avant Copenhague, seuls les pays industrialisés, alors responsables de plus de la moitié des émissions de GES avaient des objectifs de réduction de leurs émissions (suite au Protocole de Kyoto). Après Copenhague un certain nombre de pays en développement, notamment les pays émergents (Chine, Afrique du Sud, Brésil, ...) ont eux aussi pris des engagements. Ainsi ce sont environ 60 pays qui vont souscrire aux engagements de Cancun (2010) valables jusqu'en 2020. En préparation de la COP21, à Varsovie (2013) il a été décidé que chaque pays doit publier sa Contribution Nationale, c'est-à-dire les objectifs qu'il entend se fixer, avant la conférence. Au 1<sup>er</sup> octobre 2015, 146 pays avaient publié leurs contributions (Intended Nationally Determined Contribution [INDC] en anglais). Ces contributions couvrent environ 86 % des émissions mondiales (année 2011). En fait seulement neuf pays remettront une feuille blanche lors de la conférence de Paris. Voici maintenant quelques exemples de ces contributions.

L'Union européenne avec ses 28 états membres se fixent l'objectif de réduire d'au moins 40% ses émissions de GES en 2030 par rapport à 1990 (année de référence du Protocole de Kyoto). Les USA visent une réduction de 26% (voire 28%) des émissions pour 2025 par rapport à 2005, ce qui correspond à 80% en 2050. La Chine vise une réduction de 60 à 65% de l'intensité carbone de son économie en 2030 par rapport à 2005 et prévoit d'atteindre un pic d'émissions à cette échéance. L'Inde veut multiplier par cinq ses installations d'énergies renouvelables en 2022 par rapport à 2005 et prévoit que les énergies non fossiles atteindront 40% de la capacité de production électrique en 2030. Les Maldives prévoient de déplacer le

port de Malé, la capitale, vers une île moins vulnérable aux vents violents et à la hausse du niveau de la mer. Comme on le voit les présentations des pays sont de formats très divers, pour que les pays s'expriment plus librement mais avec la conséquence : l'ensemble sera difficile à synthétiser !

En obligeant les différents pays à préparer leur engagement pour la conférence de Paris, ceci permettra à l'accord de Paris d'être réellement universel, en engageant tous les Etats de la planète. En rendant publiques ces contributions nationales, on parie sur la confiance entre les états, ce qui est aussi nécessaire pour obtenir de leur part un accord. Ces contributions nationales ont été souvent l'occasion pour les pays d'une mobilisation des forces vives et ont stimulé le débat autour de l'enjeu climatique. Au Pérou, 13 ministères et 300 experts ont été associés à la préparation de cette contribution au cours d'une centaine de réunions. Certains pays comme la Colombie ont même fait valider leur contribution par le Parlement. Une soixantaine de pays ont organisé des réunions publiques ou des consultations en ligne, comme la Nouvelle-Zélande, avec 1500 commentaires sur le site du Ministère de l'Environnement.

L'évaluation de ces contributions nationales a été réalisée par différents organismes (Think Tanks) et notamment l'Institut Pierre Simon Laplace (IPSL), sous la direction d'H. Le Treut, à la demande de la Ministre de l'Environnement, Ségolène Royal. Ils aboutissent *grosso modo* aux mêmes conclusions sur le réchauffement global estimé à la fin du siècle de l'ordre de 2,7°C (2,5 à 3,5 °C), bien qu'il y ait beaucoup d'incertitudes, du fait d'une grande inhomogénéité des présentations. Ceci concerne l'année de référence : 1990, 2005, 2010, ou autre ; l'horizon temporel : 2025, 2030, ou au-delà ; le type d'émissions : CO<sub>2</sub> seul, autres GES, incluant ou pas le changement d'affectation du sol ; enfin la forme de réduction des émissions envisagée : en valeur absolue, indexée sur le PIB, par rapport à un scénario à « politiques constantes ». Ainsi pour la hausse de température globale, avec 2,7° C on est bien au-dessus de la cible de 2°C. Aussi les ONG qui ont pointé cette faiblesse, ont insisté sur l'objectif de 1,5°C, exigé par le groupe AOSIS (Alliance Of Small Island States) des petits états insulaires, objectif qui figurera dans l'accord final.

## **2.5 Mobilisation de la société civile et religieuse**

La société civile en plus des grandes entreprises a connu une mobilisation importante à l'image de la conférence de Copenhague où celle-ci avait joué un rôle de groupe de pression important. Cette mobilisation s'illustre dans le numéro spécial de la revue Pollution Atmosphérique paru en décembre 2015 lors de la COP (N°227, [www.appa.fr](http://www.appa.fr)) ou dans deux titres très évocateurs : « Crime climatique Stop ! » (Seuil, 2015), préfacé par l'archevêque Sud-africain Desmond Tutu et « Stop au dérèglement climatique » du Collectif Roosevelt. En outre la plupart des religions, soutenues par Nicolas Hulot ont lancé un appel à un engagement de leurs fidèles et un sommet des consciences (21 juillet 2015 ; Kopp, 2015) a été l'occasion d'affirmer leur engagement écologique pour la réussite de la conférence de Paris. L'encyclique « Laudato Si » parue en juin 2015 a également pris part à cette mobilisation.

## **3. La conférence de Paris**

La conférence de Paris qui s'est déroulé du 30 novembre au 12 décembre 2015\_a abouti à un accord international sur le climat. Cet accord marque la fin de la plateforme de Durban initiée quatre ans plus tôt à Durban (COP17) en 2011 et fixe le cadre international de gouvernance pour la transition vers une économie bas-carbone. Le succès de l'accord de Paris provient des quatre points suivants : (i) accord juridiquement contraignant ; (ii) contributions déterminées au niveau national (INDC en anglais) ; (iii) paquet financier et technologique pour aider les pays en développement (au minimum 100 milliards de dollars par an) ; (iv)

Agenda des solutions, c'est-à-dire les engagements uni- ou multi-latéraux, parallèles au processus de négociation, qui permettent de maintenir la pression entre 2020 et 2030.

Le texte adopté le 12 décembre 2015 comprend la décision de la COP et en Annexe le texte de l'accord de Paris (référence FCCC/CP/2015/L.9/Rev.1). La décision s'applique de façon immédiate, avec modifications possibles aux COP suivantes, tandis que l'Accord de Paris doit être ratifié par les Etats à partir du 22 avril 2016 aux Nations Unies à New York, pendant un an et a vocation à perdurer jusqu'à ce qu'il ait rempli ses objectifs.

Voici les prochaines étapes : en mai 2016 la Convention Climat fera une nouvelle évaluation de l'effet global des contributions nationales en termes de réchauffement moyen futur. En 2016 se dérouleront les rendez-vous habituels : les organes subsidiaires de la COP à Bonn (siège de la Convention Climat) en mai 2016 et la COP22 à Marrakech du 7 au 18 novembre 2016. En 2018, paraîtra un rapport technique du GIEC sur les impacts d'un réchauffement global de 1,5°C par rapport à l'ère préindustrielle. A cette même échéance un bilan global des NDC (pas intentionnels cette fois) devrait être publié lors de la COP24.

## Conclusion

La conférence de Paris apparaît comme un succès diplomatique que l'on doit à la minutieuse préparation lancée par le ministre des affaires étrangères L. Fabius et à L. Tubiana, présidente de l'Institut du Développement Durable et des Relations Internationales (IDDRI) et chargée de la négociation climatique internationale. Ceci lave l'échec de Copenhague (2009) mais constitue surtout un point de départ pour évoluer vers un monde sans carbone. Un point très important réalisé à Paris a été de supprimer l'opposition Nord-Sud dans les négociations, en adoptant un accord où tous les Etats sont engagés !

La COP21 est perçue comme un tournant des négociations internationales sur le climat et l'accord de Paris donne un cadre pour l'action future. L'accord de Paris a permis de moderniser la coopération internationale sur le climat pour donner aux économies des trajectoires de développement sobres en carbone et résilientes au changement climatique. En bref, il donne un signal fort pour maintenir et renforcer l'action climatique à tous les niveaux. De nombreux sujets de discussion au niveau international (différenciation, financements, transparence, adaptation, ...) trouvent leur conclusion avec l'accord de Paris. Mais cet accord est surtout un point de départ pour créer une économie sans carbone d'ici la fin du siècle.

CITEPA : Centre Interprofessionnel Technique d'Etudes de la Pollution Atmosphérique

COP : Conférence des Parties (Conference Of Parties)

GES : Gaz à Effet de Serre

GIEC : Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat

IDDRI : Institut du Développement Durable et des Relations Internationales

INDC: Intended Nationally Determined Contribution

IPSL : Institut Pierre Simon Laplace

UNFCCC : United Nations Framework Convention on Climate Change

## Bibliographie

Aykut S. et A. Dahan, 2015. *Gouverner le climat ? 20 ans de négociations internationales*. Paris, Presses de Science Politique.

Bompard J.-P. et O. Godard, 11 décembre 2015. En matière de justice climatique, attention aux faux arguments. *Le Monde*.

Godard O., 2015. *La justice climatique mondiale*. Paris, Editions La Découverte. 128 p.

Kopp M., 2015. Agir pour le climat, un acte de foi ? *La Pollution atmosphérique*, **227**.

## VARIABILITE HYDROCLIMATIQUE DANS LE BASSIN VERSANT DU SOUROU AU BURKINA FASO.

KARAMBIRI B. L. C. N.<sup>1</sup>, DIPAMA J. M.<sup>1</sup>, VISSIN E. W.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Laboratoire d'Etude et de Recherche sur les Milieux et Territoires (LERMIT), Université de Ouagadougou, karambiri\_chantal@yahoo.fr, jmdipama@yahoo.fr

<sup>2</sup>Laboratoire Pierre Pagny : Climat, Eau, Ecosystème et Développement (LACEEDE), Université d'Abomey Calavi, exlaur@yahoo.fr

**Résumé** – La rivière Sourou, située au nord-ouest du Burkina Faso, constitue une frontière naturelle entre le Burkina Faso et le Mali. Dans le bassin versant de cette rivière est réalisé un grand aménagement hydro-agricole en vue d'améliorer l'offre alimentaire. Cette recherche a pour objectif principal de caractériser la variabilité hydro-climatique dans le bassin versant du Sourou. Pour étudier la variabilité climatique, les données climatiques et hydrométriques de 1971- 2010 du bassin versant du Sourou ont été utilisées. Le test de Pettitt et le test de tendance de Mann-Kendall (MK) ont servi respectivement à la détection de rupture de stationnarité et d'analyse de tendance dans les séries climatiques et hydrométriques. La période de plus forts débits a été enregistrée entre 1999 et 2006 et précédée de grands déficits d'écoulement entre 1975 et 1994.

**Mots-clés** : Burkina Faso, Sourou, Bassin Versant, Variabilité hydro-climatique.

**Abstract** – **hydroclimatic variability in the sourou's watershed in Burkina Faso.** The Sourou river is located in the Northwest of Burkina Faso and constitutes a natural border between Burkina Faso and Mali. In the watershed of the river is made one of the largest irrigation schemes to improve food supply. The main objective of this study was to characterise the hydro-climatic variability in the Sourou watershed. Climatic and hydrometric data were used to analyse climate variability in the watershed from 1971 to 2010. Pettitt test and Mann Kendall (MK) trend test were performed to detect rupture of stationary and analyse trend in climatic and hydrometric time series data respectively. The highest flow rates were recorded during the period 1999-2006, following flow deficits observed between 1975 and 1994.

**Keywords:** Burkina Faso, Sourou, Watershed, hydro-climatic variability.

### Introduction

Les prévisions relatives aux ressources en eau en Afrique sub-saharienne font ressortir une pluviométrie décroissante dans les zones arides et semi-arides affectant le niveau d'eau des lacs et réservoirs (HARAMATA, 2005). Cette tendance est qualifiée de nouvelle phase climatique ou de rupture climatique (Carbonnel et Hubert, 1992). En effet, la variabilité pluviométrique est définie au cours des quatre dernières décennies par une succession de saisons des pluies avec un cumul annuel de pluies moins important que la moyenne annuelle des décennies, 1950 et 1960. Le déficit annuel peut être supérieur à 20% (Mahé et Paturel, 2009).

Au Burkina Faso, la disponibilité de l'eau est majoritairement tributaire de la pluviométrie. Depuis une quarantaine d'années, cette pluviosité a souvent baissé, avec des périodes de sécheresse accrue, spécialement durant les années 1980. De plus, les précipitations sont souvent inégalement réparties, d'une année à une autre et au cours d'une même saison des pluies (MEE, 2001). Le bassin versant du Sourou abrite l'un des plus grands aménagements hydro-agricole en vue d'améliorer l'offre alimentaire. Au regard de l'importance de ce bassin pour le pays et de la baisse des hauteurs de pluie observée, quelle est la tendance hydroclimatique récente dans la zone d'étude ?

## 1. Présentation de la zone d'étude

Le bassin versant du Sourou est un bassin transfrontalier entre le Burkina Faso et le Mali. Au Burkina Faso, Il est situé au nord-ouest du pays. La longueur de son cours d'eau est de 90 km en territoire burkinabè. Il draine une partie de l'ancienne plaine lacustre du Gondo et couvre une superficie de 15 200 km<sup>2</sup>. Sur le plan administratif, il fait partie des régions de la Boucle du Mouhoun et du Nord (Figure 1).

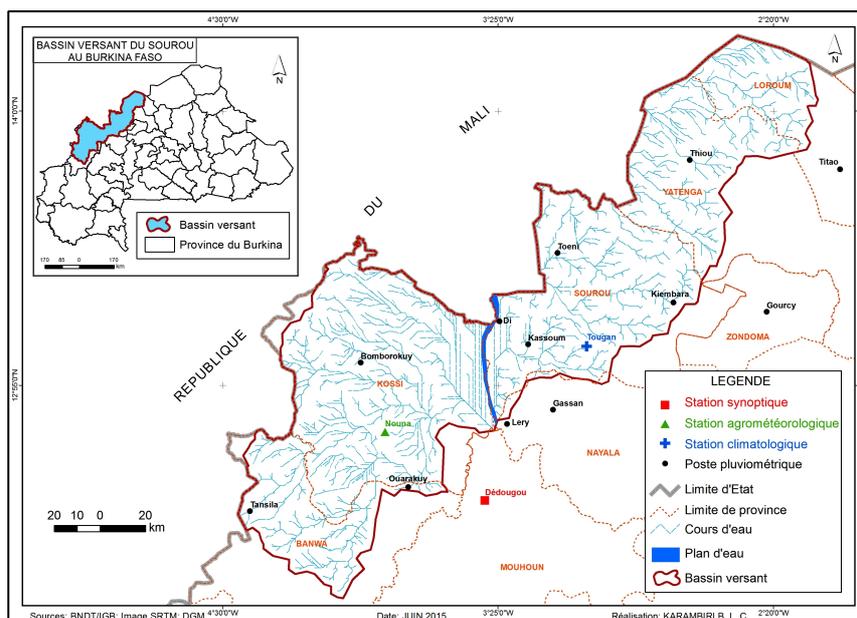


Figure 1. Situation de la zone d'étude

## 2. Démarche méthodologique

La démarche méthodologique adoptée pour cette étude repose sur une approche quantitative. De 1971 à 2010, l'étude de la variation hydro-climatique est faite à travers les paramètres suivants : précipitation, évapotranspiration potentielle et débit.

### 2.1. Interpolation des données de pluie

Pour la régionalisation des données, la méthode de polygonation de Thiessen est utilisée (Koumassi, 2014). Cette méthode est basée uniquement sur les pluies observées et consiste à attribuer à chaque pluviomètre une zone d'influence présumée telle qu'un point situé dans cette zone soit plus près en distance horizontale de ce pluviomètre que de toute autre.

### 2.2. Recherche de ruptures de stationnarité et détermination de la tendance

La détection des ruptures dans les séries pluviométriques et hydrométriques a été faite par l'application du test de Pettitt.

Le test de tendance de Mann-Kendall (MK) a servi à la détermination de la tendance dans les séries climatiques et hydrométriques.

### 2.3. Bilan climatique

Le bilan climatique exprime la différence entre la somme des abats pluviométriques et celle de l'évapotranspiration potentielle. Il a été calculé suivant la formule  $P_u = P - ETP$ . Avec  $P_u$  (bilan climatique),  $P$  (pluviométrie),  $ETP$  (Evapotranspiration potentielle).

### 2.4. Bilan hydrologique

L'équation du bilan hydrologique considérée dans cette étude est celle utilisée par Le Barbé *et al.*, 1993. Elle s'écrit :

$P = E + L + I + (S_1 - S_0)$ , Avec en mm : P = précipitations ; E= évaporation réelle ; L= écoulement ; I= recharge (infiltration) et  $S_1 - S_0$ = variation du stock d'eau souterraine présent dans le bassin.

### 3. Résultats et discussion

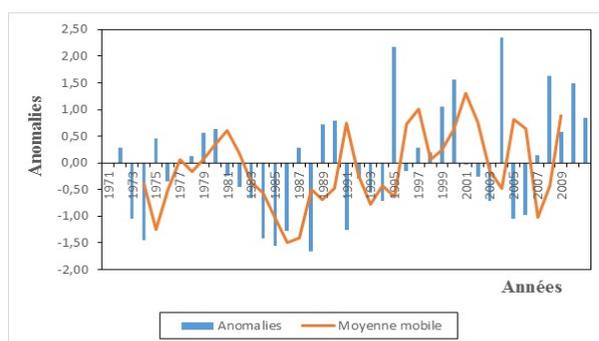
La variabilité du climat est appréciée par les relevés des postes pluviométriques du bassin versant du Sourou au Burkina Faso ainsi que les relevés de la station synoptique de Dédougou sur une série de données de 1971 à 2010 se rapportant à la pluviométrie.

La variation de l'écoulement est estimée par les relevés hydrométriques du bassin versant.

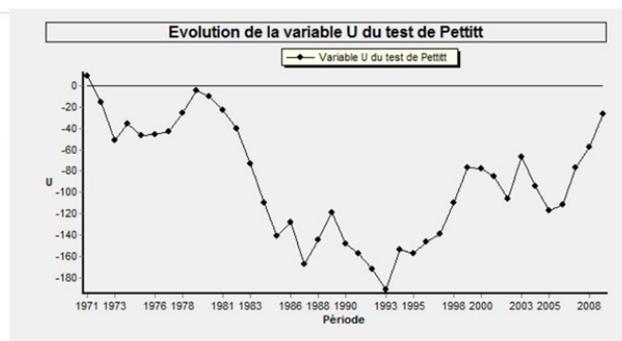
#### 3.1. Variabilité interannuelle de la pluviométrie et recherche de rupture et de tendance dans la série pluviométrique.

L'observation des moyennes de précipitations annuelles (1971-2010) dans le bassin versant du Sourou au Burkina Faso (Figure 2) suggère une baisse de la pluviométrie entre 1970 et 1983 et puis une augmentation à partir de 1984. L'année 1993 a été la plus arrosée. Lebel et Ali (2009) ont constaté une diminution de la pluviométrie moyenne interannuelle entre 1971 et 1990 dans tout le bassin versant du Sourou (Burkina Faso et Mali).

Le test de Pettitt détecte une rupture de stationnarité, significative au seuil de 99 % en 1993 (figure 3). Cette rupture se traduit par une hausse des précipitations après 1993.



**Figure 2.** Variation interannuelle des hauteurs de pluies dans le bassin versant du Sourou au Burkina Faso. Source : Direction nationale de la Météorologie



**Figure 3.** Test de Pettitt appliqué à la série pluviométrique de 1971 à 2010. Source : Direction nationale de la Météorologie

Ce résultat concorde avec celui de Ouédraogo, (2015) qui a constaté une rupture autour des années 1990 dans le bassin versant de Yacouta au sahel burkinabè.

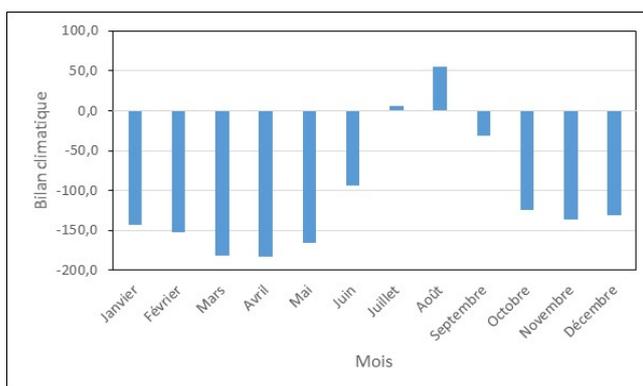
Le test de tendance de Mann Kendall appliqué sur la même série témoigne d'une reprise pluviométrique qui devient significative au seuil de 95 % à partir de 1990. Cela est ponctué par une rupture de stationnarité entre 1992-1994 avec des déficits pluviométriques entre la période avant 1992 et une légère reprise après 1994. Dao et al. (2010) ont constaté une rupture en 1992 avec un excès de plus de 17 % après cette rupture sur le bassin transfrontalier de Kolondièba au sud du Mali. Panthou et al. (2012) ont fait le même constat au sein du bassin du fleuve Niger en trouvant une rupture positive et un retour à des conditions plus humides en 1990. Ces résultats pourraient permettre, en termes d'évolution des précipitations, de situer le Bassin versant du Sourou au centre du sahel (Monerie, 2014). En effet l'étude basée sur des simulations climatiques montre une hausse des précipitations au centre s'expliquant surtout par une plus grande convergence des flux dans les basses couches, ainsi qu'une pénétration plus au nord de la mousson.

### 3.2. Bilan climatique

Le bilan climatique a surtout été appliqué à des régions ayant une saison sèche et une saison pluvieuse. C'est le cas du bassin versant du Sourou au Burkina Faso. Au pas de temps annuel, le bilan climatique est déficitaire pour la période 1971-2010 dans le bassin. En effet, la pluviométrie est inférieure à l'évapotranspiration potentielle annuelle. Ce déficit est vérifié tout au long de l'année.

Le bilan climatique réalisé au pas de temps mensuel (Figure 4) identifie deux saisons opposées :

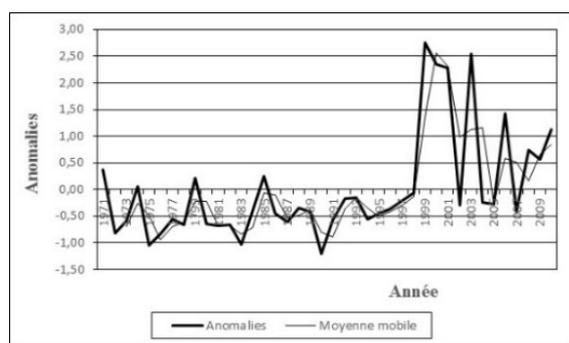
- deux mois humides de juillet à août, avec un maximum en août. Ces mois fournissent d'importants surplus d'eau à la rivière Sourou et favorisent l'alimentation des réservoirs souterrains du bassin versant ;
- entre septembre et juin, ce sont les mois secs où la demande évaporatoire de l'atmosphère est très importante, avec un fort amenuisement et même l'assèchement des réserves d'eau du sol.



**Figure 4.** Précipitations annuelles dans le bassin versant du Sourou au Burkina (1971-2010) ;  
Source : Direction nationale de la Météorologie

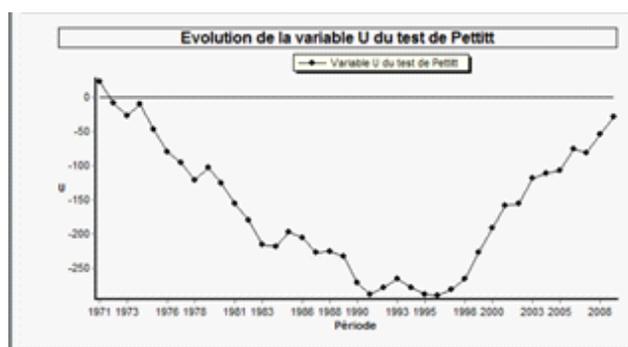
### 3.3. Variation interannuelle de l'écoulement et détection de rupture de stationnarité dans la série hydrométrique annuelle du bassin versant.

Pour analyser les variations de l'écoulement, le choix du bassin versant comme unité spatiale d'étude s'impose (Vissin, 2007). Pour cette étude nous considérons le bassin hydrologique du Sourou au Burkina Faso. La figure 5 et 6 présente respectivement l'évolution interannuelle des débits moyens annuels (valeurs centrées réduites) de la rivière Sourou et la mise en évidence de rupture de stationnarité dans les séries hydrologiques annuelles par le test de Pettitt dans le bassin versant du Sourou au Burkina Faso de 1971 à 2010.



Source : Direction générale des ressources en eau

**Figure 5.** Evolution interannuelle des débits moyens annuels du Sourou.



**Figure 6.** Test de Pettitt appliqué aux données hydrométriques.

La période 1971 et 2010 a été marquée par les crues de 1999, 2001, 2003 et 2006 et des années de grands déficits d'écoulement en 1975, 1983, 1990. Vissin (2007) a trouvé de grands déficits d'écoulement en 1976 et 1983 dans les sous-bassins du bassin béninois du fleuve Niger.

Le test de Pettitt appliqué à la série hydrométrique du bassin versant de 1971 à 2010 détecte une rupture de stationnarité de l'écoulement (valeur du débit moyen annuel) en 1996 significative à 99 %. Après 1996, on constate que les débits sont plus importants. Le test de Mann-Kendall décèle également un changement dans l'écoulement du bassin en 1996 avec une tendance à la hausse.

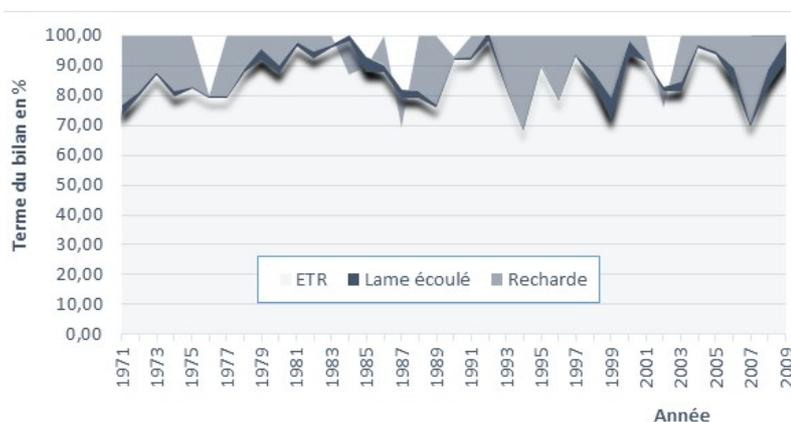
### 3.4. Bilan Hydrologique

La figure 7 présente l'évolution du bilan hydrologique dans le bassin versant du Sourou au Burkina Faso et le tableau 1 donne la proportion de chaque terme du bilan.

**Tableau 1.** Proportion de chaque terme du bilan hydrologique dans 100 % de pluie pour les périodes 1971-1996, 1997-2010. Source : Direction générale des ressources en eau.

Période	Pluie (mm)	Evaporation (mm)	Écoulement (mm)	Recharge (mm)
1971-1993	610,04	541,82	10,72	57,50
1994-2010	706,62	595,52	23,43	87,67
Ecart	-96,58	-53,7	-12,71	-30,17

De l'analyse de la figure 7 on note que pour une hauteur de pluie de 100 % reçue dans le bassin versant, on relève selon les années 58 à 88 % pour l'évaporation, 13 à 20 % pour la recharge et 1 à 6 % pour l'écoulement. Il y a donc d'énormes pertes par évaporation. Ces résultats concordent avec ceux de Koumassi (2014) et Atchadé (2014) qui montrent une forte évaporation respectivement dans le bassin versant de la Sota à l'exutoire de Couberi et de la rivière Zou.



**Figure 7.** Débit annuel du Sourou au Burkina Faso. Source : Direction générale des ressources en eau

La comparaison entre les deux sous-périodes 1971-1993 et 1994-2010 déterminées au regard des résultats du test de Pettitt, montre que la part de l'évaporation a connu une baisse (96,58 mm) dans le bassin versant (Tableau 1). Dans le même temps, l'écoulement moyen et la recharge diminuent respectivement de 12,71 mm et 30,17 mm.

### Conclusion

À l'instar de toute l'Afrique de l'Ouest, le bassin versant du Sourou au Burkina Faso a connu de fortes variations des précipitations de 1971 à 2010. Après la baisse enregistrée dans les années 1970, on constate une reprise de la pluviométrie après 1993. Cette reprise de la pluviométrie a eu des impacts sur le fonctionnement hydrologique du cours d'eau entraînant une hausse des débits en 1996. La concordance de la hausse de la pluviométrie et des débits avec un décalage de trois ans montre que le régime des cours d'eau est fortement lié à celui des précipitations. Nous ne pouvons pas savoir si cette reprise permet de retrouver les niveaux des décennies 1950 et 1960 à cause de la longueur limitée de la série étudiée (1971-2010).

## Remerciements

Ce travail a bénéficié du financement de IED Afrique dans le cadre du Programme de Bourse de Recherche du projet Promouvoir la Résilience des Economies en zones Semi-arides (PRESA). Merci au Projet PRESA et au service de coopération et d'action culturelle de l'ambassade de France au Burkina Faso.

## Bibliographie

- Atchadé G. A. A., 2014. *Impacts de la dynamique du climat et de l'occupation des terres sur les ressources en eau du bassin versant de la rivière Zou dans le Bénin méridional* (Thèse de doctorat). Université d'Abomey Calavi, Cotonou, Bénin.
- Carbonnel J. P., Hubert P., 1992. Pluviométrie en Afrique de l'Ouest soudano-sahélienne. Remise en cause de la stationnarité des séries. In M. G. E. Le Floch, A. Cornet & J.-C. Bille (éds.). *L'aridité, une contrainte au développement, caractérisation, réponses biologiques. Stratégies des sociétés*. Paris, ORSTOM, Collection Didatiques, 37-51.
- Dao A., Kamagate B., Mariko A., Goula B. T. A., Seguis L., Maiga H. B., Savane I., 2010. Variabilité climatique et réponse hydrologique du bassin versant transfrontalier de Kolondiéba au sud du Mali. *European Journal of Scientific Research*, **43**, 435-444.
- HARAMATA, 2005. Qui contrôle l'eau ? *Bulletin des zones arides : Peuples, politiques, programmes*, **48**, 28 p.
- Koumassi D. H., 2014. *Risque hydroclimatique et vulnérabilité des écosystèmes dans le bassin versant de la Sota à l'exutoire de Couberi* (Thèse de doctorat). Université d'Abomey Calavi, Cotonou, Bénin.
- Le Barbé L., Alé G., Millet B., Texier H., Borel Y., 1993. *Monographie des ressources en eaux superficielles de la République du Bénin*. Paris, ORSTOM, 540 p.
- Lebel T., Ali A., 2009. Recent trends in the Central and Western Sahel rainfall regime (1990-2007). *Journal of Hydrology*, **375**, 52-64.
- Mahé G., Paturel J., 2009. 1896-2006 Sahelian annual rainfall variability and runoff increase of Sahelian Rivers. *Comptes Rendus Geosciences*, **341**, 538-546.
- MEE, 2001. *Gestion Intégrée des Ressources en Eau : état des lieux des ressources en eau du Burkina Faso et de leur cadre de gestion*, rapport final, 241 p.
- Monerie P. A., 2014. *Le changement climatique en région de mousson africaine : évolution des champs pluviométriques et atmosphériques dans les simulations CMIP3 et CMIP5 sous scénario A1B et rcp45. (1960-1999, 2031-2070)* (Thèse de doctorat). Université de Bourgogne, Dijon, France.
- Ouédraogo B., 2015. *Stratégies d'adaptation des agropasteurs à la variabilité climatique dans le bassin versant de yakouta (Burkina Faso)* (Thèse de doctorat). Université de Ouagadougou, Burkina Faso.
- Panthou G., Vischel T., Lebel T., Jardinier G., 2012. *Analyse et modélisation de la variabilité hydro-climatique au sein du bassin du fleuve Niger*, journée des thèses Grenoble.
- Vissin E. W., 2007. *Impact de la variabilité climatique et de la dynamique des états de surface sur les écoulements du bassin béninois du fleuve Niger* (Thèse de doctorat). Université de Bourgogne, Dijon. France.

## LES PRÉCIPITATIONS EXCEPTIONNELLES DE L'ANNEE 2014 DANS LA GRECE SEPTENTRIONALE

MAHERAS P.<sup>1</sup>, KOLYVA-MACHERA F.<sup>2</sup> TOLIKA K.<sup>1</sup>, ANAGNOSTOPOULOU C.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Département de Météorologie et de Climatologie, Université de Thessaloniki, Grèce, maheras@geo.auth.gr

<sup>2</sup>Département de Mathématiques, Université de Thessaloniki, Grèce.

**Résumé** – L'année 2014 est considérée comme exceptionnellement humide en Grèce et en particulier dans la Grèce septentrionale où se trouve la station de Thessaloniki. Dans ce travail, on analyse statistiquement le caractère pluviométrique exceptionnel des quatre saisons de l'année 2014 dans la Grèce septentrionale. On utilise surtout les données de la station de l'université de Thessaloniki pour la période 1958-2014 et d'une façon complémentaire les données d'autres stations de la Grèce septentrionale. On utilise également les données des réanalyses NCEP/NCAR sur une maille de 2.5° au niveau de 500hPa. D'après les résultats obtenus, on constate que durant l'année 2014 on a dépassé tous les records des précipitations journalières mensuelles saisonnières et annuelles.

**Mots-clés** : Précipitations exceptionnelles, Grèce septentrionale, année 2014, indices de circulation.

**Abstract** – *The extreme precipitations of the year 2014 over northern Greece.* The year of 2014 is considered as an exceptionally humid year in Greece, especially for northern Greece, where the station of Thessaloniki is located. In the present study we made an attempt to analyse statistically the main characteristics of these extreme rainfall conditions over northern Greece, on a seasonal basis. We utilized daily data from the station of Thessaloniki for the time period 1958-2014 as well as complementary data from other stations in the domain of study. We also used data from the re-analysis NCEP.NCAR data base on a 2.5o spatial scale both at the 500 hPa level. The results for the study showed that for the year of 2014, Thessaloniki has exceeded all the previous precipitation records in every time scale (daily, monthly, seasonal and annual).

**Keywords:** extreme precipitations, northern Greece, 2014, circulation indices.

### Introduction

Les recherches portant sur les précipitations en Grèce montrent qu'il y a une longue période (1988-2008) presque continue avec une diminution des précipitations (Markonis et al., 2016), mais, à partir de l'année 2009, les précipitations augmentent, augmentation qui atteint son maximum durant l'année 2014. En effet, l'année 2014 est considérée comme exceptionnellement humide en Grèce et en particulier dans la Grèce septentrionale où se trouve la station de Thessaloniki.

Dans ce travail, on analyse statistiquement le caractère pluviométrique exceptionnel des quatre saisons de l'année 2014 dans la Grèce septentrionale et on essaie également d'étudier les facteurs météorologiques responsables de cet excès.

### 1. Données et méthodes

On utilise les données de pluviométrie journalière de la station de l'université de Thessaloniki pour la période 1958-2014 et d'une façon complémentaire les données d'autres stations de la Grèce septentrionale (Figure 1). On utilise également les données des réanalyses NCEP/NCAR sur une maille de 2.5° au niveau de 500hPa pour une fenêtre s'étendant de 30°N à 80°N en latitude et de 20°W à 45°E en longitude.

A partir des données journalières de la période étudiée, nous avons calculé les totaux mensuels, saisonniers et annuels ainsi que les hauteurs mensuelles, saisonnières et annuelles correspondant aux probabilités de 20%, 40%, 60% et 80%. Nous avons également calculé les écarts des hauteurs de l'année 2014 par rapport aux hauteurs annuelles de la période étudiée. Ensuite, nous avons comparé les hauteurs maximales journalières mensuelles et saisonnières

de l'année 2014 avec les hauteurs maximales (journalières, mensuelles et saisonnières) de la période étudiée (1958-2014). Enfin, nous avons calculé le nombre total des jours de pluie de l'année 2014 ainsi que les jours de la même année correspondant aux intensités journalières >10mm, >20mm et >30mm. Ensuite, nous avons comparé ces chiffres avec ceux correspondant aux fréquences moyennes de la période étudiée.

L'explication des résultats obtenus a été faite par le moyen du calcul ainsi que par l'analyse des anomalies mensuelles des géopotentiels au niveau de 500hPa.

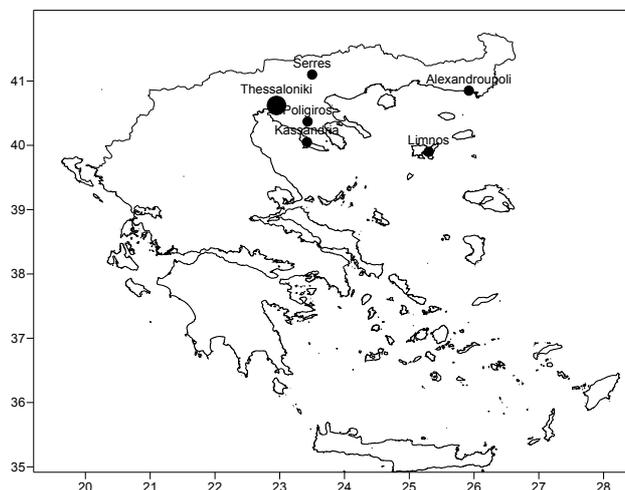


Figure 1. La position des stations météorologiques dans la Grèce septentrionale.

## 2. Analyse des précipitations de l'année 2014

### 2.1 Echelle annuelle.

L'année 2014, avec 912.2 mm, est de loin la plus arrosée de la période 1958-2014. Ce fait est très net sur la figure 2 qui donne les écarts des précipitations annuelles de la période 1958-2013 par rapport aux précipitations de l'année 2014.

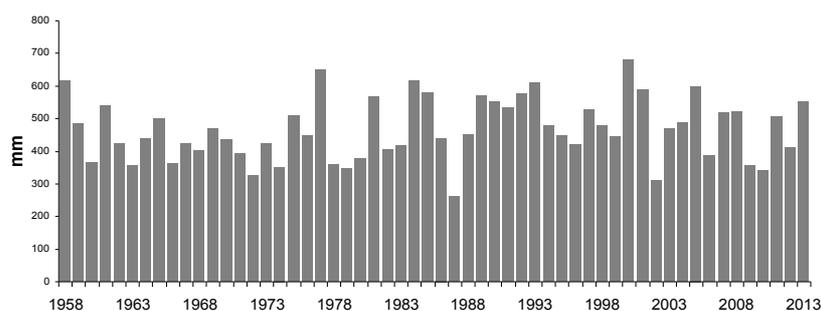
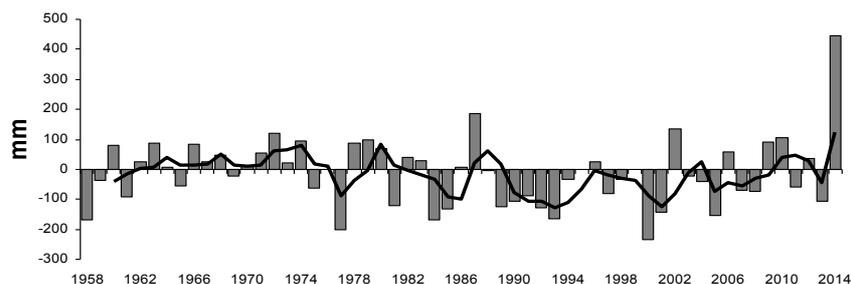


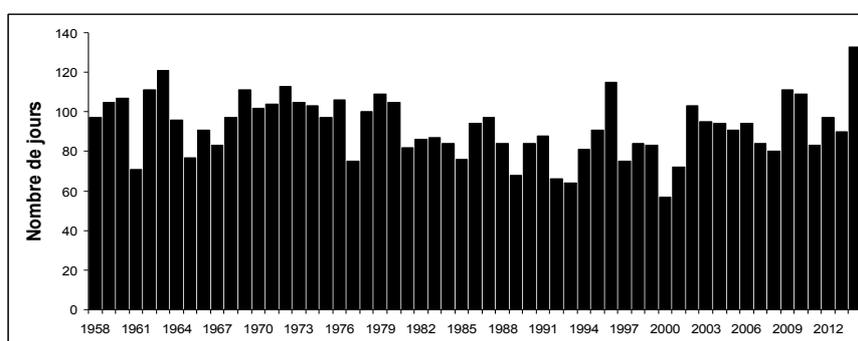
Figure 2. Ecarts des précipitations annuelles de la période 1958-2013 par rapport aux précipitations de l'année 2014 à Thessaloniki.

On voit que tous les écarts sont positifs ; l'année 2000 qui présente le maximum de ces écarts, est la plus sèche de la période et au contraire l'année 1997 est la plus humide (excepté l'année 2014) car elle présente le minimum de ces écarts. On peut également observer le même phénomène sur la figure 3 qui fournit les anomalies des précipitations annuelles (1958-2014) par rapport à leur moyenne. Le caractère pluvieux apparaît également dans les autres stations de la Grèce septentrionale dont les écarts par rapport à leurs moyenne sont les suivants : à Alexandroupoli (190mm) à Kassandra (230mm) à Limnos (228mm) à Poligiros (514mm) et à Serres (240mm).



**Figure 3.** Anomalies annuelles des précipitations par rapport à leur moyenne de la période 1958-2014 à Thessaloniki (Le trait est la moyenne glissante sur 3 ans).

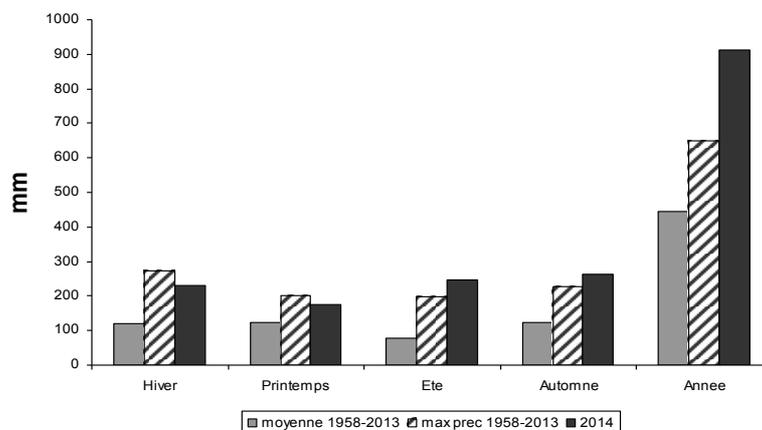
L'année 2014 n'est pas seulement la plus arrosée de la période étudiée, mais elle a connu un nombre maximum des jours de pluie (133 jours) (Figure 4).



**Figure 4.** Nombre de jours de pluie annuelle durant la période 1958-2014 à Thessaloniki.

## 2.2 Echelle saisonnière, mensuelle et journalière à Thessaloniki.

A l'échelle saisonnière, l'automne de l'année 2014 est la saison la plus arrosée ; en effet, on passe d'une moyenne de 122,6mm (période 1958-2013) à 262.8mm (Figure 5 et Tableau 1) suivi par l'été (245,8mm, moyenne=78,2mm). L'hiver avec 229mm (moyenne=120,8mm) occupe la troisième place et le printemps (174,6mm, moyenne=124,3mm) la quatrième. Il est à noter que les précipitations de l'automne et de l'été 2014 constituent un nouveau record des précipitations saisonnières à Thessaloniki.



**Figure 5.** Précipitations saisonnières de l'année 2014 à Thessaloniki comparées aux moyennes saisonnières et aux maximales saisonnières.

En ce qui concerne les jours de pluie, l'hiver avec 37 jours (moyenne=27,5jours), présente le maximum suivi par l'automne et le printemps. L'été connaît 24 jours (15,4jours) de pluie.

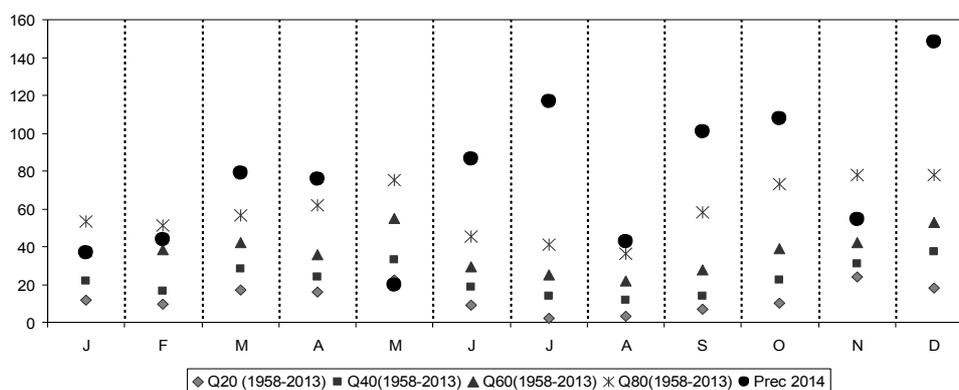
Les fréquences des pluies journalières, classées selon leur intensité, présentent un grand intérêt. C'est ainsi qu'à échelle annuelle, les pluies journalières supérieures à 10mm connaissent des fréquences relativement importantes (27 jours contre 13 jours la moyenne) tandis que celles supérieures à 20mm et à 30mm sont respectivement égales à 9 (4) et 5 (1.5) jours.

**Tableau 1.** Nombre de jours de pluie annuelle et saisonnière (année 2014 et période 1958-2013) et fréquences des pluies journalières selon leur intensité.

	Année 2014		Hiver		Printemps		Ete		Automne	
	Jours	Pluie (mm)	Jours	Pluie (mm)	Jours	Pluie (mm)	Jours	Pluie (mm)	Jours	Pluie (mm)
Total	133	912.2	37	229	36	174.6	24	245.8	36	262.8
>10mm	27	680.8	8	164	6	102.7	5	207	8	207.1
>20mm	9	396.8	3	92.8	0	0	3	176.1	3	127.9
>30mm	5	288	1	37	0	0	2	146.6	2	104.4
Moyenne	Période 1958-2013		Hiver		Printemps		Ete		Automne	
	Jours	Pluie (mm)	Jours	Pluie (mm)	Jours	Pluie (mm)	Jours	Pluie (mm)	Jours	Pluie (mm)
Total	91.7	446.0	27.5	120.8	27.7	124.3	15.4	78.2	21.2	122.6
>10mm	13.0	247.2	3.4	60.7	3.6	64.8	2.3	47.2	3.7	74.5
>20mm	4.0	124.0	0.9	27.1	1.0	28.9	0.8	26.8	1.3	41.2
>30mm	1.5	63.5	0.3	12.4	0.3	10.9	0.4	14.4	0.6	25.8

Les apports de ces jours de pluie sont également très importants : 680.8mm (contre 247mm la moyenne) pour les jours d'intensité >10mm, 396.8mm (124mm) pour les jours d'intensité >20mm et enfin 288mm (63,5) mm pour les jours d'intensité >30mm. A savoir que les apports des précipitations journalières > 10mm , >20mm et >30mm sont, au moins, trois fois plus élevées que leurs moyennes (Tableau 1). A échelle saisonnière l'été et l'automne avec 5 jours d'intensité >10mm connaissent le maximum de l'apport saisonnier égal à 207mm .

L'examen des pluies mensuelles (Figure 6) reflète encore une fois le caractère très pluvieux de l'année 2014. C'est ainsi que les précipitations de 8 mois (mars, avril, juin, juillet, août, septembre, octobre et décembre), connaissent un total supérieur à (Q<sub>80</sub>) de la période étudiée, 2 mois (janvier et février) connaissent des totaux supérieurs à (Q<sub>40</sub>) et un seul mois (mai) présente des pluies égales à (Q<sub>20</sub>).



**Figure 6.** Place des pluies mensuelles de l'année 2014 par rapport à la période d'étude 1958-2014.

Sur l'ensemble de la période étudiée, le mois de juillet 2014 est caractérisé par le maximum journalier (107,3mm) tombé le 15 juillet. Ce maximum journalier a provoqué des inondations catastrophiques dans la ville.

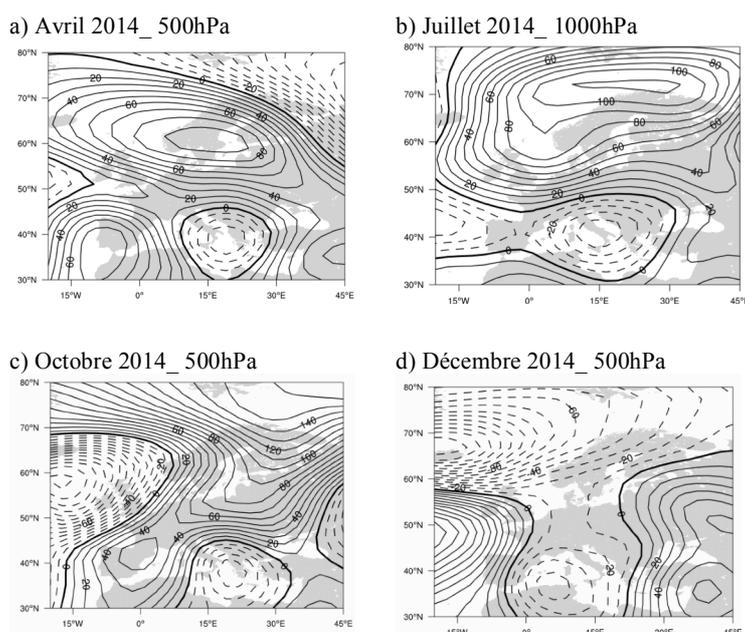
### 2.3 Les facteurs météorologiques responsables des excès pluviométriques durant l'année 2014.

Ainsi, nous avons calculé les anomalies mensuelles des géopotentiels au niveau de 500hPa pour une fenêtre s'étendant de 30°N à 80°N de latitude et de 20°W à 45°E de longitude.

Pourtant, compte tenu du nombre limité de pages imparties, nous présentons uniquement les champs des anomalies de quatre mois, un mois par saison (avril, juillet, octobre et décembre) ; il s'agit des mois les plus arrosés durant l'année 2014.

D'après la figure 7 (a,b,c,d) on constate que la position des centres des anomalies des quatre mois est relativement différente surtout en ce qui concerne les centres des anomalies positives. En effet, en avril, de fortes anomalies positives se trouvent au nord de la Scandinavie (Figure 7a) et s'étendent jusqu'à l'Europe centrale alors qu'une zone d'anomalies négatives dont le centre se trouve au SW de la Grèce occupe presque toute la Méditerranée centrale. En décembre, le centre des fortes anomalies positives se trouve sur l'océan Atlantique oriental, sur le SW des îles Britanniques et s'étend jusqu'à la Méditerranée occidentale (Figure 7d) tandis que de faibles anomalies négatives centrées aux alentours de la Grèce couvrent notre pays et l'Afrique du nord. Enfin, en juillet et en octobre les configurations des centres des anomalies (Figure 7b,c) avec la présence des centres positifs sur la Scandinavie et les centres négatifs au SW de la Grèce ne diffèrent pas beaucoup de la configuration d'avril.

La configuration des champs des anomalies des mois d'avril de juillet et d'octobre rappelle une expression de la phase positive du mode de téléconnection nommé SCAND (Scandinavian Pattern, Barnston and Livezly, 1987) où cette phase positive est associée à des précipitations élevées partout en Europe méridionale. D'autre part, la configuration des champs d'anomalies du mois de décembre rappelle (bien que la position des anomalies positives soit plus au sud par rapport à la position moyenne de cette téléconnection) la phase positive de la téléconnection EMPI définie par Hatzaki et al., 2007. On doit ici ajouter que l'étude des conditions météorologiques des autres mois de l'année 2014 montre que les téléconnections qui apparaissent rappellent soit les deux déjà mentionnées (SCND : mars, avril, juillet, octobre, novembre et EMPI : mai, septembre, décembre) soit la téléconnection NCP (North Sea – Caspian Pattern, janvier, février, juin, août) définie par Kutiel et al., 2002. Ainsi, durant tous les mois de l'année 2014, la Grèce septentrionale a été sous l'influence d'une circulation cyclonique, plus ou moins forte, génératrice des fortes précipitations.



**Figure 7.** Les anomalies des géopotentiels des mois : avril, juillet , octobre et décembre 2014 à 500hPa

## Conclusion

Après une longue période d'anomalies négatives importantes des précipitations en Grèce septentrionale, l'année 2014 a été une année caractérisée par des excès pluviométriques : excès annuels, saisonniers, mensuels et journaliers. Ces excès ont produit un certain nombre des problèmes comme par exemple des inondations importantes dans plusieurs régions provoquant des dégâts matériels très importants ainsi que des morts. Pourtant, les fortes précipitations de l'année 2014 ont présenté également des avantages. En effet, les réservoirs d'eau superficiels sont actuellement presque pleins et les réservoirs souterrains partiellement également. La question qui se pose est de savoir si l'apparition de ces excès pluviométriques se situe dans le cadre de la variabilité naturelle du climat ou s'il s'agit d'un effet des changements climatiques d'origine anthropique. La réponse ne peut pas être claire bien que tous les modèles climatiques prévoient au moins pour la Méditerranée une intensification des phénomènes pluviométriques (Anagnostopoulou et al., 2006). Il faut attendre la seconde moitié du XXI<sup>e</sup> siècle pour distinguer les variations des précipitations ainsi que les excès prévus par les scénarios climatiques. Enfin, les fortes précipitations de l'année 2014 ont été attribuées à la persistance de trois dipôles : Scandinavian Pattern (SCAN), Eastern Mediterranean Pattern (EMP) et NCP (North Sea –Caspian Pattern).

## Bibliographie

- Anagnostopoulou C., Tolika K., Flocas H., Maheras P., 2006. Cyclones in the Mediterranean region : Present and Future climate scenarios derived from a General Circulation Model (HadAM3P). *Advances in Geosciences*, **7**, 9-14.
- Barnston A. G., Livezey R. C., 1987. Classification, seasonality and persistence of low – frequency atmospheric circulation patterns. *Mon. Weather Rev.*, **115**, 1083-1126.
- Hatzaki M., Flocas H., Asimakopoulos D.N., Maheras P., 2007. The eastern Mediterranean teleconnection pattern: identification and definition. *Int. J. Climatology*, **27**, 727-737.
- Hatzaki M., Flocas H., Giannakopoulos C.H., Maheras P., 2009. The impact of the eastern Mediterranean teleconnection pattern at the Mediterranean climate. *J.Clim.*, **22**, 977-992.
- Kutiel H., Benaroch Y., 2002. North Sea – Caspian Pattern (NCP)- an upper level atmospheric teleconnection affecting the Eastern Mediterranean: implications on the regional climate. *Theor. Appl. Climatol.*, **72**, 173-192.
- Markonis Y., Koutsoyiannis S.C., Batelis Y., Dimakos Y., Moschou E., 2016. Temporal and spatial variability of rainfall over Greece. Submitted for publication on the *Theor. Appl. Climatol.*

## LA VARIABILITÉ DES TYPES DE TEMPS MENSUELS AU XVIII<sup>ÈME</sup> SIÈCLE À LAVAL : APPROCHE MÉTHODOLOGIQUE

MARCHAND J.-P.<sup>1</sup>, PLANCHON O.<sup>1</sup>, BONNARDOT V.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Université Rennes 2, LETG-Rennes COSTEL UMR 6554 CNRS, 2 Place du Recteur Le Moal, 35043 Rennes Cedex, jean-pierre.marchand@univ-rennes2.fr

« Le climat c'est à quoi on s'attend, la météo c'est ce qu'on obtient »  
Robert Heinlein (Time enough for love)

**Résumé** – Une série de 20 ans (1757-1776) fournie par le journal de Guittet de la Houllerie donne des renseignements mensuels utilisables décrivant le climat. Elle cerne la variabilité interannuelle en types de temps mensuels ressentis (humide, sec, froid, grand froid, chaud et normal). Elle est caractéristique du PAG par ses hivers froids et ses étés frais et humides. La notion de type de temps « normal » est discutée.

**Mots-clés** : Laval, climat, 18<sup>ème</sup> siècle, variabilité interannuelle, PAG, données textuelles.

**Abstract** – *Variability of monthly weather types during the XVIII century at Laval : methodological approach.* A 20-year dataserie (1757-1776) was obtained from Guittet de la Houllerie's journal, in which information on a monthly basis describing climate was used. The interannual variability in terms of perceived weather types for a given month (wet, dry, cold, very cold, warm and normal) was identified. The period is characterized by its cold winters and cool and wet summers as those of the Little Ice Age. The notion of "normal" weather type is discussed.

**Keywords**: Laval, Climate, XVIII century, interannual variability, textual data.

### Introduction

Plus on remonte dans les périodes historiques, plus difficile est la reconstitution du climat dans ses variabilités spatiotemporelle à l'échelle mensuelle. Dans la France de l'ouest par exemple, les données instrumentales sont absentes avant le XIX<sup>ème</sup> siècle et les diverses approches proposées par Le Roy Ladurie (glaciers, dates de vendanges, gels de rivières...) ne sont pas utilisables. Une reconstitution ne peut alors reposer que sur des données textuelles issues de registres paroissiaux ou de livres de raison. Outre que le climat n'est pas leur finalité première, ils pèchent par leurs trop nombreuses lacunes et leur tendance à privilégier les événements paroxysmiques.

Pour le Bas Maine et le Nord de l'Anjou (le territoire de l'actuel département de la Mayenne), la chronique de Guillaume Le Doyen a permis de proposer une reconstitution du climat au pas de temps saisonnier sur une série de 57 ans entre 1480 et 1537 (Marchand *et al.*, 2015) à partir d'aléas hivernaux et de la vulnérabilité du printemps et de l'été. Par contre, de 1540 à 1709, les données publiées sont très rares, y compris pour les hivers du XVII<sup>ème</sup> siècle. Elles sont beaucoup plus fréquentes au XVIII<sup>ème</sup> où toutes les grandes catastrophes du siècle sont répertoriées, mais elles restent insuffisantes pour approcher la variabilité climatique mensuelle sur les plans thermique (Rousseau, 2009) et pluviométrique.

### 1. La détermination d'un échantillon représentatif

Sur 261 communes, seules 61 ont au moins un événement climatique signalé au XVIII<sup>ème</sup> siècle et Laval est « présente » pour 51 années entre 1700 et 1789. Cette première approche a permis de dégager l'information disponible en termes climatiques et de préciser les nombreuses lacunes et les rares séries potentiellement utilisables. En effet, ces sources ne fournissent que peu de séries longues et fiables en comparaison de la série de la Renaissance tirée de la chronique de Guillaume Le Doyen.

Cependant la chronique, publiée en 1886 par J. Fizelier et B. de Broussillon d'un notable lavallois, Guitet de la Houllerie (GLH), permet de cerner la variabilité climatique pour une série de 17 ans comprise entre 1757 et 1776. GLH est né en 1698 et est décédé en 1778. Il a donc connu la fin du règne de Louis XIV, celui de Louis XV et le début de celui de Louis XVI. Il a 11 ans lors du grand froid de 1709 et connaîtra ceux de 1740, 1766 et 1776. Si sa chronique, dans ses débuts, évoque la vie lavalloise avec des notations sur l'évolution du temps, elle est totalement consacrée au climat de 1750 à la veille de sa mort.

Ses notes sont précises même si elles ne sont pas toujours aussi complètes qu'en 1771 : *« Pluies ont continuées jusqu'au 8 janvier. Puis vent qui tourne au nord. Quantité de neige jusqu'au 24 janvier. Un pied de hauteur et a cessé puis a recommencé le 10 février jusqu'au 17 février à 7 ou 8 pouces de hauteur. Le 24 du dit mois de mars : vent de nord froid qui a continué jusqu'au 25 avril avec grésil, neige dans la semaine sainte et gelée tous les jours depuis Pâques. Nouvelle lune d'avril a commencé le 16 avec le froid. Et neige extrêmement fournie. Temps sec et froid jusqu'au 16 mai puis pluie douce qui a rachetée les foins et les grains. 16 juin ouragan de nord ouest. Vigile de St-Jean froid à glace. Juillet sécheresse. Août sec au commencement la suite de temps en temps. L'année 1771 a été absolument mauvaise, le blé cher, le vin mauvais, point de cidre »*. Mais quelles que soient les années, on a des lacunes, des mois pour lesquels le climat n'est pas décrit.

Si la précision de son vocabulaire autorise une lecture avec une incertitude moindre que pour les climats saisonniers de la Renaissance interprétés d'après Guillaume Le Doyen, il ne s'agit pas de types de temps issus de données instrumentales mais bien de types de temps vécus par GLH même s'il avait probablement eu connaissance de températures mesurées : ainsi il signale que l'épisode de 1740 est *« presque aussi vif »* qu'en 1709 et celui de 1768 *« égale celui de 1709 »* et celui de 1776 est *« ¼ de degré de moins qu'en 1740 »*.

C'est entre 1757 et 1776 que l'on a des données « convenables » (et pour uniquement 17 d'entre elles) qui vont constituer l'échantillon à partir duquel va être abordé la variabilité climatique à Laval au XVIII<sup>ème</sup> siècle.

## **2. Les données absentes correspondent elles à des mois « normaux » ?**

En général les historiens (Lebrun, 1971) ont tendance à considérer qu'en l'absence de renseignements, la période relève d'une « normalité climatique » sans que cette dernière ne soit jamais définie, et que seuls les aléas susceptibles d'obérer les récoltes sont signalés dans les registres paroissiaux et les livres de raison. Le texte de Guitet de la Houllerie leur donne tort en ce sens que les renseignements sont essentiellement de nature climatique et qu'ils sont précis. Ainsi, la fréquence relativement faible des lacunes autorise l'hypothèse : le climat d'un mois sans notation a été « tel qu'on l'attendait », compte tenu de l'époque, et que GLH a constaté « un temps de saison » (TDS). Celui-ci est défini par l'absence de phénomènes remarquables qui ont pu surprendre les contemporains. La certitude que l'on a sur les mois « TDS » peut être estimée au maximum à 3 sur une échelle de 1 à 5.

A contrario, la fréquente absence de données pour la période qui va de septembre à novembre ne s'explique pas par une normalité, mais bien parce que les travaux agricoles « tournent au ralenti » et que l'absence de vigne depuis la fin du XVI<sup>ème</sup> siècle fait que les vendanges (Musset, 1917) n'ont plus le rôle important qu'elles avaient du temps de Guillaume Le Doyen (Marchand *et al.*, 2015). Ainsi de septembre à novembre, l'estimation de la certitude sur les « TDS » est quasi nulle.

Il peut paraître surprenant de s'intéresser à la variabilité du climat pour des mois pour lesquels on n'a pas de renseignements. Mais dans le cas présent, on a formulé l'hypothèse,

que, compte tenu de la qualité des données on pouvait les considérer comme des mois au climat « normal » avec une incertitude proche de 3.

Les « temps de saison » représentent selon le mois de 18 % à 57 % des cas (Figure 1), ce qui peut être un indicateur de variabilité inter mensuelle avec une plus ou moins forte stabilité climatique : plus le pourcentage est élevé, moindre serait la dispersion des types de temps.

Ainsi mars, juin et décembre seraient les mois les plus en phases avec ce à quoi GLH s'attendait et, à l'opposé, avril, mai et surtout juillet ne seraient pas conformes, avec un printemps et un été « normaux ». Ceci laisserait penser également à une péjoration par rapport à un climat « normal » correspondant au vécu de GLH.

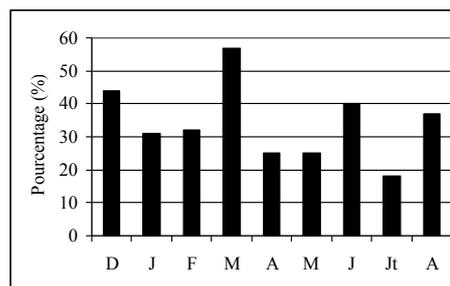


Figure 1. Histogramme des fréquences des mois « temps de saison », de décembre à août.

### 3. Estimation de la variabilité climatique mensuelle

Dans une première phase on a interprété en terme climatique les notes de GLH (Tableau 1). L'absence de données pour les mois d'automne explique leur non prise en compte car l'incertitude est alors trop importante.

Tableau 1. Le climat mensuel à Laval de 1757 à 1776 selon Guitet de la Houllerie (\*temps donné pour la saison).

AN	DEC A-1	JANV	FEV	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUILLET	AOUT
1757		Très froid					??	Canicule	Pluie
1758					Sec chaud	Froid vent N			
1757									
1760	Froid +	Froid ++	Froid	Frais * (vent)	Frais * (vent)	Frais* (vent)	Chaud sec	Chaud sec	Chaud * sec
1761							Doux * pluie	Doux* pluie	Doux* pluie
1762	Pluie *	Pluie *	Pluie *	Pluie	Pluie	Sec chaud	Sec chaud	Sec chaud	Pluie
1764									
1765	Froid ++	Froid ++	Froid ++						
1766	Sec	Sec froid +	Sec	Sec	Pluie	Pluie	Pluie	Pluie	Chaud sec
1767					Froid	Froid sec	Froid +	Chaud sec	Chaud assez sec
1768		Froid ++ Sec ?		Froid /doux	Pluie	Chaud humide	Pluie Chaud	Chaud * humide	Chaud * humide
1769	Pluie	Pluie	Pluie		Pluie		Soleil frais	Soleil frais	Soleil frais
1770									
1771	Pluie	Humide froid	Humide froid	Humide froid	Froid+	Froid /doux	Froid	Froid sec	Chaud
1772		Humide ?	Pluie		Froid	Froid	Chaud	Froid sec	Froid sec
1773	Doux *	Doux *	Froid *	Froid *	Froid*	Frais sec	Froid	Froid	Froid sec
1774	Pluie doux	Pluie * doux	Pluie * doux	Pluie doux	Froid pluie	Froid pluie	Frais sec	Frais sec	???
1775						Humide	Sec	Sec	
1776	Froid ++	Froid +	Pluie vent		Sec/pluie/ sec	Froid et sec ?	Doux		

Dans une deuxième phase (Tableau 2), le vocabulaire a été simplifié autour de 4 critères : humide, sec froid, chaud et de leurs combinaisons, permettant des calculs de fréquence et donnant une approche satisfaisante de la variabilité interannuelle auxquels on rajoute les mois au climat non signalé, considérés comme « temps de saison » (TDS).

**Tableau 2.** Fréquence des types de temps (%) de décembre à août au cours de la période 1757-1776.

TYPES DE TEMPS	DEC	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOU	SEP	OCT	NOV
CHAUD HUMIDE						6	6	12,5	6			
DOUX HUMIDE	6	6	6	6		6	6	6	6			
FROID HUMIDE		6	6	6	6	6						
CHAUD SEC					6	6	12,5	18	18			
FRAIS SEC						6		12,5				
FROID SEC						12,5		18				
HUMIDE SEC	19	25	25	6	25	12,5	6	6	12,5	6	18	25
TRES FROID	12,5	25	12,5									
FROID	6		12,5	6	4	12,5	12,5				6	6
FRAIS				6	6							
DOUX	6			6								
CHAUD								6	6			
CANICULE						6	6					
VARIABLE					6							
TEMPS DE SAISON	44	31	32	57	25	25	50	18	37,5	81	81	69

L'humidité est présente dans 35% des cas (hors TDS) et les mois secs dans 22%, donc 43% ne sont ni secs ni humides. Au plan thermique, la fréquence des mois froids (24%) est importante et confirme qu'on est bien dans le « petit âge glaciaire » (PAG), mais faute d'une série identique à Laval pour le début du XVIII<sup>ème</sup> on ne peut vérifier que l'on est dans un pic. Cependant, on note 8 mois de « grands froids » ce qui paraît beaucoup en 16 ans. Il est vrai que la séquence 1757-1776 semble plus froide que la période 1720-1755 (Le Roy Ladurie *et al.* 2015), ce qui peut altérer les impressions de GLH né en 1698. Les 19% de mois chauds, malgré 12% de canicule, semblent, en comparaison. Ces étés frais et les hivers froids pose la question de la généralisation de cette idée au PAG, idée avancée par Le Roy Ladurie (2006).

Cette prédominance du froid et de l'humidité ressentie par GLH est confirmée par la variabilité des types de temps vécus mensuels et l'étude de leurs séquences (Tableau 3).

**Tableau 3.** Séquences des types de temps

HUMIDE	Toute l'année avec un maximum en janvier-février.
HUMIDE ET DOUX	De décembre à août mais fréquence faible (1 cas/mois).
HUMIDE ET FROID	Un cas de janvier à mai.
FROID	De décembre à juin et 4 cas en avril.
TRES FROID	Les trois mois d'hiver (2 cas) avec 4 cas en janvier.
CHAUD ET HUMIDE	Au moins un cas de mai à septembre.
CHAUD ET SEC	Avril à août avec 3 cas en juillet et août. Une canicule en juin.
FROID ET SEC	Forte fréquence des printemps et étés frais ou froids. (9 cas dont 3 en mai et 5 en juillet).

Le tableau 4 synthétise par mois leurs caractéristiques climatiques.

**Tableau 4.** Caractéristiques climatiques par mois de décembre à août (TDT=types de temps).

MOIS	TDT	%TDS	CARACTÉRISTIQUES
Déc.	6	44	Le plus fréquent est l'humidité : humide (19%) et doux et humide (6%) à rapprocher des 6% doux. Mais on note 12,5% de très froid et 6% de froid soit 18,5% au total ; ce qui est beaucoup avec 44% de TDS. Les temps doux sont relativement peu nombreux : 6% de doux et 6% de doux et humide. Il y a 6% de temps sec, ce qui est peu. Mais nombreux mois froids neigeux avec beaucoup de neige au sol et qui reste.
Janv.	5	31	Les temps très froids et les temps humides sont les plus fréquents (25% chacun) et représentent à eux deux la moitié des types de temps hors TDS. 12 % se partagent entre « doux et humides » et « froid et humide » ce qui renforce cette impression.
Fév.	6	32	Les temps humides et froids regroupent 62% des cas. Mais les temps très froids sont moitié moins nombreux qu'en janvier (12,5%).
Mars	7	57	Le % le plus élevé de TDS avec une variabilité forte des types de temps identifiés (7 cas ayant 6% chacun). Un mois de transition.
Avril	6	25	Tous les types de temps sont à 6% (humide, froid, frais, etc.). Le « chaud et sec » apparaît. Mais le mode est le type de temps « humide » avec 25%.
Mai	9	25	Très forte variabilité : le mode est à 12,5%. Permanence du froid plus ou moins humide. Seul est absent le très grand froid. Par contre la canicule est présente.
Juin	6	40	La moitié de TDS. Le froid peut perdurer (12,5%) mais les temps chauds et secs sont de 12,5%. L'humidité peut encore exister de façon significative.
Juillet	8	18	Une forte variabilité. Le plus faible pourcentage de « temps de saison » (18%). Plus de froid, mais encore de l'humidité avec un temps plus ou moins doux (18 %). Les temps chauds et secs sont à 18 %.
Août	6	37,5	Outre les TDS, les mois « chauds et secs » dominent avec 18%, la sécheresse seule est à 12,5%. Avec le temps chaud, ils représentent 36,5% des cas. Mais l'humidité est présente dans 24,5% des cas.

## Conclusion

La chronique de Guitet de la Houllerie montre qu'en l'absence de données instrumentales les données textuelles peuvent fournir une estimation satisfaisante de la variabilité climatique mensuelle du climat avec une marge d'incertitude plus faible que l'estimaient les historiens. Mais il s'agit de climat vécu avec toute la subjectivité inhérente à une telle recherche. Dans les territoires où les données classiques de Pfister et Le Roy Ladurie sont inopérantes, les livres de raison, plus que les registres paroissiaux, sont les seuls quand ils existent, avec la dendrochronologie, qui permettent une estimation vraisemblable d'un climat, certes ressenti, mais c'est souvent la seule source dont on dispose.

## Bibliographie

Fizelier J., de Broussillon B., 1886. *Mémoire chronologique de Maucourt de Bourjolly sur la ville de Laval suivi de la chronique de Guitet de la Houllerie* (Tome II). Laval, Moreau, 395 p.

Lebrun F, 1971. *Les hommes et la mort en Anjou aux 17<sup>ème</sup> et 18<sup>ème</sup> siècles*. Paris-La Haye, Mouton, 562 p.

Le Roy Ladurie E., 2006. *Histoire humaine et comparée du climat : disettes et révolution. 1740-1860*. Paris, Fayard, 610 p.

Le Roy Ladurie E., Javelle J-P., Rousseau D., 2015. Sur l'histoire du climat le XVIII<sup>ème</sup> siècle. *La Météorologie*. **91**, 19-22.

Musset R., 1917. *Le bas Maine*. Paris, Armand Colin, 496 p.

Marchand J-P., Bonnardot V., Planchon O., 2015. Le climat de Laval au début de la Renaissance. *Annales de Bretagne et des Pays de l'Ouest*, **122**, 103-133.

Rousseau D., 2009. Les températures mensuelles en région parisienne de 1676 à 2008, *La Météorologie*, **67**, 43-55.

## ANALYSE DE LA VARIABILITE PLUVIOMETRIQUE SUR PRES D'UN DEMI-SIECLE AU MAGHREB CENTRAL (MAROC, ALGERIE, TUNISIE)

NOUACEUR Z.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>UMR CNRS 6063 IDÉES 1 Rue Thomas Becket, 76821 Mont-Saint-Aignan Cedex, (France),  
zeineddine.nouaceur@univ-rouen.fr

**Résumé** – Les observations actuelles faites sur la dernière décennie dans les trois pays du Maghreb central (Maroc, Algérie, Tunisie) ne sont pas conformes aux prévisions du GIEC (GIEC, 2013). Afin de montrer cette nouvelle tendance, une analyse régionale détaillée de l'évolution de la pluviométrie est menée. Cette investigation s'appuie sur le calcul de l'indice centré réduit des pluies annuelles et de la méthode graphique chronologique de traitement de l'information (MGCTI) de type « Matrice Bertin ». Elle montre une extrême variabilité de ce paramètre climatique et souligne le caractère sévère et durable de la sécheresse climatique passée (plus affirmé pour le Maroc, qui observe les conditions drastiques dès les années 1970). Elle met en évidence aussi l'amorce d'un retour progressif vers des conditions plus humides dès le début des années 2000 sur l'Algérie et la Tunisie et à partir de 2008 pour le Maroc (cette nouvelle tendance est d'ailleurs confirmée par les récents résultats des campagnes agricoles 2011/2012 et 2012/2013).

**Mots-clés** : Changement climatique, Tendance des précipitations, sécheresse, retour des pluies, Maghreb.

**Abstract** – *Trend of variability rainfall over nearly half a century in Central Maghreb.* The IPCC climate forecast models predict for the Maghreb countries, lower rainfall and increased aridity. Current observations in the three countries of Central Maghreb (Morocco, Algeria, Tunisia) is not consistent with these predictions of IPCC (IPCC, 2013). To demonstrate this new trend, a detailed regional analysis of rainfall evolution is conducted. This investigation is based on the calculation of the reduced centred index and the chronological graphical method of processing information (MGCTI) of "Bertin Matrix" type. The results show extreme variability of this parameter and the severe past drought (more intense for Morocco, which observes the drastic conditions from the seventies). The results show also the beginning of a gradual return to wetter conditions since the early 2000s in Algeria and Tunisia, and from 2008 for Morocco (this trend is confirmed by recent agricultural results in 2011/2012 and 2012/2013).

**Keywords**: Climate Change, Trend rainfall, drought, rains return, Maghreb.

### Introduction

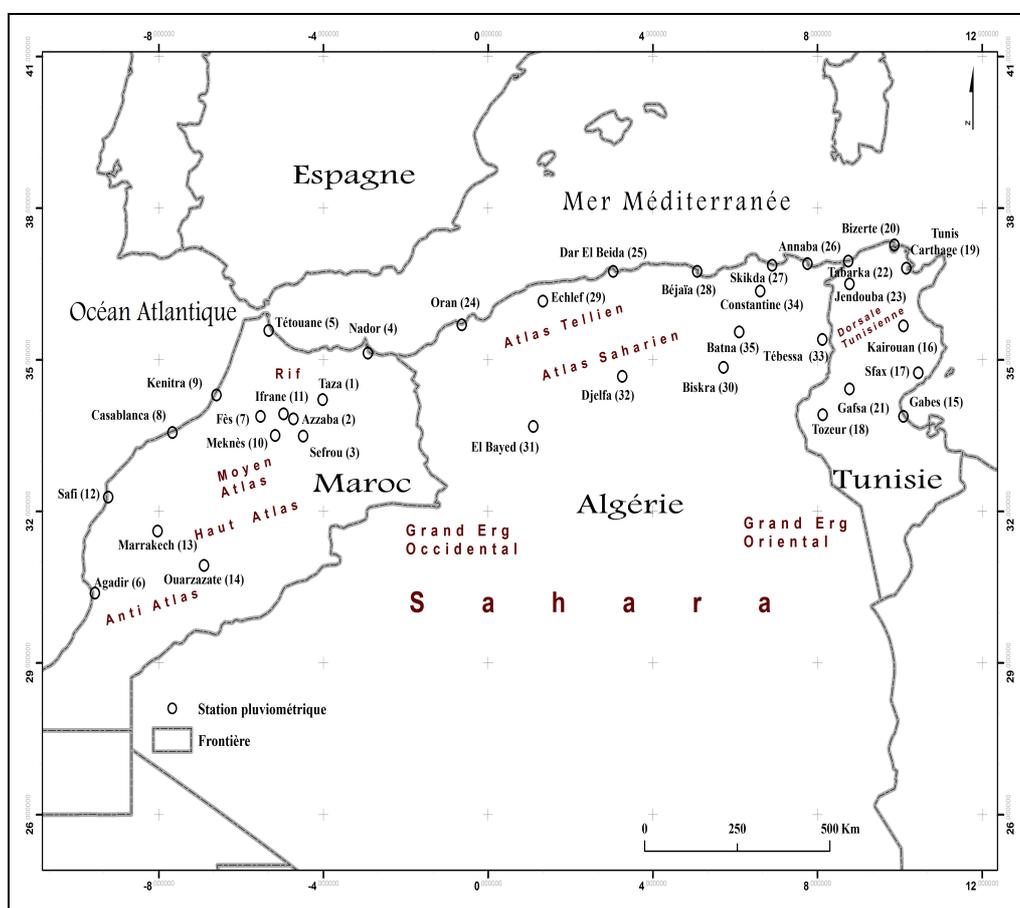
Les résultats de différentes études portant sur l'évolution des précipitations à l'échelle mondiale montrent que le changement climatique se traduit par des conditions plus humides (Alexander & al., 2006) mais aussi par une intensification des précipitations et une récurrence des événements extrêmes (plus perceptible sur les dernières décennies 1991 – 2010) (OMM, 2013). La zone méditerranéenne est reconnue aujourd'hui comme une zone de « hot spot » du Changement climatique (Plan Bleu, 2008). Dans son ensemble cette zone est caractérisée par une sécheresse d'été bien marquée et selon les sous-régions, d'un maximum pluviométrique d'automne ou d'hiver.

Les pluies enregistrées au Maghreb central (Maroc, Algérie, Tunisie) attestent du changement climatique actuel. Sebbar *et al.* (2011) attribuent au retour des pluies observées dans les stations marocaines de Safi et d'El-Jadida une origine pluviométrique tropicale alors que dans l'ensemble de la région centre du Maroc, les conditions sèches perdurent. Dans le Moyen Atlas marocain, on note une situation qui contraste à celle décrite pour la région centre marocaine (Amyay *et al.*, 2012). En Tunisie, de récentes études (Kortli, 2012) montrent que la tendance pluviométrique annuelle est à la hausse pour 19 régions étudiées durant la période 1977–2011. L'absence de tendance significative est cependant abordée par Fehri (2014) sur une longue série chronologique de la station de Tunis (Manouba). Nous retrouvons aussi une même évolution dans les plaines et bassins intra-telliens (Hennia et Hlaoui, 2011). Cette

diversité dans les opinions scientifiques confirme la variabilité spatio-temporelle de la pluviométrie méditerranéenne et plus particulièrement sur la rive sud du bassin (Norrant, 2004) et montre la nécessité d'étudier la tendance pluviométrique selon une approche régionale globale (qui minimise l'effet topoclimatique) et renseigne sur la répartition spatio-temporelle des cycles pluviométriques.

## 1. Situation, données et méthodes

L'objectif de cet article est d'analyser la tendance pluviométrique sur plus de quarante ans de mesures sur une large bande septentrionale du Maghreb central (Maroc, Algérie, Tunisie). Trente-cinq stations qui offrent une période commune de mesure ont été choisies pour cette étude (1970 à 2013 pour l'Algérie et la Tunisie et 1970 à 2012 pour le Maroc) (figure 1). Les données des réseaux météorologiques nationaux (Office National de Météorologie, pour l'Algérie, Institut National de Météorologie, pour la Tunisie et Direction Nationale de la Météorologie pour le Maroc) ont été complétées par des informations collectées sur le site du NCDC « National Climatic Data center » (<http://www.ncdc.noaa.gov>).



**Figure 1.** Localisation des 35 stations météorologiques du Maghreb central. Le numéro entre parenthèses renvoie à la position de la station dans la Matrice (MGCTI) de type « Matrice Bertin » (figure 2).

La méthode utilisée est la méthode graphique chronologique de traitement de l'information (MGCTI) de type « Matrice Bertin » (Nouaceur *et al.*, 2013) appliquée aux données de précipitations ; cette méthode permet d'analyser dans un premier temps la répartition spatio-temporelle puis de déterminer dans un deuxième temps les dates de changements de cycle, s'il y a des cyclicités manifestes grâce à l'analyse régionale (cette démarche est expliquée dans la deuxième étape de cette procédure).

### 1.1. Première étape : classement des cumuls pluviométriques par rapport aux valeurs quintiles

Un classement par année par rapport aux valeurs limites des séries pluviométriques (quintiles Q1, Q2, médiane, Q3 et Q4) est effectué pour toutes les stations. Ce test permet de classer les cumuls annuels selon 5 seuils comme indiqué dans le tableau 1.

**Tableau 1.** Distribution et qualification des cumuls pluviométriques annuels selon les quintiles.

Seuils	Q1	Q2	Médiane		Q3	Q4
Distribution des valeurs (en %)	0 - Q1 (0-20%)	Q1 - Q2 (20-40%)	Q2 à Médiane (40-50%) Médiane à Q3 (50-60%)		Q3 - Q4 (60-80%)	> Q4 (80-100%)
Cumuls pluviométriques annuels	Très secs	Secs	Normaux à tendance sèche	Normaux à tendance humide	Humides	Très humides

### 1.2. Deuxième étape : codage des valeurs, réordonnement et calcul de l'indice régional

Un recodage des valeurs grâce à une gamme de couleurs est effectué (la couleur variant suivant la position du cumul pluviométrique annuel par rapport aux valeurs limites). Ce premier traitement est suivi d'une procédure de réordonnement (permutations de colonnes) afin d'obtenir un classement qui permet de visualiser une structure colorée homogène (Matrice Bertin). Cette procédure permet de visualiser l'évolution du paramètre climatique selon deux dimensions (temps et espace). Pour déterminer les ruptures de tendance et les périodes caractéristiques, une deuxième procédure est entreprise. Elle consiste à affecter un nombre variant de 1 (année très sèche) à 5 (année très humide) suivant les caractères déjà déterminés et attribués à chaque année. La somme des nombres de toutes les stations pour chaque année est centrée-réduite, ce qui permet d'obtenir ainsi un indice qui varie de  $+\infty$  pour une année très humide à  $-\infty$  pour une année très sèche. La projection du résultat sur un graphique permet, dans un premier temps, de voir l'évolution du phénomène à une échelle régionale et, dans un deuxième temps, de déterminer les dates de ruptures et de changement de tendance (par une lecture directe sur le graphique).

## 2. Résultats

Les résultats des traitements statistiques et graphiques de la pluviométrie du Maghreb central montrent une forte variabilité (propre au domaine climatique méditerranéen) et une organisation structurée en trois grandes périodes climatiques (figure 2).

### 2.1. Situation au Maroc

- Une période qualifiée d'humide est visible sur la matrice de 1970 à 1979. Cette décennie regroupe 70 % d'années avec un indice régional positif.
- À partir de 1980 débute une nouvelle phase climatique plus sèche qui s'étend jusqu'en 2001. Un peu plus de 60 % des cumuls pluviométriques enregistrés dans les différentes stations sont considérés secs ou très secs.
- La dernière période (2002-2011) est considérée comme humide (60 % des années enregistrent des indices positifs). Ce sont les dernières années de la série qui témoignent d'un changement de tendance pour cette décennie. En effet, à partir de 2008 et jusqu'en 2010, le pourcentage d'années humides et très humides passe respectivement de 78,57 % à 85,71 % et à 92,85 %.

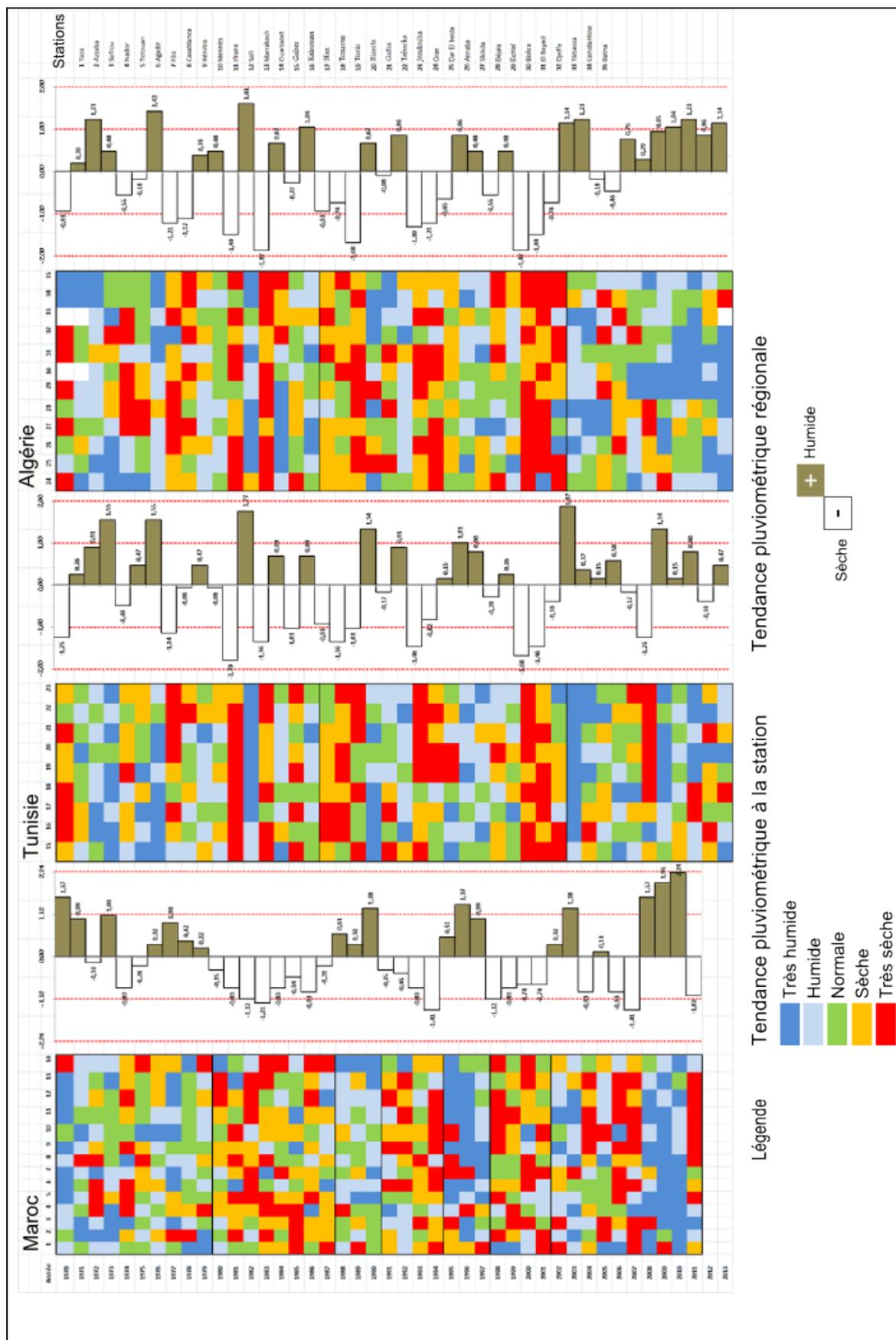


Figure 2. Matrice graphique chronologique de traitement de l'information (MGCTI) appliquée aux pluies enregistrées au Maghreb Central (1970-2013). Pour identifier les stations (1 à 35), il faut utiliser la carte de la figure 1.

## 2.2. Situation en Algérie

Comme pour le Maroc, l'organisation des séries pluviométriques présente trois périodes caractéristiques.

- Une première phase à forte variabilité entre 1970 et 1986. L'ensemble des stations étudiées présente un partage presque égal entre les classes extrêmes de pluie annuelle, humide et très humide (40 %), sèches et très sèches (39,50 %) et normales (20,5 %). L'indice régional est négatif sur plus de 47 % des années contre 52,94 % pour les valeurs positives.
- La deuxième phase commence à partir de 1987 et se termine en 2002. Elle est marquée par une tendance sèche puisque 55,60 % des années sont considérées comme sèches et très sèches et les années humides et très humides ne totalisent que 26,58 %. Dans le même temps, l'indice régional est négatif sur près de 68 % de cette période contre 31,25 % pour les valeurs positives.
- La dernière période de cette série pluviométrique (2003-2013) avec près de 82 % d'années ayant un indice régional positif est qualifiée d'humide. Sur l'ensemble de la série étudiée, cette dernière phase se démarque par une succession de 7 années (2007-2013) ininterrompues à indices régionaux positifs. Le pourcentage d'années humides et très humides enregistrées sur l'ensemble des stations (55,72 %) est en nette recrudescence, tandis que les années sèches et très sèches avec 20,61 % sont en net recul par rapport à la période précédente.

## 2.3. Situation en Tunisie

Pour la Tunisie, nous retrouvons la même organisation et des dates de phases proches de celles observées en Algérie.

- De 1970 à 1986 une absence de tendance. L'indice régional est positif pour près de 53 % des années et négatif pour les 47 % restants. Cette première période, tout comme celle analysée pour l'Algérie, est caractérisée par une importante variation des années extrêmes (les deux années 1981, avec un indice négatif de -1,79 et 1982, avec un indice positif de + 1,77 expriment cette particularité).
- La deuxième période (1987-2003) est marquée par une tendance sèche qui dure 16 ans sur ce territoire. L'indice régional révèle que près de 63 % des années enregistrent une valeur négative. Les années de la classe sèche et très sèche totalisent pour l'ensemble des stations près de 55 % des observations.
- La dernière période (2003-2013) est qualifiée d'humide. Les années humides et très humides totalisent près de 48 % tandis que les années sèches et très sèches 31,31 %. L'indice régional est positif pendant 8 années. Ces chiffres indiquent une hausse des années de la première classe de + 25 % par rapport à la période précédente et un recul de la classe sèche et très sèche de - 23,64 %.

## 3. Discussion et conclusion

L'analyse de l'évolution de la pluviométrie dans le Maghreb central (Maroc, Algérie, Tunisie) a révélé une importante variabilité caractéristique du climat méditerranéen (plus accentuée pour les deux derniers pays). Une première période humide marque la série pluviométrique du Maroc (1970-1979) alors que dans les deux autres pays, entre 1970 et 1986, aucune tendance significative ne peut être dégagée. Cette étude a permis aussi de rendre compte du caractère durable et drastique de la sécheresse climatique qui a touché le Maroc sur

une période de plus de deux décennies (1980-2001). En effet, les déficits pluviométriques qui concernent ce pays sont intenses et persistent sur de longues périodes (1980-1987, 1991-1994, 1998-2001). La sécheresse climatique enregistrée en Algérie et en Tunisie est plus courte (1987-2002) et les cycles d'années de déficits sont, non seulement synchronisés entre les deux pays, mais aussi moins étalés dans le temps et ne dépassent jamais trois années sèches successives (1987-1989, 1993-1994, 2000-2002). Enfin, la période de retour des pluies est généralisée sur la région Maghrébine étudiée. À partir de 2002 au Maroc et de 2003 en Algérie et en Tunisie les valeurs attestent d'un retour vers des conditions plus humides malgré la persistance d'une variabilité extrême qui se manifeste par le retour bref d'années sèches et très sèches (2006 et 2008). Cette nouvelle période marque une rupture avec les périodes de sécheresse climatique passées malgré parfois, le retour d'années déficitaires (exemple en 2005 et 2006 pour l'Algérie et la Tunisie et 2006, 2007 et 2011 pour le Maroc).

## Bibliographie

Alexander L. V., Zhang X., Peterson T. C., Caesar J., Gleason B., Klein Tank A. M. G., Haylock M., Collins D., Trewin B., Rahimzadeh F., Tagipour A., Rupa Kumar K., Revadekar J., Griffiths G., Vincent L., Stephenson D. B., Burn J., Aguilar E., Brunet M., Taylor M., New M., Zhai P., Rusticucci M., and Vazquez-Aguirre J. L., 2006. Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *Journal of Geophysical Research*, **111**, 1-22.

Amyay M, Nouaceur Z, Tribak A, Okba Kh, Taous A., 2012. Caractérisation des événements pluviométriques extrêmes dans le Moyen Atlas marocain et ses marges, *Actes du XXV<sup>ème</sup> colloque de l'Association Internationale de Climatologie (AIC)*, 5-8 septembre 2012 (pp. 75-80). Grenoble, France.

Fehri N., 2014. L'aggravation du risque d'inondation en Tunisie : éléments de réflexion. *Physio-Géo*. **8**, 148-175.

GIEC, 2013. Résumé à l'intention des décideurs. Dans T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex et P. M. Midgley (éds.) *Changements climatiques en 2013, les éléments scientifiques. Contribution du Groupe de travail I au cinquième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat* (pp.3-29). Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press, 1535 p.

Henia L., Hlaoui Z., 2011. La pluviométrie dans les plaines et bassins intratelliens en Tunisie : évolution récente et projection dans le futur. Dans Climat montagnard et risques, *Actes du XXIV<sup>ème</sup> colloque de l'Association Internationale de Climatologie (AIC)*, 6-10 septembre 2011 (pp. 303-308). Rovereto, Italie, AIC et Université de Ferrare.

Kortli M., 2012. *Changement climatique, eau et santé en Tunisie*, Institut National agronomique de Tunisie. Institut National Agronomique de Tunisie, Mémoire de Master lutte contre la désertification et gestion durable des ressources en milieu aride, 135 p.

Norran C., 2004. *Tendances pluviométriques indicatrices d'un changement climatique dans le bassin méditerranéen de 1950 à 2000. Étude diagnostique* (Thèse de doctorat). Université Aix Marseille I, Université de Provence, France.

Nouaceur Z., Laignel B, Turki I., 2013. Changements climatiques au Maghreb : vers des conditions plus humides et plus chaudes sur le littoral algérien ? *Physio-Géo*, **7**.

Plan Bleu., 2008. Un semeur d'avenirs méditerranéens, PNUE, Sophia Antipolis, 52 p.

Sebbar A, Badri W, Fougrach H, Hsain M, Saloui A., 2011. Étude de la variabilité du régime pluviométrique au Maroc septentrional (1935-2004). *Sécheresse*. **22**, 139-148.

OMM, 2013. *Déclaration de l'OMM sur l'état du climat en 2012*, n°1108, 119, 32 p.

## LES VAGUES DE CHALEUR AU SAHEL : CARACTERISATION, MECANISMES, PREVISIBILITE

OUESLATI B.<sup>1</sup>, SAMBOU M.-J. G.<sup>2</sup>, POHL B.<sup>1</sup>, ROME S.<sup>3</sup>, MORON V.<sup>4</sup>,  
JANICOT S.<sup>5</sup>

<sup>1</sup>CRC, UMR6282 Biogéosciences, CNRS/Université Bourgogne Franche-Comté, Dijon, France, benjamin.pohl@u-bourgogne.fr

<sup>2</sup>LPAOSF/ESP/UCAD, Dakar, Sénégal

<sup>3</sup>Université de Grenoble Alpes, LTHE UMR 5564 CNRS/UJF/IRD/G-INP, Grenoble, France

<sup>4</sup>CEREGE, UM34 CNRS/univ. Aix-Marseille, Aix-en-Provence, France

<sup>5</sup>LOCEAN, UMR7159 Sorbonne Univ. UPMC-CNRS-IRD-MNHN, Paris, France

**Résumé** – Les mécanismes contrôlant les caractéristiques (durée, intensité, extension) des vagues de chaleur (HW) sahéliennes sont analysés sur la période 1979-2014 à l'aide des observations de la base GSOD et des réanalyses ERA-Interim. Une décomposition des HW dans les différents termes du bilan d'énergie montre un poids prépondérant du rayonnement solaire incident sur la variabilité des températures maximales (Tx) quotidiennes, et de la vapeur d'eau atmosphérique augmentant l'effet de serre naturel pour moduler les températures minimales (Tn). La tendance de fond au réchauffement, non expliquée par les variables précédemment citées, est vraisemblablement reliée à une modification d'origine anthropique des concentrations atmosphériques de gaz à effet de serre. Une analyse de la prévisibilité d'ensemble de ces événements par un modèle météo et pour une échéance allant jusqu'à 15 jours montre une très forte variabilité, d'une HW à l'autre, des incertitudes et des erreurs associées à la prévision : sur le printemps 2010, le plus chaud enregistré à ce jour au Sahel, les pics de Tn, associés à une masse d'air plus humide, sont nettement plus prévisibles que les pics de Tx, modulés par la fraction nuageuse et le rayonnement solaire incident.

**Mots-clés** : vague de chaleur, prévisibilité, variabilité, Sahel, ACASIS

**Abstract** – *Sahelian heat waves: characterization, mechanisms, predictability.* The mechanisms controlling Sahelian heat wave (HW) variability are examined on the period 1979-2014 using the GSOD observational database and ERA-Interim reanalyses. HW events are analyzed through all terms of the atmospheric energy balance, showing a predominant role of incoming shortwave radiation on daily maximum temperature (Tx) and atmospheric water vapor on minimum temperature (Tn). The low-frequency warming trend, not explained by the previous terms, is thought to relate to the increase of greenhouse gases concentrations, due to anthropogenic emissions. The predictability of Sahelian HW events is assessed for lead times reaching up to 15 days. The model's skill, biases and uncertainties all highly vary from one event to another. During the very warm 2010 spring, the Tn peaks associated with a moister air mass appears as much more predictable than those concerning Tx and modulated by the cloud fraction and incoming solar radiation.

**Keywords**: heat wave, predictability, variability, Sahel, ACASIS

### Introduction

Les vagues de chaleur (HW pour *heat wave* en anglais) au Sahel font l'objet d'une attention particulière, de la communauté française en particulier, les efforts étant fédérés par le programme de recherche ACASIS financé par l'Agence Nationale de la Recherche française. Il cherche à comprendre les mécanismes et processus gouvernant la variabilité des températures sur le Sahel au printemps et donc ceux qui favorisent l'occurrence des HW. D'autres tâches réalisées dans ce programme concernent les biais radiatifs des modèles de prévision du temps et du climat, ainsi que l'analyse de la perception des HW et de leurs conséquences sanitaires. À diverses échelles temporelles, il s'agira en outre d'analyser la prévisibilité météorologique de ces événements, les prévisions saisonnières, et les évolutions projetées par les modèles de climat sur le siècle en cours dans le cadre du réchauffement climatique global d'origine anthropique.

Un travail associé à celui-ci (Rome *et al.* 2016) part du constat qu'une définition unique n'existe pas pour extraire et caractériser les HW. Il propose, d'une part, une revue des études

antérieures s'étant intéressées aux climats de type tropical semi-aride, et d'autre part, des critères de définition adaptés au cas sahélien. Dans le présent travail, nous utilisons les mêmes évènements et analysons les différents termes du bilan d'énergie atmosphériques associés aux HW sahéliennes, afin de déterminer les mécanismes et processus contrôlant leur occurrence. En nous appuyant sur des données de prévisions d'ensemble *a posteriori* (« re-forecast »), nous analysons enfin la prévisibilité météorologique de ces évènements, à travers l'étude du printemps 2010 (le plus chaud à ce jour des 50 dernières années sur le Sahel), et ce pour une échéance de prévision pouvant atteindre 15 jours.

## 1. Données et Méthodes

Les données quotidiennes de température observées proviennent de la base GSOD sur la période 1973-2014 et couvrent 145 stations (cf. leur répartition dans Rome *et al.* 2016) réparties sur un large espace africain (24°N-3°N ; 24°W-36°E). Ces observations synoptiques comprennent les températures quotidiennes maximales (Tx), minimales (Tn), moyennes (Tm) et la température du point de rosée (Td).

Les réanalyses ERA-Interim (Dee *et al.*, 2011 ; ERA-I ci-après) sont utilisées pour analyser la dynamique et la thermodynamique associées aux HW (définies selon les préconisations de Rome *et al.* 2016). ERA-I est disponible depuis 1979. Il s'agit d'une série d'analyses *a posteriori* réalisées avec le modèle IFS du Centre Européen, utilisant un module d'assimilation 4D-Var avec une analyse toutes les 6h et une intégration de 12h. La résolution native est d'environ 0.75° (troncature T255).

Les données de prévisions ensemblistes *a posteriori* (« re-forecast version 2 », RF2 ci-après) de la NOAA (Hamill *et al.*, 2013) sont enfin utilisées pour caractériser et analyser la prévisibilité des HW. RF2 est une série d'analyses réalisées chaque jour depuis décembre 1984 avec une version constante du modèle GEFS. Onze membres sont obtenus par perturbation des conditions initiales obtenues par assimilation 4D-Var, et les intégrations atteignent une échéance de 16 jours, les sorties du modèle étant archivées toutes les 3 heures. La résolution horizontale est d'environ 0.75° (T254) pendant les 8 premiers jours d'intégration puis 1° (T190) pendant les 8 jours suivants.

## 2. Résultats

### 2.1 Bilan d'énergie atmosphérique associé aux HW sahéliennes

Dans cette première partie, nous utilisons les réanalyses ERA-I pour analyser les différents termes du bilan d'énergie de l'atmosphère associés aux évènements de HW sur le Sahel. Cette analyse a pour finalité de déterminer les processus exerçant une influence significative sur la variabilité temporelle des évènements de HW.

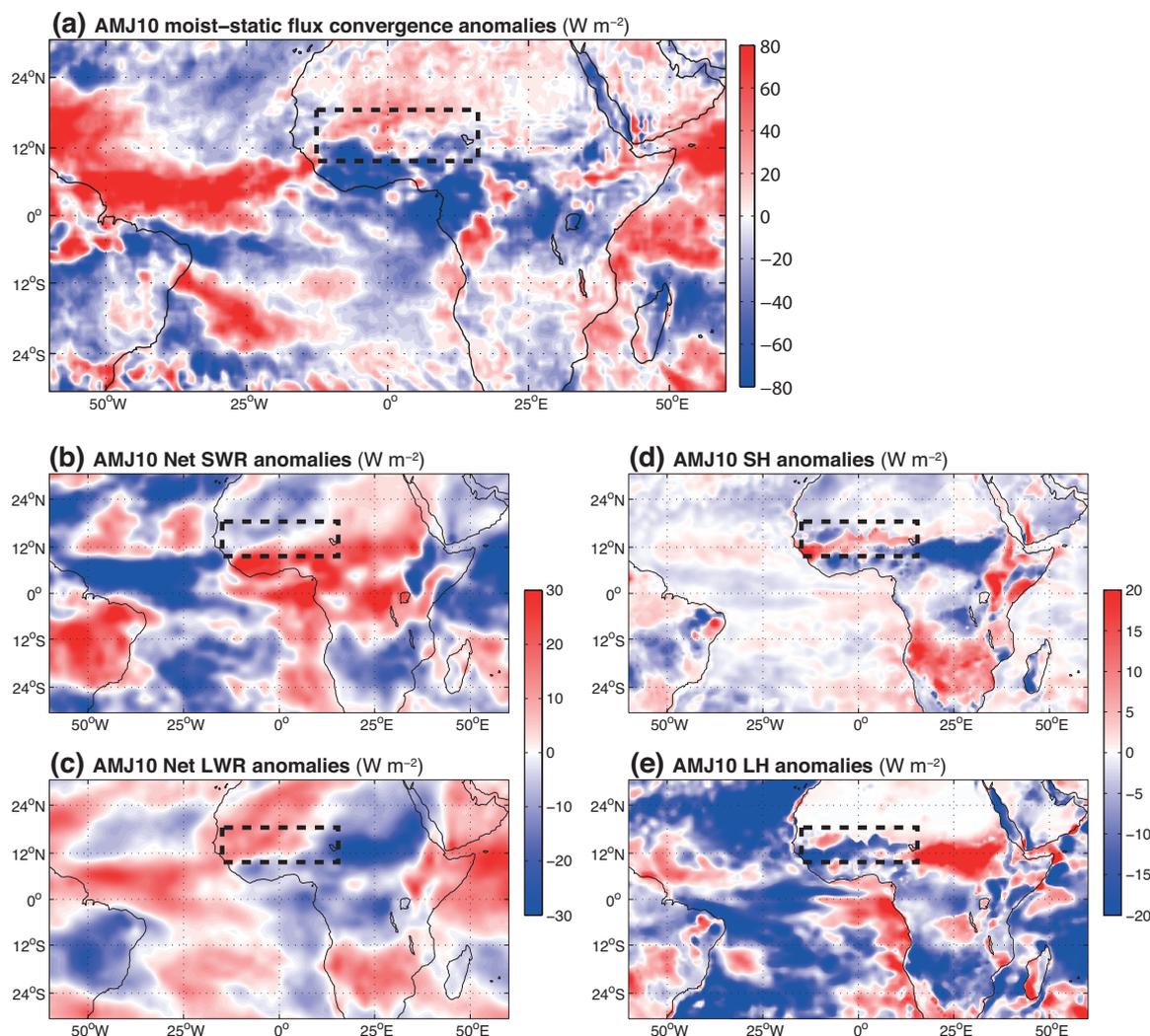
Soit  $h$  l'énergie statique humide (en  $\text{kJ kg}^{-1}$ ) de l'atmosphère sur la région d'intérêt, avec  $h = CpT + gZ + LQ$  où  $CpT$  est l'énergie sensible ( $Cp$  la chaleur spécifique de l'air à pression constante et  $T$  la température absolue en K),  $LQ$  l'énergie latente ( $L$  la chaleur latente de condensation de l'eau et  $Q$  l'humidité spécifique en  $\text{g kg}^{-1}$ ) et  $gZ$  l'énergie potentielle ( $g$  l'intensité de la pesanteur et  $Z$  l'altitude en km). La variabilité temporelle de  $h$  est donnée par :

$$\frac{\partial h}{\partial t} = - \int_0^{p_s} \nabla \cdot (hV) \frac{dp}{g} + R + SH + LH \quad (\text{Eq. 1})$$

où  $-\int_0^{p_s} \nabla \cdot (hV) \frac{dp}{g}$  est l'intégrale sur toute la colonne d'air de la divergence de  $h$ ,  $R$  est le rayonnement net calculé comme la différence entre les flux radiatifs au sommet de

l'atmosphère et la surface,  $LH$  est le flux de chaleur latente à la surface et  $SH$  le flux de chaleur sensible à la surface.

Il s'agit par la suite d'analyser les anomalies de ces différents termes pendant le printemps 2010, avant d'étendre l'analyse à l'ensemble de la période post-1979.



**Figure 1.** Anomalies des différents termes du bilan d'énergie (Eq. 1) pour la période avril-mai-juin 2010 (en  $W m^{-2}$ ) pendant les HW par rapport à la climatologie 1979-2014. (a) Convergence des flux d'énergie statique humide intégrés sur la verticale : les valeurs positives (négatives) correspondent à des anomalies de convergence (divergence) des flux d'énergie. (b) Rayonnement net ondes courtes. (c) Rayonnement net ondes longues. (d) Flux d'énergie sensible à la surface. (e) Flux d'énergie latente à la surface. Toutes les anomalies montrées sur la figure sont significatives à 95% selon un  $t$ -test.

Au printemps 2010, saison anormalement chaude sur le Sahel central, des anomalies convergentes prévalent globalement sur le Sahel (Fig. 1a), s'opposant à des anomalies divergentes sur une bonne partie de l'Atlantique. Ce résultat suggère que l'Atlantique a été une source d'énergie advectée ensuite vers l'Afrique, ce qui a contribué aux températures saisonnières élevées. Si le rayonnement visible présente des anomalies faibles (Fig. 1b), l'infrarouge (Fig. 1c) montre *a contrario* des anomalies saisonnières fortes ( $> 10 W m^{-2}$ ) sur le Sahel ouest et central. Elles résultent d'un effet de serre accru en raison de la présence de vapeur d'eau dans la troposphère, advectée vers le Sahel (Fig. 1a) depuis l'Atlantique, où les flux de chaleur latente à la surface sont anormalement forts (Fig. 1e). Les anomalies de flux de chaleur sensible sont plus modestes (Fig. 1d). Au final, les anomalies chaudes de 2010

peuvent s'expliquer à la fois par la dynamique (advections d'énergie depuis l'Atlantique) et par un effet de serre renforcé par l'humidification de la masse d'air.

**Tableau 1.** Corrélations interannuelles (1979-2014) entre la fréquence des HW (2 colonnes de gauche), les Tx (2 colonnes centrales) et les Tn (2 colonnes de droite) atteintes pendant les HW de chaque saison, et le rayonnement ondes courtes (SW), l'effet de serre atmosphérique (GHE, calculé comme le rayonnement infra-rouge montant à la surface moins l'infra-rouge net au sommet de la colonne d'air), la divergence du flux d'énergie intégrée sur le Sahel ( $\nabla \cdot hV$ ), et les flux de chaleur latente (LH) et sensible (SH) à la surface. Pour chaque variable, les tendances basse fréquence (calculées selon une tendance linéaire) ont été conservées ou ôtées. Les corrélations significatives positives (négatives) à 95% selon un test de Pearson apparaissent en rouge (bleu).

	Fréquence HW		Tx		Tn	
	Avec tendance	Sans tendance	Avec tendance	Sans tendance	Avec tendance	Sans tendance
<b>SW</b>	<b>0.32</b>	0.14	<b>0.81</b>	<b>0.75</b>	<b>0.51</b>	0.29
<b>GHE</b>	<b>0.46</b>	<b>0.39</b>	0.18	0.03	<b>0.60</b>	<b>0.54</b>
$\nabla \cdot hV$	<b>0.32</b>	0.24	0.09	0.03	0.25	0.09
<b>SH</b>	<b>-0.31</b>	<b>-0.33</b>	<b>-0.51</b>	<b>-0.58</b>	<b>-0.40</b>	<b>-0.47</b>
<b>LH</b>	0.05	0.20	<b>0.37</b>	<b>0.65</b>	0.07	<b>0.35</b>

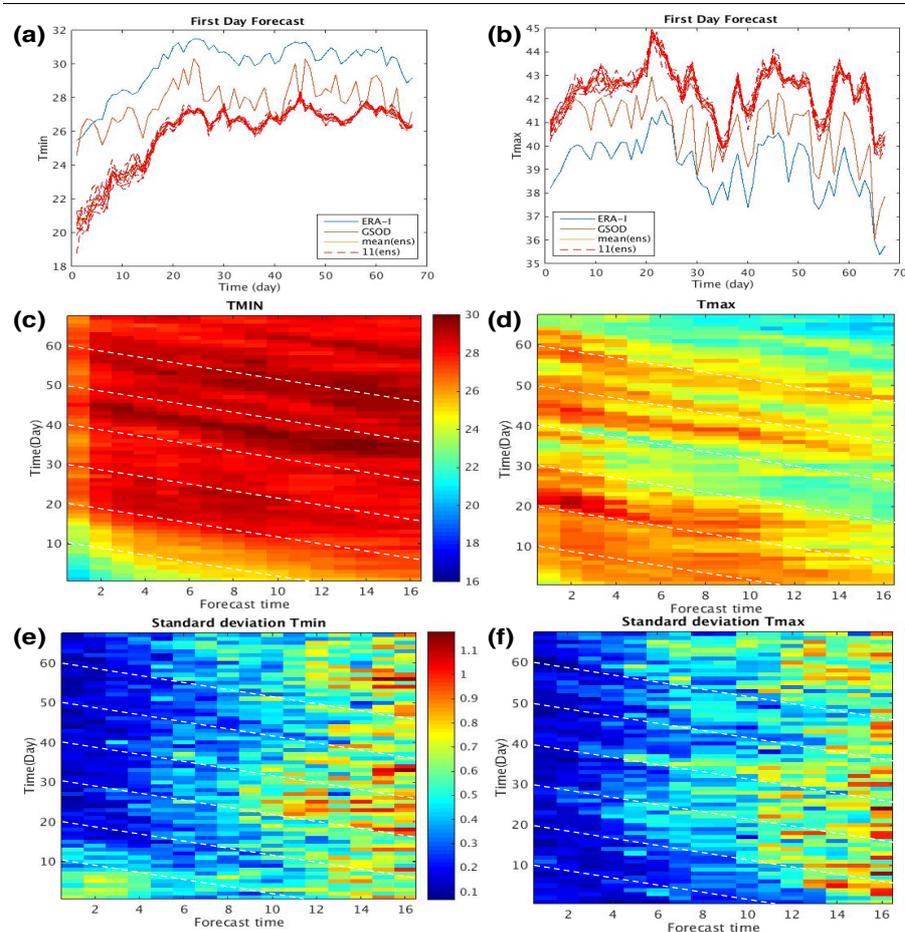
Le Tableau 1 tente de généraliser ces analyses pour toutes les HW sahéliennes détectées sur l'ensemble de la période couverte par les réanalyses ERA-Interim. Les anomalies de Tx sont prioritairement associées avec celles du rayonnement ondes courtes tandis que celles des Tn et la fréquence des HW montrent un lien prioritaire avec l'effet de serre (en variabilité interannuelle ou sur les tendances basse fréquence). La relation avec la convergence des flux large échelle est robuste. À la surface, une masse d'air chaud, en réduisant le gradient thermique avec le sol, réduit les flux de chaleur sensible (c'est vrai à la fois pour Tn et Tx). LH intervient surtout en fin de printemps : une température élevée, en augmentant la capacité hygrométrique de l'air (via la loi de Clausius-Clapeyron), favorise alors une évapotranspiration relativement forte. La relation disparaît toutefois en début de printemps, lorsque les sols sont uniformément secs à la fin de la saison sèche. D'une manière générale, le Tableau 1 tend donc à confirmer, sur une période excédant 30 ans, les résultats issus de l'analyse détaillée du printemps 2010.

## 2.2 Prévisibilité météorologique des HW sahéliennes

À l'aide des prévisions ensemblistes *a posteriori* de la NOAA, étudiées ici sur le printemps 2010, la Figure 2 présente (i) la qualité des prévisions à échéance 24h, (ii) généralise ce résultat pour toutes les échéances jusqu'à 16 jours, soit, en d'autres termes, analyse la prévisibilité à moyenne échéance des Tn et Tx. Les incertitudes entre les 11 membres sont quantifiées par une mesure d'écart-type. La Figure 3 tente d'identifier les mécanismes physiques pouvant influencer la prévisibilité des pics de Tn ou Tx.

Par rapport aux observations GSOD, ERA-I surestime les Tn et sous-estime les Tx (Fig. 2a-b), d'où une amplitude thermique diurne (DTR pour *diurnal thermal range*) très largement sous-estimée. RF2 produit en tout point des erreurs opposées, avec une incertitude relativement faible à une échéance aussi courte. Ce constat est toutefois vérifié pour le seul premier jour de prévision, les valeurs prédites de Tn tendant à s'élever très nettement dès le second jour (Fig. 2c). Ceci traduit probablement des incohérences entre les observations assimilées et l'état naturel du modèle, d'où une mise à l'équilibre (« spin-up ») lors des premiers pas d'intégration du modèle. À noter que Tx est nettement moins concernée par ce problème.

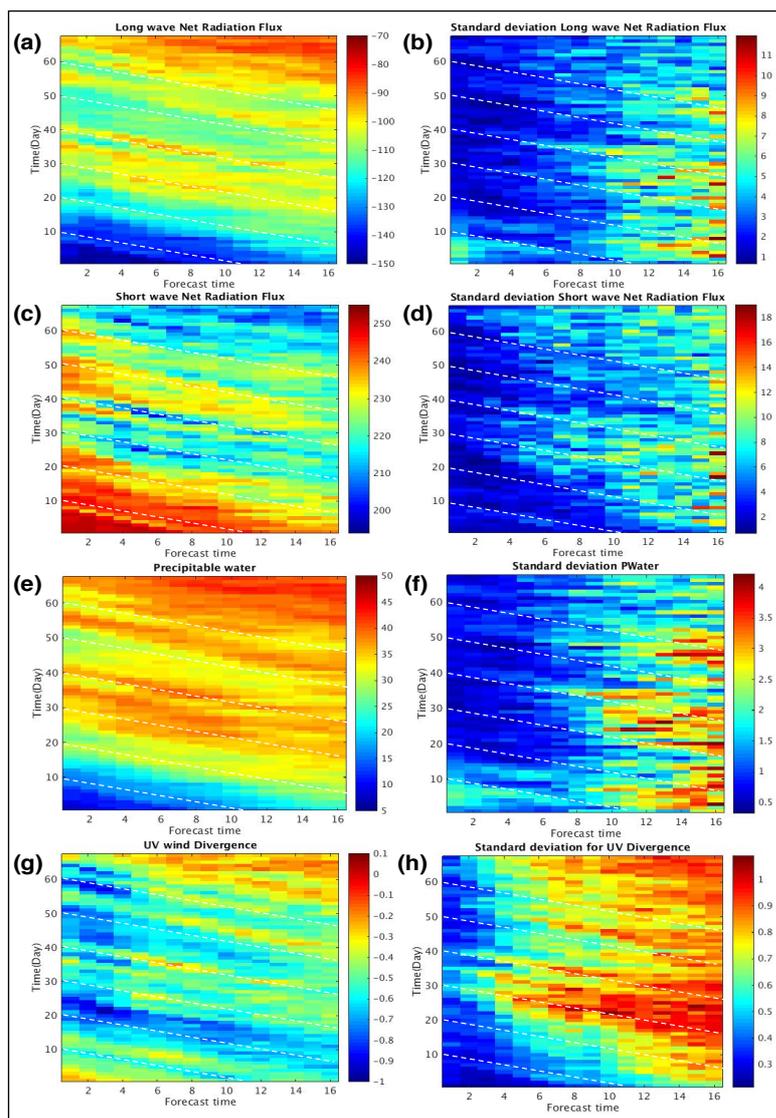
Sur la période d'étude, on note un premier pic de Tx au jour 21 (18 avril) puis un second pic (surtout de Tn) au jour 45 (12 mai). Le premier pic n'est prévisible qu'à une échéance de 4-5 jours (Fig. 2d et 2f), tandis que le second reste prévu (Fig. 2c) avec une incertitude assez faible (Fig. 2e) jusqu'à une échéance de 12-14 jours environ.



**Figure 2.** (a) T<sub>n</sub> observées, réanalysées (ERA-I) et prédites à échéance 24h par RF2 (11 membres représentés). (b) Comme (a) pour T<sub>x</sub>. (c) Prévisions (moyenne d'ensemble) des T<sub>n</sub> pour toutes les échéances de 0 à 16 jours : le jour d'analyse est en ordonnée (de fin mars à fin mai), l'échéance de prévision en abscisses, les diagonales pointillées suivent les différentes prévisions d'un même jour à différentes échéances. (d) Comme (c) pour T<sub>x</sub>. (e-f) Comme (c) mais écart-type inter-membre pour T<sub>n</sub> et T<sub>x</sub>, respectivement.

À la lumière des résultats obtenus dans la section 3.1, la Fig. 3 décompose les prévisions d'ensemble effectuées dans les différents termes du bilan d'énergie. Le but serait de trouver les termes de l'équation qui influencent la qualité des prévisions et les incertitudes associées. Le pic de Tx du 18 avril (Fig. 2b), à l'instar des Tx sahéliennes plus généralement (Table 1), est associé à un rayonnement ondes courtes particulièrement important mais assez peu prévisible (Fig. 3c-d). Les erreurs de prévision et les incertitudes augmentent drastiquement pour des échéances dépassant les 4-5 jours, en accord avec la prévisibilité des Tx elles-mêmes (Fig. 2d,f). Le pic de Tn du 12 mai (Fig. 2a) tout comme celui du 25 mai, est précédé d'un épisode particulièrement humide dans l'atmosphère sahélienne (Fig. 3e). Ces deux événements sont prévisibles à des échéances élevées (c'est tout particulièrement vrai pour le premier pic : Fig. 3f) et augmentent significativement l'effet de serre (visible à travers une diminution du flux ondes longues net, Fig. 3a-b), d'où des pics de Tn associés à des pertes radiatives nocturnes réduites. Pour les pics de Tn comme de Tx, la divergence du vent semble être une conséquence plutôt que la cause de la variabilité des températures, les anomalies de convergence se produisant typiquement un ou deux jours après le pic de température (Fig. 3g-h), en réponse au développement de basses pressions thermiques.

Ces premiers éléments confirment les diagnostics établis à partir des réanalyses sur la période 1979-2014. Ils proposent en outre un lien physique entre la prévisibilité des pics de température et la capacité d'un modèle à prévoir les processus qui les contrôlent.



**Figure 3.** (a-b) Comme Fig. 2c mais pour le rayonnement ondes longues net : moyenne d'ensemble (a) et écart-type inter-membres (b). (c-d) Comme (a-b) pour le rayonnement ondes courtes net. (e-f) Comme (a-b) pour l'eau précipitable. (g-h) Comme (a-b) pour la divergence des flux de masse intégrée sur la verticale.

## Conclusion

Les Tx au Sahel africain sont principalement contrôlées par le rayonnement ondes courtes incident, les Tn étant plus directement associées à l'effet de serre *via* l'humidité de la masse d'air. Nos premiers résultats suggèrent une meilleure prévisibilité des Tn, puisque celles-ci dépendent d'une variable pronostique tandis que les Tx sont tributaires des échanges radiatifs et de la fraction nuageuse, toutes deux issues de la physique du modèle. Cette analyse demande toutefois à être conduite sur une période plus longue, comprenant un plus grand nombre de cas.

## Bibliographie

Dee D. P., Uppala S. M., Simmons A. J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., ... Vitart F., 2011. The ERA-Interim reanalysis : configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **137**, 553–597, DOI:10.1002/qj.828.

Hamill T. M., Bates G. T., Whitaker J. S., Murray D. R., Fiorino M., Galarneau T. J., ... Lapenta W., 2013. NOAA's second-generation global medium-range ensemble reforecast data set. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **94**, 1553–1565, DOI:10.1175/BAMS-D-12-00014.1.

Rome S., Oueslati B., Moron V., Pohl B., Diedhiou A., 6-9 juill. 2016. Les vagues de chaleur au Sahel : définition et principales caractéristiques spatio-temporelles (1973-2014). *Actes du XXIX<sup>ème</sup> colloque de l'Association Internationale de Climatologie (AIC)*, 6-9 juillet 2016 (pp. 339-344). Besançon, France.

## TENDANCES DES TEMPERATURES EXTREMES EN SARDAIGNE PENDANT LA PERIODE 1951- 2010

PULINA M. A.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Université de Sassari, Département d'Agriculture, Viale Italia 39, 07100 Sassari, Italie. pulina@uniss.it

**Résumé** – Cette étude analyse certains indices thermométriques, choisis entre ceux de l'ensemble du CLIVAR (Climate Variability and Predictability, CCI, WMO), à partir des données journalières de sept stations météorologiques de la Sardaigne (Italie) pour la période 1951-2010. Ceci dans le but de déceler les manifestations du changement climatique à l'échelle de l'île afin d'envisager des stratégies adéquates d'adaptation. Après le contrôle de la qualité des données et l'homogénéisation par RhtestV4, on a calculé plusieurs indices et déterminé les tendances et leur significativité statistique en utilisant le logiciel RclimDex. Les résultats indiquent une augmentation statistiquement significative des températures maximales et du nombre des jours chauds (par rapport à la moyenne 1961-90) dans la plupart des stations. Les températures minimales, le nombre de nuits tropicales et des nuits chaudes montrent une tendance à la hausse dans les stations du sud de l'île, notamment à partir de 1976. Les stations situées au nord montrent au contraire des tendances à la baisse.

**Mots-clés** : températures extrêmes, tendances, changement climatique, Sardaigne.

**Abstract** – *Extreme temperatures in Sardinia during the period 1951-2010.* This study analyses some thermometric indexes, chosen among those of the CLIVAR set (Climate Variability and Predictability, CCI, WMO), based on the daily data related to 7 meteorological stations in Sardinia (Italy) during the period 1951-2010. The aim is to detect the signs concerning climatic changes on the island, in order to consider appropriate strategies of adaptation. Following the quality control and the data homogenization by RhtestV4, we have calculated different indexes and determined the trends and the statistical signification by using the RclimDex software. The results show a significant increase in the maximum temperatures and in the number of summer and warm days (in relation to the 1961-90 average) in most of the considered stations. The minimum temperatures, the number of tropical and warm nights show an upward trend in the southern stations of the island, a more emphasized trend starting from 1976. On the contrary, the stations situated in the north show downward trends.

**Keywords:** extreme temperatures, trends, climatic changes, Sardinia.

### Introduction

Selon le 5<sup>e</sup> Rapport du GIEC (2014), le réchauffement climatique est sans équivoque : la tendance linéaire de la moyenne globale des données de température, combinant les terres émergées et les océans, indique un réchauffement de 0,85 °C (0,65°C à 1,06°C) dans la période 1880-2012, notamment depuis les années 1950 beaucoup de phénomènes extrêmes sont sans précédent. Une multitude de systèmes naturels sont touchés par la hausse des températures (ie., les systèmes naturels liés à la neige, à la glace et au sol gelé, les systèmes biologiques, etc.), mais aussi certains aspects sanitaires.

Pour ce qui concerne l'Italie, une tendance uniforme de la température a été observée dans les différentes régions (Brunetti *et al.*, 2006) avec une hausse de 1°C par siècle. Bien que plusieurs études portent sur l'analyse des valeurs moyennes, les études concernant les événements thermométriques extrêmes sont plutôt limitées (Toreti *et al.*, 2010).

La présente étude a pour objectif de caractériser la variabilité des températures extrêmes en Sardaigne (Italie) dans les soixante dernières années, afin d'envisager des stratégies adéquates d'adaptation et de fournir des éléments utiles pour une comparaison possible avec d'autres zones géographiques italiennes et européennes.

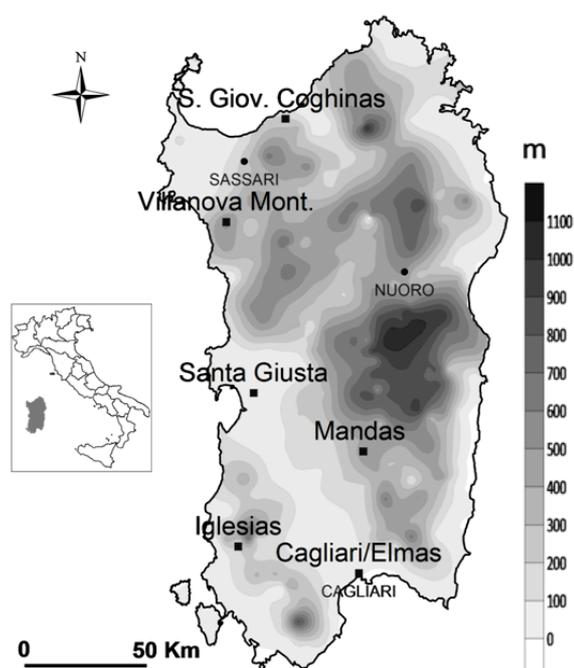
## 1. Méthodologie

Les données utilisées dans cette étude sont les températures journalières maximales et minimales de sept stations météorologiques de la Sardaigne, dont six appartenant au réseau du Secteur Hydrographique de la Région Autonome de la Sardaigne (R.A.S.) et une station, Cagliari/Elmas, du réseau de l'Aéronautique Militaire Italienne. Ces postes sont situés entre 10 m et 567 m d'altitude (tableau 1 et figure 1).

La plupart des séries considérées n'ont pas d'interruptions, sauf deux stations, Tempio et Iglesias, qui ne possèdent respectivement que 98,5% et 94,2% des observations. Les données collectées ont été soumises à un contrôle de qualité afin de détecter des erreurs humaines liées à l'acquisition originale des données ; on a utilisé le logiciel *RClimDex* (Zhang et Yang, 2007) en imposant un écart-type de 3. L'homogénéité des données a été testée par le logiciel *RhstestV4* (Wang, X. L., 2013).

**Tableau 1.** Caractéristiques et localisation des stations considérées

N°	Stations	Coordonnées		Altitude m
		UTM_X	UTM_Y	
1	Santa Giusta	466611	4414109	10
2	Cagliari/Elmas	509452	4340630	21
3	Iglesias	460304	4351470	193
4	S. Giov. Coghinas	479560	4525962	210
5	Mandas	511270	4390289	491
6	Tempio	508852	4528233	558
7	Villanova Mont.	455462	4483842	567



**Figure 1.** Localisation des stations étudiées

Des indices climatiques décrivant les extrêmes thermiques dans notre région d'étude ont été calculés grâce au logiciel *RclimDex* (Zhang et Yang, 2004) élaboré par le Groupe d'Experts sur la Détection et les Indices du Changement Climatique (ETCCDI). Les indices choisis, élaborés à l'échelle annuelle, peuvent être regroupés en deux catégories :

- indices seuil, définis sur la base du nombre de jours où la température est supérieure ou inférieure à un seuil déterminé : jours d'été (SU), nuits tropicales (TR) et jours de gel (FD) ;
- indices basés sur les percentiles, ces derniers calculés pendant la période 1961-90 : jours chauds (TX90p), nuits chaudes (TN90p), jours froids (TX10p) et nuits froides (TN10p).

On a calculé en outre les températures moyennes maximales (TX) et minimales (TN) et l'amplitude thermique journalière (DTR) pour chacune des stations considérées. Le tableau 2 présente la liste des dix indices retenus et utilisés. Le test de Mann-Kendall (Sneyers R., 1990) a servi pour vérifier l'existence d'éventuelles tendances dans les séries temporelles.

**Tableau 2.** Indices des extrêmes thermiques retenus à la fin de l'analyse

N°	Indices	Nom de l'indicateur	Définitions	Unité
1	TX	<i>Tmax</i>	Valeur de la température maxi moyenne quotidienne	°C
2	TN	<i>Tmin</i>	Valeur de la température mini moyenne quotidienne	°C
3	DTR	<i>Amplitude thermique moyenne</i>	Différence mensuelle moyenne entre TX et TN	°C
4	SU	<i>Jours d'été</i>	Nombre annuel de jours avec TX (temp. Maximale quotidienne) >25°C	N° de jours
5	TR	<i>Nuits tropicales</i>	Nombre annuel de jours avec TN (temp. minimale quotidienne) >20°C	N° de jours
6	FD	<i>Jours de gel</i>	Nombre annuel de jours avec TN (temp. minimale quotidienne) <0°C	N° de jours
7	TX90p	<i>Jours chauds</i>	Pourcentage de jours avec TX > 90 <sup>ème</sup> centile	% de jours
8	TN90p	<i>Nuits chaudes</i>	Pourcentage de jours avec TN > 90 <sup>ème</sup> centile	% de jours
9	TX10p	<i>Jours froids</i>	Pourcentage de jours avec TX < 10 <sup>ème</sup> centile	% de jours
10	TN10p	<i>Nuits froides</i>	Pourcentage de jours avec TN < 10 <sup>ème</sup> centile	% de jours

## 2. Résultats et discussion

L'analyse sur les températures maximales et minimales des stations considérées met en évidence une tendance générale au réchauffement dans la Sardaigne pendant la période considérée.

Pour ce qui concerne les températures maximales (tableau 3), les tendances calculées sur les indices climatiques montrent une augmentation, statistiquement significative au seuil de 99%, à Iglesias (193 m d'altitude) avec 0,057°C/an, à Santa Giusta (10 m d'altitude) avec 0,045°C/an et à Cagliari-Elmas, avec 0,021°C/an.

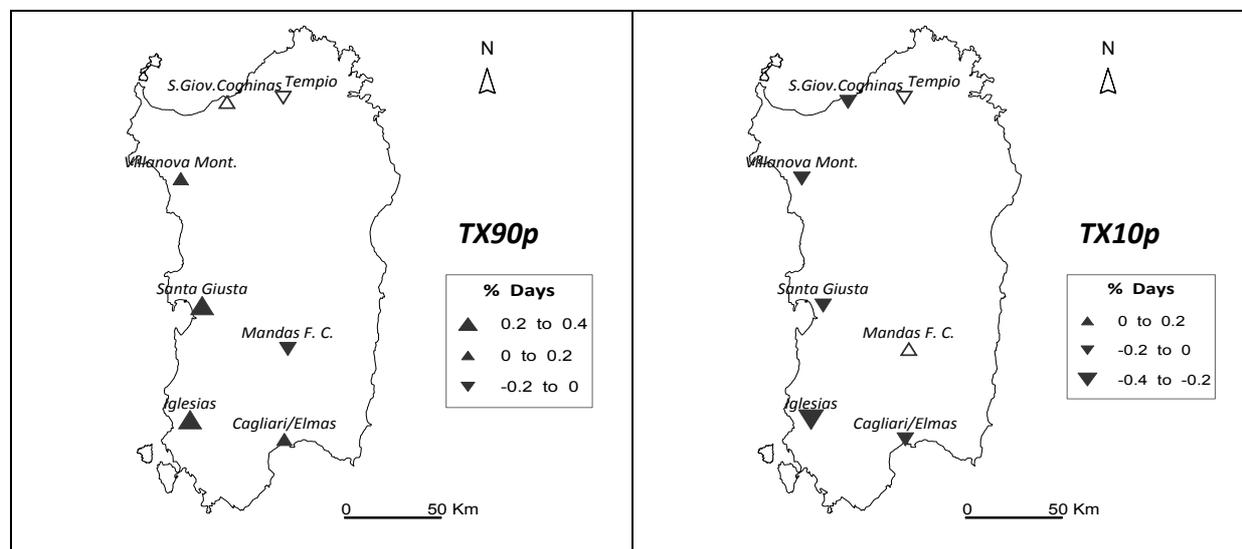
On a aussi des tendances positives et significatives au 95% à San Giovanni Coghinias (210 m) et à Villanova Monteleone (567 m). Dans deux stations seulement, à Tempio (558 m) et à Mandas (491 m), la tendance des TX est à la baisse. En particulier, dans la dernière station, cette réduction est statistiquement significative au 99% (-0,020°C/an). On observe également une tendance (à 99%) à la hausse de l'écart des températures journalières (DTR) dans la plupart des stations considérées.

La tendance générale à la hausse est confirmée par les indices climatiques calculés sur les températures maximales, c'est à dire SU, TX90p et TX10p. Le nombre de jours estivaux (SU), ayant une température maximale supérieure à 25°C, affiche des tendances positives dans les séries des cinq stations mentionnées précédemment. La pente maximale est calculée à Santa Giusta (0,666 jours/an), suivie par Iglesias (0,593 jours/an).

**Tableau 3.** Tendances annuelles calculées pour la période 1951-2010 des températures maximales journalières (TX) et des indices DTR, SU, TX90p et TX10p. On reporte la pente (b) et l'erreur absolue associée à la pente (±b). Signification statistique de la pente : \*90%, \*\*95% et \*\*\*99%.

N°	Stations	Alt. m	TX		DTR		SU		TX90p		TX10p	
			b	±b	b	±b	b	±b	b	±b	b	±b
1	Santa Giusta	10	0,045***	0,01	0,046***	0,01	0,666***	0,11	0,324***	0,04	-0,182***	0,03
2	Cagliari/Elmas	21	0,021***	0,00	-0,015***	0,00	0,305***	0,08	0,107***	0,04	-0,15***	0,03
3	Iglesias	193	0,057***	0,01	0,035***	0,01	0,593***	0,13	0,269***	0,03	-0,272***	0,04
4	S. Giovanni Coghinias	210	0,011**	0,00	0,03***	0,01	0,153	0,11	0,018	0,03	-0,086***	0,03
5	Mandas	491	-0,02***	0,01	-0,034***	0,01	-0,325**	0,12	-0,194***	0,04	0,043	0,03
6	Tempio	558	-0,006	0,01	0,026***	0,01	-0,23	0,14	-0,067	0,04	-0,024	0,03
7	Villanova Monteleone	567	0,012**	0,01	0,019***	0,00	0,151	0,11	0,069**	0,03	-0,062**	0,03

Pour ce qui concerne les indices basés sur les percentiles (tableau 3 et figure 2), le pourcentage des jours avec température maximale supérieure au 90<sup>e</sup> centile (TX90p) montre une augmentation durant les soixante années considérées, avec une tendance statistiquement significative au moins au 95% pour les séries provenant de Santa Giusta, Cagliari-Elmas, Iglesias et Villanova Monteleone. Les jours froids, avec la température maximale inférieure au 10<sup>e</sup> percentile (TX10p), présentent une baisse statistiquement significative, au moins à 95%, pour ces dernières stations et aussi pour San Giovanni Coghinas.



**Figure 2.** Distribution spatiale de la tendance des indices extrêmes des températures maximales. Les symboles pleins indiquent une tendance statistiquement significative au moins à 90%, positive et négative. Les symboles vides indiquent une tendance non significative.

Au contraire, la tendance à la baisse des températures maximales à Mandas est confirmée par les coefficients négatifs des indices SU et TX90p et par le coefficient positif de TX10p.

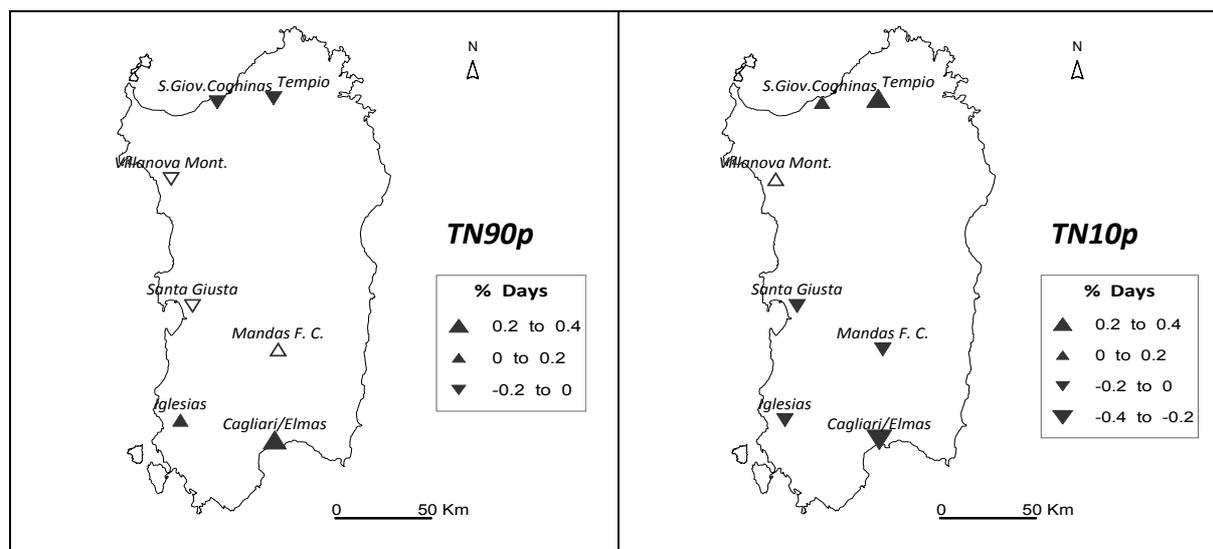
Pour la température minimale, les tendances montrent une augmentation significative dans les stations méridionales de l'île. L'indice TN (tableau 4) présente des coefficients positifs et statistiquement significatifs (au 99%) à Cagliari Elmas (0,036°C/an), à Iglesias (0,022°C/an) et à Mandas (0,014°C/an).

**Tableau 4.** Tendances annuelles calculées pour la période 1951-2010 des températures minimales journalières (TN) et des indices TR, FD, TN90p et TN10p. On reporte la pente (b) et l'erreur absolue associée à la pente ( $\pm b$ ). La signification statistique de la pente est exprimée en % : \*90%, \*\*95% et \*\*\*99%.

N°	Stations	Alt. m	TN		TR		FD		TN90p		TN10p	
			b	$\pm b$								
1	Santa Giusta	10	-0,001	0,00	-0,154	0,10	-0,035	0,02	-0,048	0,03	-0,071**	0,03
2	Cagliari/Elmas	21	0,036***	0,00	0,547***	0,09	-0,199***	0,03	0,238***	0,03	-0,218***	0,03
3	Iglesias	193	0,022***	0,01	0,172*	0,10	-0,101**	0,05	0,158***	0,04	-0,142***	0,04
4	S. Giovanni Coghinas	210	-0,018***	0,00	-0,268***	0,09	0,005	0,02	-0,162***	0,03	0,093***	0,04
5	Mandas	491	0,014***	0,00	0,028	0,10	-0,052***	0,02	0,054	0,04	-0,12***	0,03
6	Tempio	558	-0,032***	0,01	-0,414***	0,10	0,001	0,05	-0,166***	0,03	0,234***	0,04
7	Villanova Monteleone	567	-0,007*	0,00	-0,116	0,09	-0,019	0,04	-0,039	0,03	0,028	0,03

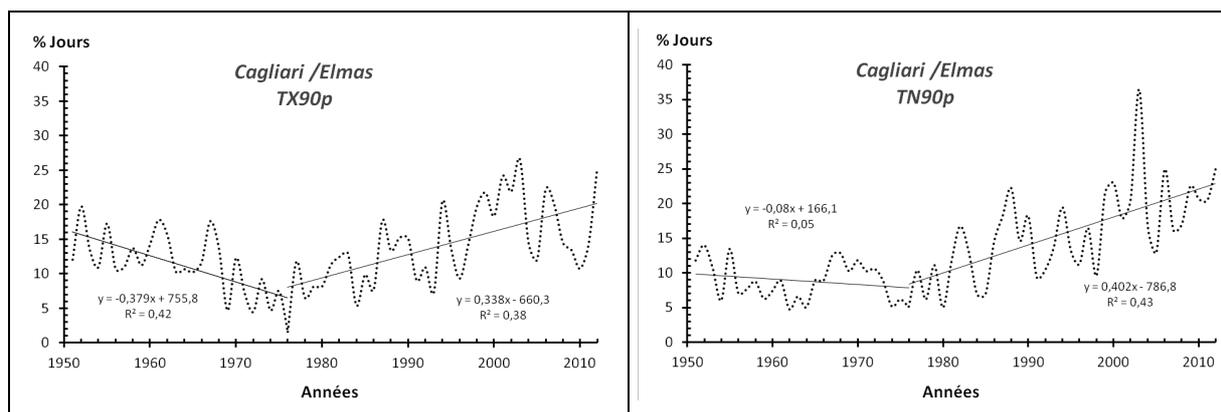
Au contraire, les stations du nord de la Sardaigne montrent une tendance à la diminution des températures minimales. La baisse est marquée à Tempio (-0,032°C/an) et à San Giovanni Coghinas (-0,018°C/an). Là, nous avons calculé des tendances négatives et statistiquement significatives (à 99%) pour l'indice TN, pour les nuits tropicales (TR) et pour les nuits

chaudes (TN90p). Pour les nuits froides (TN10p), les tendances sont à la hausse et statistiquement significatives.



**Figure 3.** Distribution spatiale de la tendance des indices extrêmes des températures minimales. Les symboles pleins indiquent une tendance statistiquement significative au moins à 90%, positive et négative. Les symboles vides indiquent une tendance non significative.

Afin d'évaluer l'évolution des températures maximales et minimales au cours des soixante dernières années et de détecter des ruptures possibles dans les séries temporelles pour la station de Cagliari/Elmas, on a considéré la variabilité interannuelle des indices TX90p et TN90p (figure 4). On remarque que les deux variables ont connu une augmentation semblable à partir de 1976, avec des tendances significatives (0,338°C/an et 0,402°C/an respectivement). Au contraire, pour la période 1951-75, les tendances sont à la baisse. La plus forte baisse a été calculée pour les journées chaudes (TX90p). L'observation d'une rupture dans les séries thermiques considérées concorde avec les résultats des études antérieures sur l'évolution des températures en Italie et en Europe (Toreti et Desiato, 2008).



**Figure 4.** Variabilité interannuelle des indices TX90p et TN90p dans la station de Cagliari/Elmas.

## Conclusions

L'élaboration de quelques indices thermométriques, calculés selon la définition CLIVAR, nous a permis de mettre en évidence les tendances des températures extrêmes en Sardaigne pendant la période 1951-2010. Les tendances, déterminés à partir des séries des températures maximales et minimales journalières, indiquent pour la plupart des stations qu'à l'échelle annuelle il y a des signaux concordants vers un réchauffement, en accord avec les résultats

des études antérieures sur l'évolution des températures en Italie et en Europe. Pourtant, dans les stations du nord de l'Ile, on relève une inversion de la tendance à l'égard des températures minimales et des indices corrélés.

En conclusion, la présente étude apporte une contribution à l'évaluation de la variabilité des températures extrêmes. Néanmoins, dans le cadre des travaux futurs, il serait intéressant de proposer des scénarios des extrêmes thermiques soit aux échelles régionales et locales, soit à l'échelle saisonnière. Ces scénarios peuvent contribuer à une meilleure connaissance des impacts possibles du changement climatique sur l'agriculture et la santé humaine.

## Bibliographie

Brunetti M., Maugeri M., Monti F., Nanni T., 2006. Temperature and precipitation variability in Italy in the last two centuries from homogenized instrumental time series. *Int. J. Climatol.*, **26**, 345–381.

GIEC, 2014. *Changements climatiques 2014 : Incidences, adaptation et vulnérabilité. Résumé à l'intention des décideurs*. Organisation météorologique mondiale, Genève, 34 p.

Toreti A., Desiato F., 2008. Temperature trend over Italy from 1961 to 2004. *Theor. Appl. Climatol.*, **91**, 51–58.

Toreti A., Desiato F., Fioravanti G., Perconti W., 2010. Seasonal temperatures over Italy and their relationship with low-frequency atmospheric circulation patterns. *Climatic Change*, **99**, 211–227.

Sneyers R., 1990. *On the Statistical Analysis of Series of Observations*. Genève, World Meteorological Organization, 192 p.

Wang, X. L., Yang Feng, 2013. *RHtestsV4 User manual*. Climate Research Division, Atmospheric Science and Technology Directorate, Science and Technology Branch, Environment Canada [En ligne]. Disponible sur : <http://etccdi.pacificclimate.org/software.shtml> (consulté en mai 2016), 28 p.

Zhang X., Yang F., 2007. *RClimDex (1.0). User Manual*. Climate Research Branch Environment Canada, Downsview, Ontario, Canada, 23 p.

## ÉPISODES SECS EN HIVER DANS LE BASSIN MÉDITERRANÉEN : VARIABILITÉ ET FORÇAGES ATMOSPHERIQUES (1957-2013)

RAYMOND F.<sup>1</sup>, ULLMANN A.<sup>1</sup>, CAMBERLIN P.<sup>1</sup>, DROBINSKI P.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Centre de Recherches de Climatologie, UMR6282 Biogéosciences, CNRS / Université de Bourgogne, 6 boulevard Gabriel, 21000 Dijon, France. [florian.raymond@u-bourgogne.fr](mailto:florian.raymond@u-bourgogne.fr), [albin.ullmann@u-bourgogne.fr](mailto:albin.ullmann@u-bourgogne.fr), [pierre.camberlin@u-bourgogne.fr](mailto:pierre.camberlin@u-bourgogne.fr).

<sup>2</sup>Institut Pierre Simon Laplace/Laboratoire de Météorologie Dynamique, Ecole Polytechnique, Palaiseau, France, [philippe.drobinski@lmd.polytechnique.fr](mailto:philippe.drobinski@lmd.polytechnique.fr)

**Résumé** – En hiver (septembre à avril), le nombre moyen de jours secs a augmenté sur le bassin méditerranéen durant la période 1957-2013, notamment en raison d'épisodes secs de plus en plus longs. Les épisodes les plus courts (Très Courts Épisodes Secs) ont été de moins en moins fréquents alors que les épisodes plus longs (Courts Épisodes secs, Épisodes Secs Moyens et Longs Épisodes Secs) ont été plus fréquents sur le bassin méditerranéen. 76 épisodes très longs (Très Longs Épisodes Secs - TLES) se sont produits entre 1957 et 2013. Une classification ascendante hiérarchique de ces événements, considérés comme extrêmes, permet d'observer 5 types de configurations typiques à l'échelle du bassin méditerranéen : Nord-Ouest méditerranéen, Ouest méditerranéen, Nord-Est méditerranéen, Sud-Est méditerranéen et épisodes localisés.

**Mots-clés** : bassin méditerranéen, épisodes secs extrêmes, circulations atmosphériques.

**Abstract** – *Dry spells in winter in the Mediterranean basin: variability and atmospheric forcings (1957-2013).* The mean number of dry days in winter increased in the Mediterranean Basin during the 1957-2013 period, mainly because of dry spells becoming longer. The shortest events (Very Short Dry Spells) were less frequent whereas longer events (Short Dry Spells, Medium Dry Spells and Long Dry Spells) were more frequent on the Mediterranean Basin. 76 very long events (Very Long Dry Spells – VLDS) occurred during the 1957-2013 period. A hierarchical clustering analysis of these VLDS events allows to detect 5 mainly Mediterranean configurations: North-West Mediterranean, West Mediterranean, North-East Mediterranean, South-East Mediterranean and localized events.

**Keywords**: Mediterranean basin, extreme dry spells, atmospheric circulation.

### Introduction

Le bassin méditerranéen est une région située à l'interface entre le climat tempéré des moyennes latitudes et le climat aride-semi/aride des latitudes tropicales. Considéré par le dernier rapport du GIEC comme étant un « hot spot » du changement climatique (IPCC, 2013), le bassin méditerranéen est déjà affecté par certaines évolutions climatiques (réchauffement des températures et assèchement du bassin). En Méditerranée, les précipitations hivernales sont essentielles pour la ressource en eau, l'humidité des sols, la végétation ou encore l'agriculture. Le terme hiver est ici utilisé au sens large, caractérisé comme étant la saison dite « humide » pour le climat méditerranéen, allant de septembre à avril. Sur cette période, l'absence de précipitations, sur des durées plus ou moins longues, peut avoir de forts impacts socio-économiques mais aussi environnementaux (Iglesias *et al.*, 2007). Il est donc important de mieux comprendre les caractéristiques spatio-temporelles des épisodes secs survenant hors de la période estivale (habituellement sèche sur le bassin méditerranéen) mais également les principaux processus atmosphériques associés. Les données et méthodes sont présentées en première partie. Il s'agit notamment de définir au préalable un indice des épisodes secs sur le bassin méditerranéen en détectant leur durée et leur récurrence temporelle. Dans une seconde partie, les épisodes secs les plus longs, appelés Très Longs Épisodes Secs (TLES) seront classés afin d'en appréhender (i) les principales caractéristiques spatio-temporelles à l'échelle du bassin méditerranéen et (ii) les principales conditions atmosphériques associées.

## 1. Données et méthodes

### 1.1. Données

Les données de précipitations quotidiennes E-obs de l'ECA&D (European Climate Assessment & Dataset) sont utilisées (version 10.0). Ces données en points de grille à haute résolution spatiale (0.25°) sont issues de l'interpolation de séries d'observation provenant de 2316 stations météorologiques réparties sur l'Europe, le Proche-Orient et l'Afrique du Nord (Haylock *et al.*, 2008). Elles sont extraites de 10°O à 40°E et de 28°N à 46°N sur la période 1957 à 2013 et pour la période hivernale, allant de septembre à avril (appelée « saison » par la suite), période dite « humide » pour le domaine méditerranéen car regroupant la majorité des précipitations annuelles (Xoplaki, 2002). De nombreux points de grille de la base de données E-obs, principalement situés au Proche-Orient et en Afrique du Nord, présentent des séries de données incomplètes. Le faible nombre de stations météorologiques sur ces deux régions en est la cause principale (Brunet *et al.*, 2014). Les points de grilles se trouvant sur la mer et ceux montrant un manque de données d'au moins une saison complète (soit 10057 points de grille sur 14400, soit 70%) sont exclus de l'analyse. Les données de pression de surface, le géopotential z500 hPa et les températures à 925hPa (résolution de 1°) sont issues des réanalyses ERA-40 (1957-1979) et ERA-INTERIM (1979-2013). Ces données, croisant des séries issues de l'observation directe, indirecte et de la modélisation du climat (Dee *et al.*, 2011), proviennent de l'ECMWF (European Center for Medium range Weather Forecasting) et sont extraites de 50°O à 80°E et de 0° à 70°N pour les 56 saisons observées sur la période 1957-2013.

### 1.2 Indice des Épisodes Secs

La première étape consiste à détecter les jours secs et les épisodes secs : un jour est considéré comme sec quand le cumul quotidien des précipitations est inférieur au seuil de 1 mm, et ce pour chacun des points de grille étudiés. Un épisode sec est défini comme étant une succession de jours secs. La deuxième étape consiste à retenir, pour chaque point de grille, les valeurs correspondant aux différentes durées des épisodes sans précipitations détectés sur la période 1979-2013. Quatre centiles sont ensuite appliqués à ces valeurs pour classer les différents épisodes sans précipitations par point de grille sur la période 1957-2013 : les très courts (Très Courts Épisodes Secs - TCES) ont une durée inférieure au 20<sup>ème</sup> centile, les courts (Courts Épisodes Secs - CES) une durée comprise entre le 20<sup>ème</sup> centile et le 40<sup>ème</sup> centile, les moyens (Épisodes Secs Moyens - ESM) compris entre le 40<sup>ème</sup> centile et le 60<sup>ème</sup> centile, les longs (Longs Épisodes Secs - LES) ont une durée comprise entre le 60<sup>ème</sup> centile et le 80<sup>ème</sup> centile et enfin les épisodes secs les plus longs (Très Longs ES - TLES) sont d'une durée supérieure au centile 80. Par exemple, pour le point de grille n°8977 (situé en Grèce), le 20<sup>ème</sup> centile à une valeur de 8,5 jours, le 40<sup>ème</sup> centile à une valeur de 16,5 jours, le 60<sup>ème</sup> centile à une valeur de 24,5 jours et enfin le 80<sup>ème</sup> centile à une valeur de 33,5 jours. La période 1979-2013 est ici utilisée car elle représente une période climatique de référence récente, mais c'est également la période couverte par les modèles régionaux du climat qui seront utilisés lors de prochaines études liées à ce projet de recherche sur les épisodes secs hivernaux en Méditerranée.

### 1.3 Définition des objets de Très Longs Épisodes Secs

Une méthode est ici utilisée pour appréhender un événement de TLES comme étant un « objet », avec des caractéristiques spatiales (localisation et extension) et temporelles (date de début et de fin), et non plus comme des événements observés à l'échelle des points de grille considérés individuellement. Pour détecter ces événements « objets », une matrice binaire est

créée, avec la valeur 0 pour tous les points de grille qui sont situés sur la mer, qui n'ont pas de données, tous les jours avec, pour le point de grille considéré, des précipitations (cumul quotidien supérieur à 1 mm) et les points de grille où aucun événement de TLES n'a été détecté. Sont codés avec la valeur « 1 » tous les jours appartenant, en un point de grille donné, à des épisodes sans précipitations de longueur supérieure au centile 80. Pour mettre de côté des événements de TLES très locaux voire des points de grille isolés, une fenêtre glissante est appliquée sur la matrice binaire pour chacun des 13552 jours étudiés. La fenêtre glissante de 6 degrés de côté en longitude et latitude va se déplacer tous les 0,5 degrés sur le domaine étudié pour détecter les épisodes ayant une cohérence spatiale et temporelle. Ainsi, si 90% des points de grille contenus dans la fenêtre sont codés en « 1 », le jour est automatiquement retenu comme étant un jour de TLES et tous les points de grille de la fenêtre sont conservés. Cette méthode a été adaptée d'une étude portant sur les vagues de chaleur en Europe et en Méditerranée (Stéfanon *et al.*, 2012). Grâce à cette méthode, 76 épisodes de TLES ont été détectés sur la période 1957-2013, pour une durée totale de 4423 jours (soit 33,1% des 13552 jours étudiés).

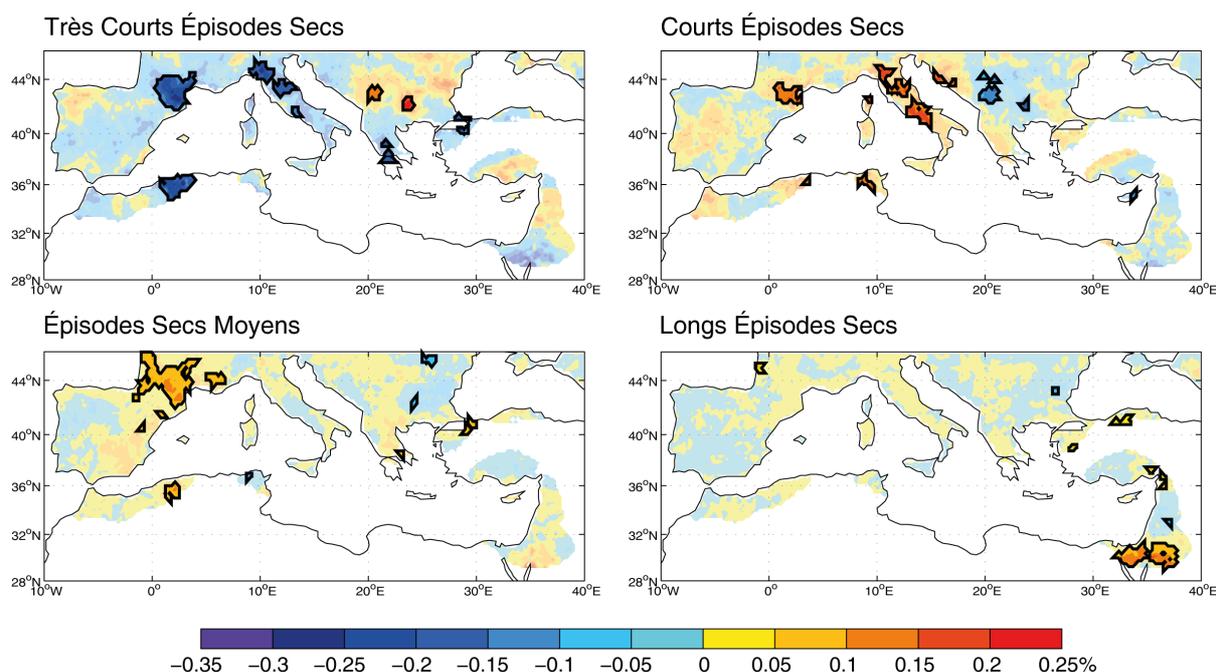
#### **1.4. Classification des Très Longs Épisodes Secs**

L'objectif est d'extraire les principales configurations spatiales récurrentes de TLES à l'échelle du bassin méditerranéen. Une Classification Ascendante Hiérarchique (CAH) est appliquée aux 76 épisodes de TLES précédemment détectés. Seuls les jours médians de chaque épisode sont classés ici. Conserver uniquement le jour correspondant à la moitié de la durée des épisodes permet (i) de classer uniquement les jours les plus représentatifs de l'extension spatiale maximale de chaque épisode et (ii) surtout de ne pas donner plus (moins) de poids aux épisodes les plus (moins) longs. La CAH est donc appliquée aux 76 jours médians des 76 épisodes de TLES détectés.

## **2. Résultats**

### **2.1. Épisodes Secs entre 1957 et 2013, quelles tendances ?**

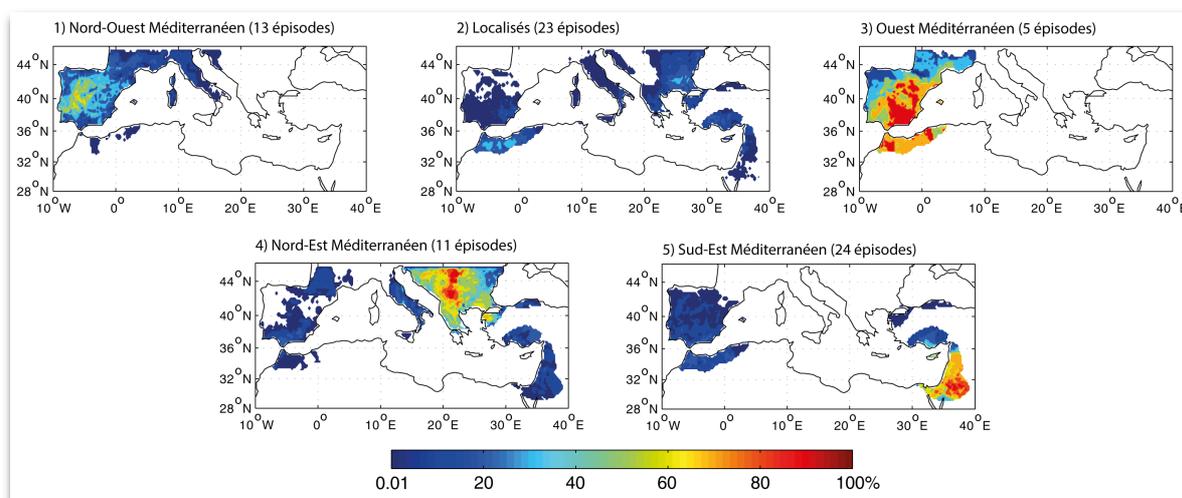
La figure 1 présente l'évolution de la part des épisodes sans précipitations de différentes durées dans le nombre total d'épisodes par saison sur la période 1957-2013. On observe une diminution quasi généralisée des événements les plus courts (TCES), diminution souvent significative (test de Bravais-Pearson) parfois comprise entre -11% et -16% sur certains secteurs (nord de l'Algérie, nord-est de la Péninsule Ibérique et sud-ouest de la France, nord de l'Italie et sud des Balkans ; figure 1). A l'inverse, les épisodes secs les plus longs (CES, ESM et LES) ont eu tendance à être davantage fréquents sur le bassin méditerranéen avec des tendances significatives sur certains secteurs (sud-ouest de la France, Italie, nord-ouest de la Tunisie, centre-nord de l'Algérie et sud du Proche Orient ; figure 1). Les épisodes secs les plus longs (TLES) ne montrent quant à eux aucune tendance significative. Ces observations se traduisent par une augmentation moyenne quasi généralisée de l'occurrence des jours secs par saison sur le bassin méditerranéen (non montré). Le nombre de jours secs par saison a notamment augmenté de manière significative au nord de l'Algérie, en Péninsule Ibérique, en France, en Italie, au sud des Balkans et au nord de l'Anatolie. Seule la partie centre des Balkans montre une tendance inverse, avec de plus en plus de jours humides par saison.



**Figure 1.** Tendances sur le ratio de chacun des types d'épisodes secs sur l'ensemble des évènements entre 1957 et 2013. Les résultats significatifs pour un seuil de 0,05 d'après le test de Bravais-Pearson sont encadrés en noirs.

## 2.2 Principales configurations récurrentes de Très Longs Épisodes Secs en Méditerranée

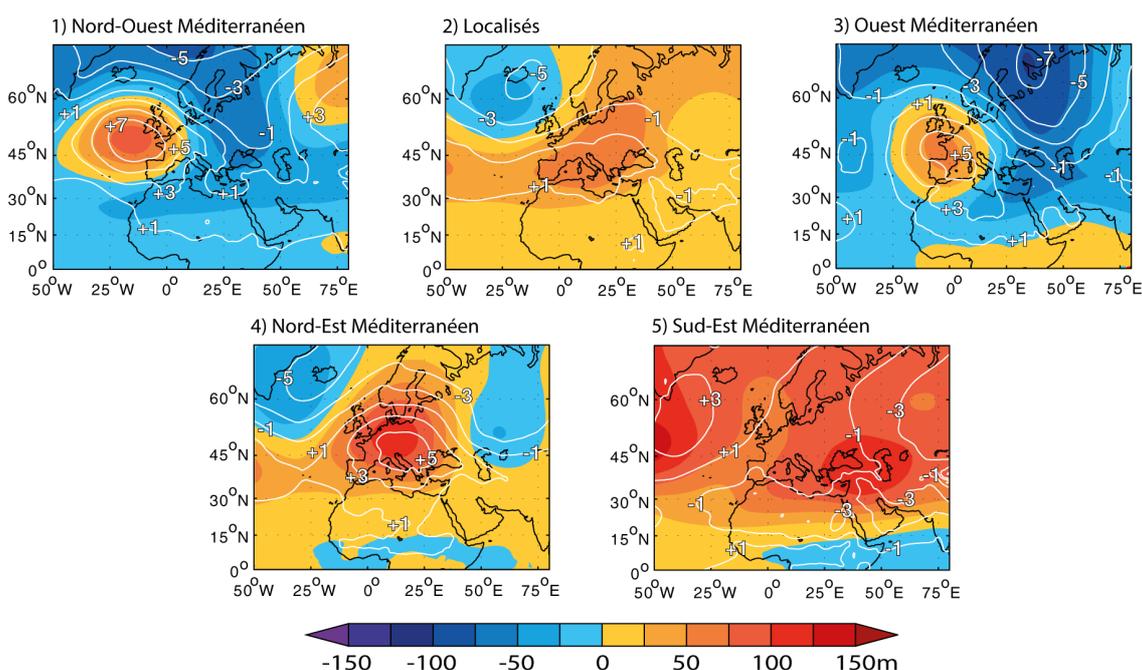
Les évènements de Très Longs Épisodes Secs (TLES) s'organisent selon 5 configurations spatiales récurrentes (figure 2). La première concerne essentiellement la Péninsule Ibérique et regroupe 13 évènements (figure 2.1). La Péninsule Ibérique, mêlée au Maghreb, est à nouveau retrouvée comme étant une configuration spatiale récurrente des TLES (5 épisodes ; figure 2.3). Par ailleurs, les TLES se concentrent également sur les Balkans (11 épisodes ; figure 2.4) et sur le Proche Orient (24 épisodes ; figure 2.5). Enfin, la deuxième configuration regroupe 23 épisodes davantage localisés, se produisant en différents endroits du bassin méditerranéen (« localisé », figure 2.2). Ces évènements sont regroupés ensemble car ils ont pour la plupart une extension spatiale bien plus petite que les autres.



**Figure 2.** Principales configurations récurrentes de TLES à l'échelle du bassin méditerranéen entre 1957 et 2013. Pour chacune des classes, la palette de couleur informe sur le pourcentage d'épisodes affectant chacun des points de grille.

### 2.3. Conditions atmosphériques des Très Longs Épisodes Secs

La figure 3 montre les principales conditions atmosphériques associées aux 5 configurations typiques de TLES. Pour les épisodes Nord-Ouest Méditerranéen (figure 3.1), Ouest-Méditerranéen (figure 3.3) et Nord-Est Méditerranéen (figure 3.4), les conditions sont nettement anticycloniques, que ce soit au large des côtes irlandaises sur l'Atlantique, au niveau du Golfe de Gascogne ou sur le centre de l'Europe, avec des anomalies positives de pression de surface (entre +5 hPa et +7 hPa) et des anomalies positives pour le géopotentiel z500 (entre +75 m et +150 m). Dans les trois cas, l'anomalie principale de pression ou de géopotentiel est centrée légèrement au nord-ouest de la région où s'observe l'épisode sans pluie. Il semblerait que les événements localisés soient également associés à des conditions anticycloniques, mais comme ces épisodes se produisent en différents endroits, il est logiquement impossible d'analyser des conditions moyennes caractéristiques de tous les épisodes. Les épisodes extrêmes touchant le Sud-Est de la Méditerranée sont associés à des anomalies négatives de pression de surface (environ -3hPa) centrées sur le Proche Orient, mais à des anomalies positives du géopotentiel z500. Ces TLES sont donc principalement liées à des conditions de dépressions thermiques. L'étude des températures à 925hPa conforte cette hypothèse car des anomalies positives de températures centrées sur le Proche Orient, favorables à l'apparition de dépressions thermiques, sont associées aux TLES sur ce secteur (non montré).



**Figure 3.** Anomalies moyennes de pression de surface (hPa, en isolignes blanches) et de géopotentiel à 500hPa (en mètre) des 5 configurations de TLES détectées sur la période 1957-2013.

### Conclusion

Cette étude permet de comprendre un peu mieux les caractéristiques spatio-temporelles des épisodes sans précipitations et les conditions atmosphériques associées, sur le bassin méditerranéen. Il semblerait qu'entre 1957 et 2013, la durée des épisodes secs a eu tendance à légèrement augmenter, ce qui expliquerait en partie l'augmentation du nombre de jours secs moyen par saison observée sur la quasi-totalité du domaine méditerranéen. La répétition depuis les années 80 de la phase positive de l'Oscillation Nord Atlantique en hiver (NAO+), favorisant des hivers secs en Méditerranée (Cassou, 2004), pourrait en partie justifier cette tendance à l'augmentation de la durée des épisodes sans précipitations. L'intérêt porté aux

épisodes secs les plus longs (TLES) a permis de détecter 76 événements sur la période 1957-2013. Grâce à la méthodologie utilisée, tous ces événements sont considérés comme des objets climatiques, caractérisés par une cohérence spatiale et temporelle. 5 classes représentant 4 principales configurations récurrentes de TLES sont alors observées. La première classe, regroupant des événements centrés sur la Péninsule Ibérique, est associée à des conditions anticycloniques, tout comme la troisième classe (centrée sur le Maghreb et la Péninsule Ibérique) et la quatrième classe (centrée sur les Balkans). La configuration représentée par la cinquième classe (centrée sur le Proche Orient) est associée à des conditions de dépressions thermiques. Enfin, la deuxième classe, caractérisée par un regroupement d'événements ayant une extension spatiale moindre plutôt qu'étant une réelle configuration récurrente de TLES, est également associée à des conditions anticycloniques.

Prochainement les mêmes traitements seront effectués sur les Longs Épisodes Secs (LES). En effet, il s'agira dans un premier temps de repérer les types de circulations atmosphériques associés aux phénomènes sans précipitations les plus extrêmes (TLES et LES) et ensuite d'analyser l'évolution spatio-temporelle d'occurrence de ces événements sur le bassin méditerranéen à l'horizon 2100. Pour cela, les modèles régionaux (Med-Cordex) et globaux (CMIP5) du climat seront mis à contribution.

## Bibliographie

Brunet M., Gilabert A. and Jones P., 2014. A historical surface climate dataset from station observations in Mediterranean North Africa and Middle East areas. *Geoscience Data Journal*, **1**, 121-128.

Cassou C., 2004. Du changement climatique aux régimes de temps : l'oscillation nord-atlantique. *Météorologie*, **45**, 21-32.

Dee D. P., Uppala S. M., Simmons A. J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balmaseda M. A., Balsamo G., Bauer P., Bechtold P., Beljaars A. C. M., van de Berg L., Bidlot J., Bormann N., Delsol C., Dragani R., Fuentes M., Geer A. J., Haimberger L., Healy S. B., Hersbach H., Hólm E. V., Isaksen L., Kållberg P., Köhler M., Matricardi M., McNally A. P., Monge-Sanz B. M., Morcrette J.-J., Park B.-K., Peubey C., de Rosnay P., Tavolato C., Thépaut J.-N. and Vitart F., 2011. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **137**, 553-597.

Haylock M. R., Hofstra N., Klein Tank A. M. G., Klok E. J., Jones P. D. and New M., 2008. A European daily high-resolution gridded data set of surface temperature and precipitation for 1950–2006. *Journal of Geophysical Research*, **113**, D20119.

Iglesias A., Garrote L., Flores F. and Moneo M., 2007. Challenges to manage the risk of water scarcity and climate change in the Mediterranean. *Water Resour. Manage*, **21**, 775-788.

IPCC, 2013. Summary for Policymakers. Dans T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex et P. M. Midgley (éds.) *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (pp.3-29). Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press, 1535 p.

Stefanon M., D'Andrea F., and Drobinski P., 2012. Heatwave classification over Europe and the Mediterranean region. *Environ. Res. Lett.*, **7**, 14-23.

Xoplaki E., 2002. *Climate Variability Over the Mediterranean* (Thèse de doctorat). University of Bern, Switzerland.

## LES VAGUES DE CHALEUR AU SAHEL : DEFINITION ET PRINCIPALES CARACTERISTIQUES SPATIO-TEMPORELLES (1973-2014)

ROME S.<sup>1</sup>, OUESLATI B.<sup>2</sup>, MORON V.<sup>3</sup>, POHL B.<sup>2</sup>, DIEDHIOU A.<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Université Grenoble Alpes, LTHE, UMR 5564 CNRS/UGA/IRD/G-INP, BP 53, 38041 Grenoble, France, sandra.rome@univ-grenoble-alpes.fr

<sup>2</sup>CRC, UMR6282 Biogéosciences, CNRS/univ. Bourgogne Franche-Comté, Dijon, France, Benjamin.Pohl@u-bourgogne.fr

<sup>3</sup>Aix-Marseille université, CEREGE, UM34 CNRS/, Aix-en-Provence, France, moron@cerege.fr

<sup>4</sup>IRD, LTHE UMR 5564, 38041 Grenoble, France, arona.diedhiou@ird.fr

**Résumé** – Une définition des vagues de chaleur (HW) pertinente pour les régions tropicales sèches est proposée et testée au Sahel (i.e. durée, intensité et fréquence). L'indice de chaleur (HI dérivé de la formule Steadman, 1979) est ainsi calculé sur les données quotidiennes de 145 stations d'Afrique de l'Ouest issues de la base Global Surface Summary of the Day (GSOD) sur la période 1973-2014. Les HWs enregistrées en climats sahélien et soudanien (stations issues d'une classification) se produisent surtout au printemps boréal, i.e. avril-mai-juin. Elles sont plus fréquentes depuis 1998 (+8 % de jours torrides, i.e. dépassant le 90<sup>ème</sup> centile des jours) et elles deviennent plus longues (+1,2 jours par décennie) et plus intenses (+ 0,3 à 0,4°C/décennie respectivement en climat soudanien et sahélien).

**Mots-clés** : vague de chaleur (HW), indice de chaleur (HI), Sahel, ACASIS.

**Abstract** – *Heat waves in Sahel: definition and main spatial-temporal characteristics (1973-2014).* A definition of heat waves (HW) relevant for dry tropical regions is proposed and tested in the Sahel (i.e. duration, intensity and frequency). The Heat Index (HI derivative of Steadman's (1979) formula) is calculated on daily data of 145 West African stations from the GSOD database over the period 1973-2014. HWs recorded in Sahelian and Sudanese climates mainly occur in boreal spring, i.e. April-May-June. They are more frequent since 1998 (+ 8% very hot days, T90p) and they become longer (+1.2 days per decade) and more intense (from +0.3 to 0.4 °C / decade respectively Sudanese and Sahelian climate) on the end of the period 1973-2014.

**Keywords**: Heat Wave, Heat Index, Sahel, ACASIS program.

### Introduction

Le réchauffement global contemporain s'accompagne par une augmentation de la fréquence des extrêmes chauds (Easterling *et al.*, 2000 ; Alexander *et al.*, 2006 ; Seneviratne *et al.*, 2012). Le 5<sup>ème</sup> rapport d'évaluation du GIEC (Stocker *et al.*, 2013) prévoit ainsi que les vagues de chaleur (HW pour « Heat Wave » en anglais) sont de plus en plus fréquentes et intenses, avec une augmentation très probable (>90% de probabilité) du nombre de jours chauds et de nuits chaudes depuis 1950 à l'échelle globale ; or le manque de données et/ou d'études sur l'Afrique limite ce degré de confiance à 60-90% pour ce continent. En Afrique, Fontaine *et al.* (2013) observent un réchauffement significatif (+1 à + 3°C) dans la région sub-saharienne occidentale de 1979 à 2011, ainsi que des fréquences plus élevées des HW avec des durées plus longues après 1994. Dans les régions côtières du Golfe de Guinée (e.g. à Abidjan, Côte d'Ivoire) et au Sahel Central (e.g. Niamey, Niger), Ringard *et al.* (2015) confirment que depuis 1950, les températures se sont réchauffées, le nombre annuel de HW et le pourcentage des jours et des nuits chaudes extrêmes ont augmenté.

Les HW ont été définies essentiellement en milieux tempérés et plus rarement en zone intertropicale (Australie, Inde). Aussi, ce travail propose une définition des HW pertinente pour l'espace tropical ouest-africain et les analyse en étudiant leur durée, leur intensité et leur fréquence depuis 1973.

Ce travail contribue au programme ANR ACASIS qui a pour finalité de produire un système opérationnel d'alerte aux canicules, l'intérêt consistant à prendre en compte un indice

adapté aux impacts sanitaires (cf. section 2.2.1). La partie 1 présente le contexte des extrêmes thermiques ; les données et méthodes sont présentées en partie 2 et les résultats en partie 3.

## 1. Absence de définition universelle sur les vagues de chaleur

### 1.1 Critères de définition des vagues de chaleur

Aucune définition universelle des HW ne fait foi ; celles-ci peuvent être définies comme une période plus ou moins longue durant laquelle les températures locales sont anormalement élevées par rapport à une température absolue ou bien relative. Une HW est néanmoins caractérisée par plusieurs critères : sa rareté ou faible occurrence, soit moins de 10% des jours ; son intensité, *i.e.* l'amplitude des températures en terme d'anomalie par rapport à la climatologie locale (Goubanova, 2007) ou par tout excès au-delà d'un seuil absolu, ou encore, par l'intensité maximale du pic de température (Soubeyroux *et al.*, 2015) ; sa sévérité en termes de pertes humaines (Beniston, 2004) ou socio-économiques (agriculture, électricité et énergie, etc.) (Perkins and Alexander, 2012) ; sa durée comprise au minimum entre 2 et 6 jours consécutifs selon les auteurs : dès 2 jours consécutifs pour Kent *et al.* (2014), 3 jours pour la plupart des auteurs (*e.g.* Steadman, 1979 ; Nairn, 2014 ; Russo *et al.*, 2014), ou encore sur une fenêtre glissante de 5 jours (ETCCDI, 2013).

### 1.2 Différents indices d'extrêmes de chaleur

Plusieurs indicateurs de chaleur existent selon la finalité de l'étude :

- Le **HWDI** –*Heat Wave Duration Index*- indique la durée d'une HW par le nombre de jours durant des intervalles d'au moins 6 jours avec  $TX > T_{\text{jour}} + 5^{\circ}\text{C}$  (pour une moyenne calculée quotidiennement sur la base 1961-1990) sur une fenêtre glissante de 5 jours (*i.e.*  $d-2$  à  $d+2$ ). Cet indice est utilisé dans les programmes ClimDex, STARDEX ou encore ECA (Frich *et al.*, 2002) ;
- Le **WSDI** –*Warm Spell Duration Index*- compte le nombre de jours par an où TX dépasse son 90<sup>ème</sup> centile pendant au moins 6 jours consécutifs (*i.e.*  $TX > TX_{90p}$ ). Ceci est surtout valable pour les milieux tempérés car les seuils de durée sont assez longs (ETCCDI, 2013) ;
- Le **HWMI** –*Heat Wave Magnitude Index*- mesure la magnitude ou l'intensité globale du réchauffement (Russo *et al.*, 2014) ;
- Le **EHF** –*Excess Heat Factor*- mesure l'excès de chaleur en lien avec l'acclimatation des populations (Nairn et Fauwett, 2015).

Des « indicateurs biométéorologiques » sont calculés en France suite à la canicule qui a sévit en Europe de l'Ouest en août 2003 (action combinée entre Météo-France et l'Institut de veille sanitaire (InVS)). Météo-France a recensé les HW passées aux échelles nationales, régionales et locales pour ensuite déterminer des caractéristiques comme le début, la fin et le pic de chaleur lors d'une vague de chaleur (Soubeyroux *et al.*, 2015).

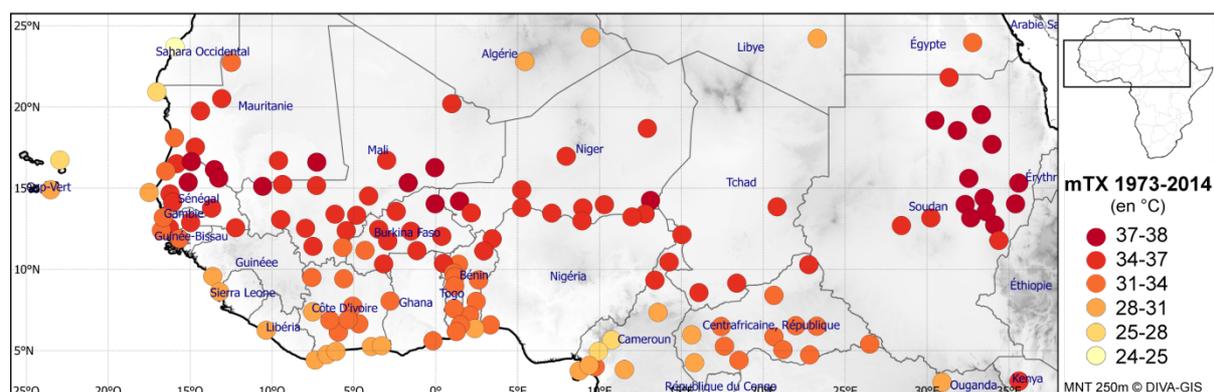
Les HW sont redoutées pour les impacts sanitaires potentiels engendrés, y compris au Sahel ; aussi, l'ACMAD (*African Centre of Meteorological Applications for Development*) émet un message d'alerte aux populations ouest africaines lorsque les  $TX > 40^{\circ}\text{C}$ .

Si en domaine tempéré, différents types de températures seuils sont utilisés (seuils absolus ou relatifs), en revanche en domaine tropical, l'utilisation des percentiles semble plus adaptée que des températures seuils supérieures de  $5^{\circ}\text{C}$  aux normales locales, en raison de la faible variabilité thermique quotidienne (Alexander *et al.*, 2006).

## 2. Données et méthodes

### 2.1 Données quotidiennes 1973-2014 de la base GSOD

Les données utilisées proviennent de la base GSOD sur la période 1973-2014 et couvrent 145 stations réparties sur un large espace africain (24°N-3°N ; 24°W-36°E) (Figure 1). Ces observations synoptiques contiennent les températures quotidiennes maximales (TX), minimales (TN), moyennes (Tm) et la température du point de rosée (Td). En moyenne, 35% des données quotidiennes sont manquantes. Les lacunes ne sont pas comblées et toutes les analyses sont fondées sur les seules données disponibles.

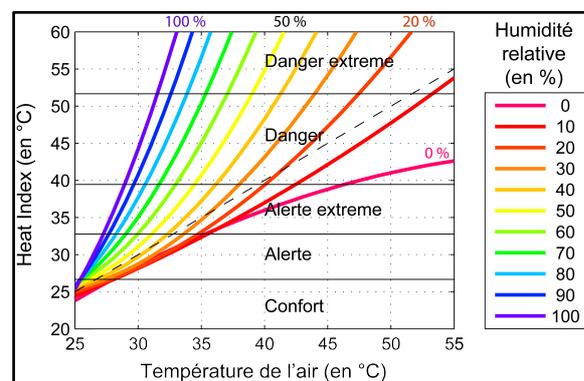


**Figure 1.** Moyenne 1973-2014 des températures maximales (°C) dans les 145 stations issues de la base *Global Surface Summary of the Day*–GSOD- disponibles et utilisables sur l’Afrique de l’Ouest.

### 2.2 Méthode d’analyse des HW sahéliennes

#### 2.2.1 Calcul de l’indice de chaleur par le Heat Index de Steadman modifié

Pour étudier les HW avec une visée sanitaire, l’indice de chaleur utilisé dérive du **Heat Index** (HI) élaboré par Steadman (1979) et utilisé par le *National Weather Service* américain (Equation 1). Comme seul le point de rosée est disponible en moyenne quotidienne, le HI est ici calculé en tenant compte à la fois des HI diurne (HI<sub>Max</sub>) et nocturne (HI<sub>Min</sub>) ; cet indice est une fonction non linéaire de la température (T) et de l’humidité relative (HR) permettant d’évaluer la température ressentie par le corps humain (Figure 2) et son rôle sanitaire potentiel ; si T > 35°C et HR > 39%, l’indice de chaleur indique un « danger » pour l’Homme.



**Figure 2.** L’indice de chaleur (Heat index –HI- en °C) fonction de la température de l’air convertie en degrés Celsius (adapté de Steadman, 1979) et de l’humidité relative (en %) ; HI varie de la température de « confort » au « danger extrême ».

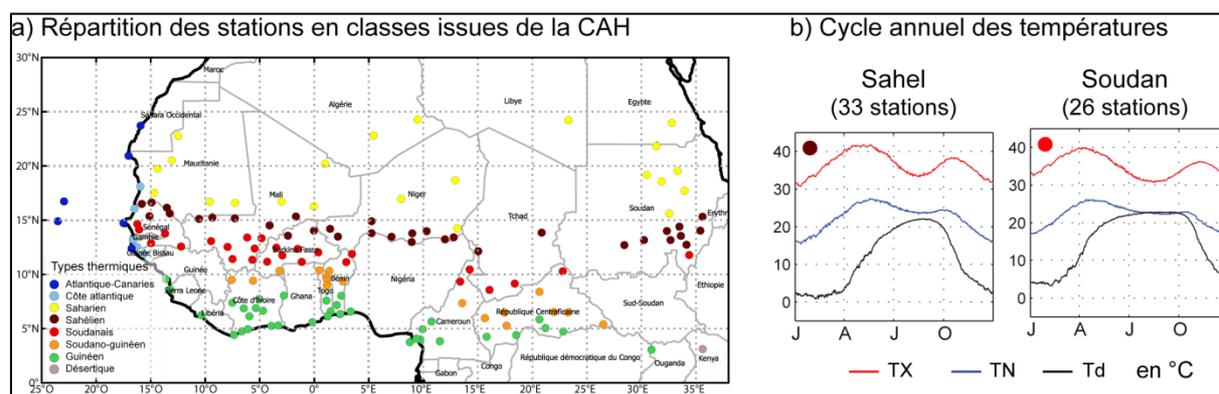
$$HI = c1 + c2 T + c3 R + c4 TR + c5 T^2 + c6 R^2 + c7 T^2R + c8 TR^2 + c9 T^2R^2 \quad [\text{Equation 1}]$$

où : HI= indice de chaleur (en °F) ; T= température (en °F) ; R= humidité relative (en %) ;  
 $c1 = -42,379$  ;  $c2 = 2,04901523$  ;  $c3 = 10,14333127$  ;  $c4 = -0,22475541$  ;  $c5 = -6,83783 \times 10^{-3}$  ;  
 $c6 = -5,481717 \times 10^{-2}$  ;  $c7 = 1,22874 \times 10^{-3}$  ;  $c8 = 8,5282 \times 10^{-4}$  ;  $c9 = -1,99 \times 10^{-6}$

Une vague de chaleur est dès lors définie et détectée au Sahel lorsque le 90<sup>ème</sup> centile (90p) de la distribution de l'indice de chaleur ( $HI_{Max}$  et  $HI_{Min}$ ) est atteint ou dépassé pendant au moins 6 demi-journées consécutives (6 dépassements). Le seuil de HI extrême ( $HI_{90p}$ ) est ici calculé sur l'ensemble de la période d'étude, mettant alors en exergue les HW printanières *a priori* les plus génératrices de morbidité et de mortalité au Sahel.

### 2.2.2 Typologie des températures en Afrique de l'Ouest

Une classification ascendante hiérarchique (CAH) effectuée sur les températures moyennes annuelles des 145 stations d'Afrique de l'Ouest disponibles permet de discrétiser l'espace en classes ; celles-ci répondent assez bien à une distribution zonale (Figure 3a). Deux classes sur huit sont particulièrement étudiées car pleinement situées dans le périmètre d'étude du programme ACASIS : elles correspondent aux nuances de climats sahélien (33 stations) et soudanien (26 stations). Le cycle thermique annuel est commenté en section 3.1.



**Figure 3.** Typologie des régimes thermiques pour 145 stations d'Afrique tropicale au nord de l'équateur, sur la période 1973 à 2014. a) répartition spatiale des stations en classes, issues d'une CAH effectuée sur les données quotidiennes de TN, TX et Td (corrélations de rang de Spearman pour la distance entre les variables et distance moyenne pour l'agrégation itérative) ; b) cycle annuel moyen de TX, TN et Td (en Celsius) des domaines « Sahel » et « Soudan ».

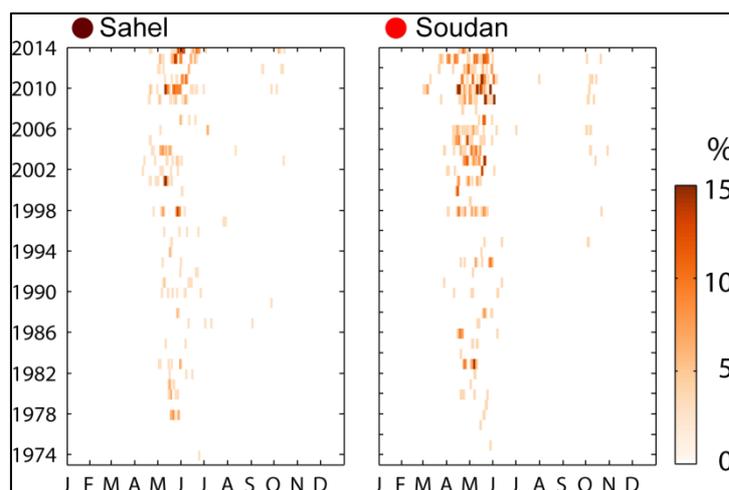
## 3. Résultats : caractérisation des HW en domaine sahélo-soudanien

### 3.1 Variation spatio-temporelle des températures

Compte tenu de sa latitude tropicale (8-15°N) et de la continentalité, la frange sahélo-soudanienne connaît un régime thermique bimodal : les TX et TN les plus chaudes sévissent au printemps (avril-juin), juste avant l'arrivée de la mousson -perceptible par la température du point de rosée moyenne (Td) maximale au 3<sup>ème</sup> trimestre- et dans une moindre mesure en automne (Figure 3b) ; le Sahel enregistre 223 « jours torrides » par an *-i.e.*  $TX \geq 35^{\circ}C$ -, et 249 « nuits tropicales » par an *-i.e.*  $TN \geq 20^{\circ}C$ - en moyenne, ce qui en fait une des zones les plus chaudes de la planète (Moron *et al.*, 2016). Dans ces deux ceintures tropicales, les températures nocturnes (TN) et diurnes (TX) moyennes sont globalement très chaudes ; les extrêmes montrent des seuils élevés avec  $TN_{90} \geq 25,5^{\circ}C$  et  $TX_{90} \geq 39^{\circ}C$ .

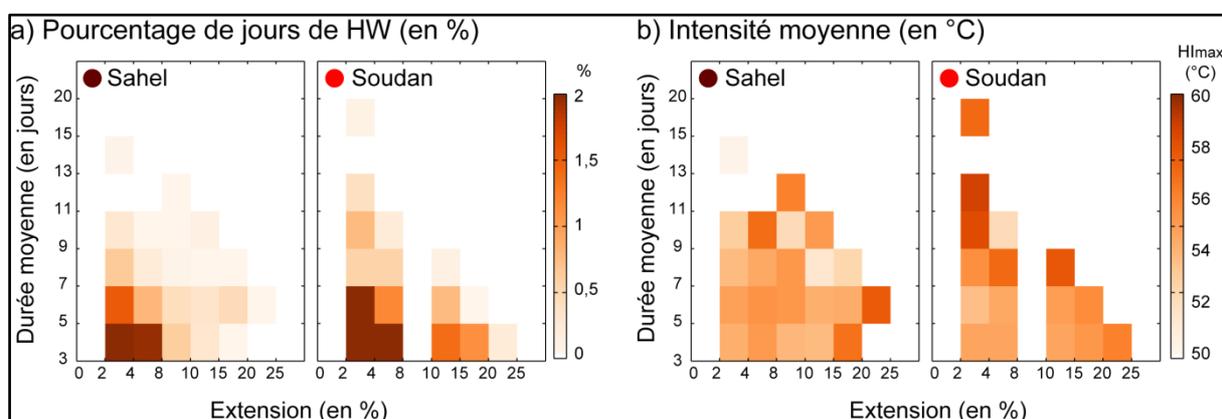
### 3.2 Évolution des vagues de chaleur sur la période 1973-2014

Les HW enregistrées en climats sahélien et soudanien se produisent surtout au printemps, *i.e.* avril-mai-juin. Elles sont plus fréquentes depuis 1998, printemps particulièrement chaud (+ 8 % de jours de HW) et elles deviennent plus longues (+ 1,2 jours par décennie), plus intenses (+ 0,3 à 0,4°C/décennie respectivement en climat soudanien et sahélien) en fin de période (Figure 4). Quelques stations situées au Sahel central (10-15°N ; 5°W-5°E) enregistrent une augmentation de 10% jours de HW printanières (non montré).



**Figure 4.** Extension spatiale (en % du domaine) et temporelle (1973-2014) des HW en zones sahélienne et soudanienne. Le % est calculé comme le quotient entre les stations ayant une HW et le nombre total de stations du domaine.

La figure 5 montre les fonctions de densité de probabilité croisées (PDF pour *Probability Density Function*) des HW, à savoir leur fréquence, durée et intensité dans les ceintures sahélienne et soudanienne.



**Figure 5.** Fréquence, durée et intensité des vagues de chaleur printanières en milieux sahélien & soudanien. a) Pourcentage de jours de HW en fonction de leur durée et étendue spatiale (en pourcentage des stations de la classe correspondante). b) Intensité moyenne des HW en fonction de la durée moyenne et l'étendue spatiale. Pour chaque pixel, l'intensité moyenne est calculée comme la moyenne des  $HI_{Max}$  pendant les journées chaudes en moyenne sur la période 1973-2014.

Pour chaque domaine, les HW les plus fréquentes sont de courte durée (3-7 jours) et très localisées (2-8% du domaine). Elles sont peu à modérément intenses ( $HI_{Max} < 54^{\circ}C$ ). Les HW présentant un « danger extrême » pour les populations ( $-HI_{Max} > 54^{\circ}C$ -) durent plus de 9 jours et/ou couvrent relativement de grandes surfaces ( $> 10\%$  du domaine). Dans les deux régions, quelques HW sont de courte durée et néanmoins très intenses. La ceinture sahélienne montre des HW légèrement moins intenses et moins étendues que la frange soudanienne.

## Conclusion

Les vagues de chaleur (HW) au Sahel sont définies par le dépassement du 90<sup>ème</sup> centile de l'indice de chaleur quotidien (*i.e.*  $HI_{Max}$  et  $HI_{Min} > HI_{90p}$ ) durant au moins trois jours consécutifs. Cette définition est testée sur 33+26 stations appartenant respectivement aux ceintures sahélienne et soudanienne. Les vagues de chaleur les plus rudes affectent les deux domaines, surtout la ceinture soudanienne avec des HW printanières plus intenses depuis 1998 (+ 0,3 à 0,4°C/décennie), plus longues (augmentation de 7 jours des HW) et plus intenses ( $HI \geq$  danger) en fin de période 1973-2014. Les mécanismes et processus gouvernant les occurrences de ces HW sont analysés dans Oueslati *et al.* (2016).

## Bibliographie

- Alexander L. V., Zhang X., Peterson T. C., Caesar J., Gleason B., Klein Tank A. M. G., Haylock M., Collins D., Trewin B., Rahimzadeh F., Tagipour A., Rupa Kumar K., Revadekar J., Griffiths G., Vincent L., Stephenson D. B., Burn J., Aguilar E., Brunet M., Taylor M., New M., Zhai P., Rusticucci M., Vazquez-Aguirre J. L., 2006. Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *J. Geophys. Res.*, **111**, D05109.
- Beniston M., 2004. The 2003 heat wave in Europe. A shape of things to come? *Geophysical Research Letters*, **31**, L02022.
- Easterling D. R., Meehl G. A., Parmesan C., Changnon S. A., Karl T. R., Mearns L. O., 2000. Climate extremes: observations, modeling, and impacts. *Science*, **289**, 2068–2074.
- ETCCDI (Expert Team on Climate Change Detection and Indices). Dernière mise à jour le 29.01.2013. [http://etccdi.pacificclimate.org/list\\_27\\_indices.shtml](http://etccdi.pacificclimate.org/list_27_indices.shtml), consulté le 15.12.2015.
- Fontaine B., Janicot S., Monerie P. A., 2013. Recent changes in air temperature, heat waves occurrences and atmospheric circulation in Northern Africa. *Journal of Geophysical Research*, **118**, 8536-8552.
- Frich P., Alexander L. V., Della-Marta P., Gleason B., Haylock M., Klein Tank A. M., Peterson T., 2002. Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. *Climate Research*, **19**, 193–212.
- Goubanova K., 2007. *Une étude des événements climatiques extrêmes sur l'Europe et le bassin Méditerranéen et de leur évolution future* (Thèse de doctorat). Université Paris VI, France.
- Kent S. T., McClure L. A., Zaitchik B. F., Smith T. T., Gohlke J. M., 2014. Heat Waves and Health Outcomes in Alabama (USA): The Importance of Heat Wave Definition. *Environ Health Perspect*, **122**, 151-158.
- Moron V., Oueslati B., Pohl B., Rome S. and Janicot S., 2016. Trends of mean temperatures and warm extremes in Northern Tropical Africa (1961-2014). En révision pour *Journal of Geophysical Research*.
- Nairn, J., 2014. Heatwave defined as a heat impact event for all community and business sectors in Australia. Dans Bureau of Meteorology (éd.) *Urban climate and weather, 13-15 March 2012*. South Australia, Australie.
- Nairn J., and Fawcett R., 2015. The Excess Heat Factor: A Metric for Heatwave Intensity and Its Use in Classifying Heatwave Severity. *Int J Environ Res Public Health*, **12**(1), 227–253.
- Oueslati B., Sambou M.-J., Pohl B., Rome S., Moron V. et Janicot S., 6-9 juill. 2016. Les vagues de chaleur sahéliennes : caractérisation, mécanismes, prévisibilité. *Actes du 29<sup>ème</sup> colloque de l'Association Internationale de Climatologie (AIC)*, 6-9 juillet 2016 (pp. 321-326). Besançon, France.
- Perkins S. E., Alexander L. V., 2012. On the measurement of heat waves. *J. Clim.*, **26**, 4500–4517.
- Ringard J., Dieppois B., Rome S., Diedhiou A., Pellarin T., Konaré A., Diawara A., Konaté D., Dje B. K., Katiellou G. L., Seidou Sanda I., Hassane B., Vischel T., Garuma G. F., Mengistu G., Camara M., Diongue A., Gaye A. T., Descroix L., 2015. The intensification of thermal extremes in West Africa. *Global and Planetary Change*, **139**, 66–77.
- Russo S., Dosio A., Graversen R.G., Sillmann J., Carrao H., Dunbar M. B., Singleton A., Montagna P., Barbola P., and Vogt J. V., 2014. Magnitude of extreme heat waves in present climate and their projection in a warming world. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **119**.
- Seneviratne S. I., Nicholls N., Easterling D., Goodess C. M., Kanae S., Kossin J., Luo Y., Marengo J., McInnes K., Rahimi M., Reichstein M., Sorteberg A., Vera C., Zhang Z., 2012. Changes in climate extremes and their impacts on the natural physical environment. Dans C.B. Field V. Barros, T.F. Stocker, D. Qin, D.J. Dokken, K.L. Ebi, M.D. Mastrandrea, K.J. Mach, G.-K. Plattner, S.K. Allen, M. Tignor, and P.M. Midgley (éds.) *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (pp. 109–230). Cambridge, UK and New York, NY, Cambridge University Press, 582p.
- Soubeyroux J.-M., Schneider M., Ouzéau G., 1-4 juill. 2015. Recensement des vagues de chaleur en France à différentes échelles spatiales et évolution en contexte de changement climatique. *Actes du 28<sup>ème</sup> colloque de l'Association Internationale de Climatologie (AIC)*, 1-4 juillet 2015 (pp. 615-620). Liège, Belgique.
- Steadman R. G., 1979. The assessment of sultriness. Part I: A temperature-humidity index based on human physiology and clothing science. *J. Appl. Meteor.*, **18**, 861-873.
- Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, L.V. Alexander, S.K. Allen, N.L. Bindoff, F.-M. Bréon, J.A. Church, U. Cubasch, S. Emori, P. Forster, P. Friedlingstein, N. Gillett, J.M. Gregory, D.L. Hartmann, E. Jansen, B. Kirtman, R. Knutti, K. Krishna Kumar, P. Lemke, J. Marotzke, V. Masson-Delmotte, G.A. Meehl, I.I. Mokhov, S. Piao, V. Ramaswamy, D. Randall, M. Rhein, M. Rojas, C. Sabine, D. Shindell, L.D. Talley, D.G. Vaughan and S.-P. Xie, 2013: Technical Summary.. Dans T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex et P. M. Midgley (éds.) *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (pp.33-115). Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press, 1535 p

# VARIABILITE DES TEMPERATURES MENSUELLES EN FRANCE A L'ECHELLE SEculaire : CARACTERISATION DU PETIT AGE GLACIAIRE

ROUSSEAU D.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Conseil Supérieur de la Météorologie, 73 av. de Paris 94165 St-Mandé, Daniel.Rousseau.met@orange.fr

**Résumé** – Les longues séries de températures mensuelles (Paris et Angleterre centrale) remontant jusqu'en 1658 permettent une comparaison entre la période de 1659 à 1856 appartenant au petit âge glaciaire (PAG) et une période de référence de 1857 à 1987 précédant la période actuelle concernée par un réchauffement généralisé. Nous n'observons pas de changements significatifs de température durant les mois d'avril à septembre entre les deux périodes. En revanche la moyenne des températures est plus faible en période hivernale pendant le PAG, la différence dépassant de peu 0,5°C à Paris pour les mois de janvier et mars. Cette différence est due à une plus grande fréquence d'hivers particulièrement rigoureux et une plus petite fréquence de printemps précoces durant le PAG.

**Mots-clés** : Petit Age Glaciaire, température, longues séries, variabilité du climat

**Abstract** – *Variability of monthly temperatures in France at a century scale: characterization of Little Ice Age.* The long series of monthly temperatures (Paris and Central England) dating back to 1658 allow a comparison between the period of 1659 to 1856 belonging to the Little Ice Age (LIA) and a reference period from 1857 to 1987 preceding the present period concerned by a generalized warming. We do not observe significant changes in temperature during the months of April to September between the two periods. In contrast the average winter temperature is lower in winter during the LIA, the difference slightly ahead of 0.5°C in Paris for the months of January and March. This difference is due to more frequent severe winters and a smaller frequency early springs during the LIA.

**Keywords**: Little Ice Age, temperature, long series, climate variability

## Introduction

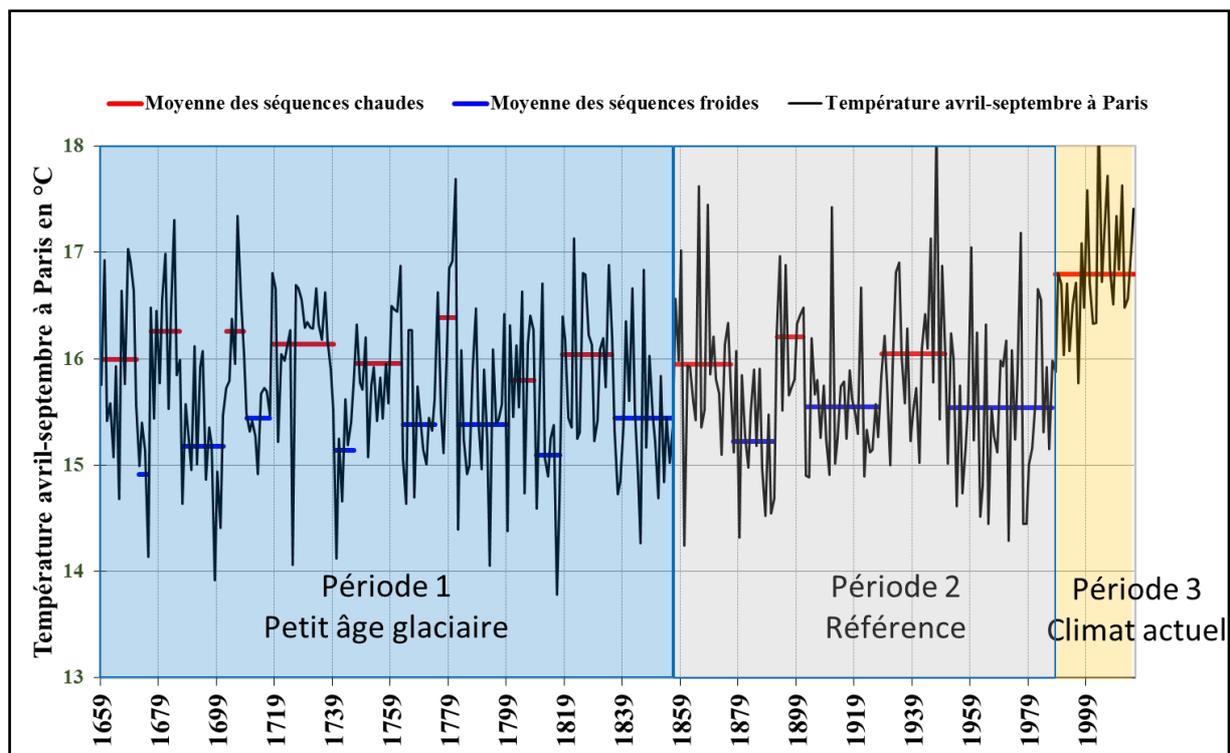
L'extension des glaciers constitue un indicateur précieux pour la reconstitution des conditions climatiques du passé. Les glaciers ont ainsi laissé des traces de la dernière glaciation qui s'est achevée il y a environ 10 000 ans. Cette dernière glaciation correspondait à une température moyenne qui est estimée à environ 5°C inférieurs à la température actuelle. Plus récemment les glaciers, comme par exemple la Mer de Glace dans les Alpes, ont eu, de 1300 à 1860 environ, une extension importante comparée à celle d'aujourd'hui, mais considérablement moindre qu'à l'époque de la dernière glaciation. Cette période est désignée généralement par les glaciologues et les historiens du climat comme « Petit Age Glaciaire » (PAG) (Le Roy Ladurie, 1967). Aujourd'hui la diminution généralisée des glaciers est considérée comme un indicateur du réchauffement climatique.

L'objet de cet article est de caractériser plus précisément le climat qui a régné en France durant la période du PAG où des mesures de température sont disponibles (1659-1856) et de comparer celui-ci au climat d'une période de référence postérieure au PAG (1857-1987), mais antérieure à la période actuelle qui enregistre déjà de manière significative les effets du réchauffement climatique.

## 1. Données

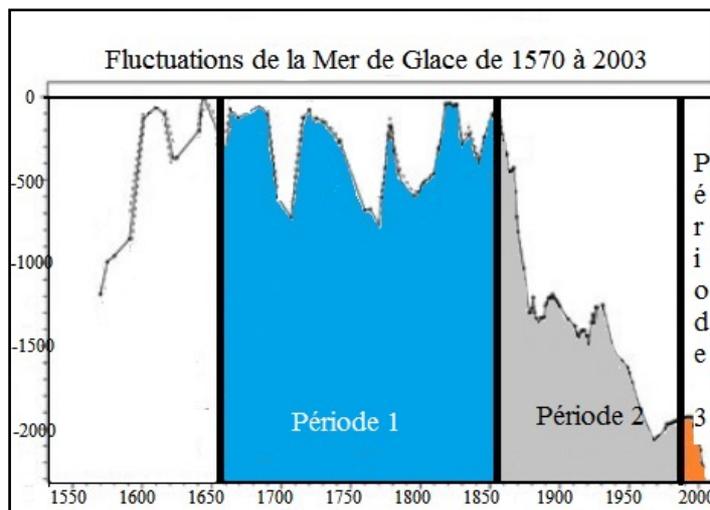
Pour délimiter les périodes de comparaison du climat, nous nous référons pour les glaciers à la Mer de Glace (Nussbaumer et al., 2007) et pour les températures aux températures de Paris (Rousseau, 2009 et 2013a). L'étude de la série de Paris a mis en évidence des fluctuations climatiques d'échelle pluridécennales (Figure 1). Nous distinguerons 3 périodes, comportant des séquences complètes d'années froides et d'années

chaudes. La période 1 de 1659 à 1856 (soit 198 années) comporte 8 fluctuations successives de séquences d'années chaudes et froides. La période 2 de 1857 à 1987 (soit 131 années) comporte 3 fluctuations successives. La période 3 de 1988 à 2015 (soit 29 années) ne comporte qu'une séquence chaude.



**Figure 1.** Températures moyennes d'avril à septembre. Les barres horizontales indiquent la température des séquences regroupant alternativement des années plus fréquemment chaudes et des années plus fréquemment froides.

La période 1 de 1659-1856 (en bleu sur la figure 2) est bien représentative de la dernière phase du petit âge glaciaire, durant laquelle la limite du glacier oscille dans un intervalle ne dépassant pas 700 m par rapport à son extension maximale de 1852. Ces oscillations pourraient refléter, avec quelques années de retard, les fluctuations pluridécennales des températures d'avril à septembre (figure 1) (Le Roy Ladurie et al., 2011, Rousseau 2013b).



**Figure 2.** Retrait (en m) de la langue terminale de la Mer de Glace par rapport à son extension maximale durant le PAG. (d'après Nussbaumer et al., 2007)

Ces températures sont, en effet, parmi d'autres paramètres climatiques, l'un des paramètres importants intervenant dans le bilan de masse du glacier : de faibles températures durant ce semestre limitent la fonte des glaces. Plus précisément les quatre fortes avancées de la Mer de Glace dans la période 1659-1856 qui se terminent par des maxima de l'extension de la Mer de Glace en 1720, 1778, 1821 et 1852 suivent les quatre séquences de semestre printanier-estival froides les plus longues de la période avec

quelques années de retard (Tableau 1).

**Tableau 1.** Durée des séquences froides et avancées correspondantes de la Mer de Glace.

Séquence d'années froides	Durée (ans)	Années d'avancées du glacier	Avancée (m)
1687-1701	15	1707-1720	650
1763-1774	12	1770-1778	589
1782-1799	18	1795-1821	562
1836-1856	21	1842-1852	294

La période 3 de 1988 à 2015 a été distinguée de la période post-PAG, car la séquence chaude qui a débuté en 1988 se distingue des séquences chaudes précédentes par une température moyenne nettement plus chaude. Cette période correspond au climat actuel.

Dans cette étude nous utiliserons donc comme référence la période 2 post-PAG de 1857 à 1987 pour la comparer à la période 1659-1856 appartenant au PAG.

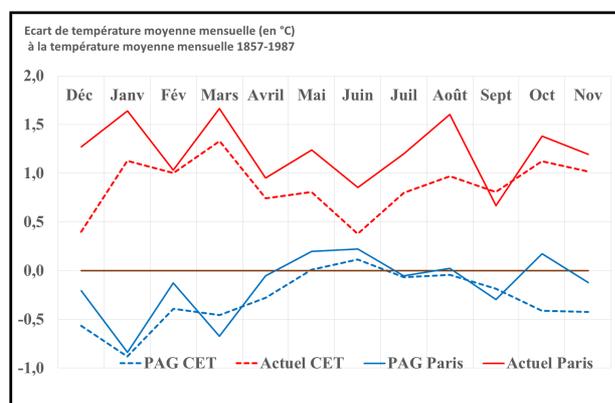
La fiabilité des comparaisons de températures moyennes sur des périodes longues dans des périodes anciennes où les conditions de mesures et les instruments eux-mêmes sont le plus souvent inconnus ne peut être garantie, et ce, quel que soit le soin apporté à la calibration et l'homogénéisation de la série de mesure. Aussi est-il utile de comparer les indications obtenues à l'aide de la série de Paris à des comparaisons réalisées à partir d'autres sources.

Une seule autre série thermométrique est disponible sur la période 1659-2015 : celle reconstituée par Manley pour l'Angleterre centrale (Manley, 1974) et mise à jour après 1974 par le Hadley Centre ou par Philip Eden (Eden, 2015). Cette série a été reconstituée de façon tout à fait indépendante de la série de Paris à l'exception de la période 1715-1758.

D'autres séries d'indices mensuels thermiques, ne reposant cependant pas sur des mesures thermométriques pour les années les plus anciennes, ont été effectuées pour la Suisse (Pfister, 1984) et pour les Pays-Bas (van Engelen et al., 2001) ; celles-ci seront également utilisées à titre de comparaison.

## 2. Moyennes mensuelles des températures

La différence entre la moyenne mensuelle des températures (de Paris et de l'Angleterre centrale) de la période 1 (appartenant au PAG) et la période 2 (Référence) est illustrée par la figure 3. Cette figure donne aussi, à titre de comparaison, les différences entre la période 3 actuelle et la période 2 de référence. Ces différences montrent que tous les mois sont concernés par un réchauffement climatique dépassant le plus souvent un degré.



**Figure 3.** Ecart de la température mensuelle à la température de référence (période 2) pour la période 1 du PAG et la période 3 actuelle pour Paris (en plein) et pour l'Angleterre centrale (CET).

Entre la période 2 et la période 1 aucune différence importante de température n'est constatée d'avril à septembre durant la période végétative conditionnant les récoltes. Les relevés des dates de vendanges confirment d'ailleurs les données des thermomètres. Ainsi la moyenne des dates de vendange à Beaune est pratiquement la même pour la période 1 (25 septembre) et la

période 2 (27 septembre) (Labbé et al., 2013). Le terme « petit âge glaciaire » est donc assez peu adapté à la description d'une grande partie de l'année. En plein PAG, on a même connu des étés caniculaires comme celui de 1540 qui a pu être comparé à l'été caniculaire de 2003 (Wetter et al., 2013).

Ce n'est que pour les mois de décembre à mars que l'on note une température plus basse pendant le PAG à Paris, comme d'ailleurs en Angleterre centrale. En particulier la différence entre la période 2 et la période 1 dépasse le demi-degré en janvier et en mars à Paris.

Les observations faites en Suisse et au Pays-Bas confortent l'une des principales indications fournies par les mesures thermométriques de Paris et de l'Angleterre centrale : le refroidissement moyen de la période PAG ne concerne que la période hivernale (les moyennes des indices de Pfister sont plus faibles en JFM durant le PAG, la moyenne de l'indice hivernal van Engelen plus élevée) et aucunement la période estivale (les indices de Pfister de mai à septembre, comme l'indice MJJAS de van Engelen sont pratiquement identiques durant le PAG à ceux de la période de référence post-PAG).

**Tableau 2.** Moyennes des indices de Pfister mensuels (pour la Suisse) et des indices saisonniers de van Engelen (pour les Pays-Bas). L'indice de Pfister varie de -3 à +3 du plus froid au plus chaud. L'indice van Engelen varie de 1 à 9 du plus doux au plus froid pour la saison froide, du plus frais au plus chaud pour la saison chaude.

	Moyenne des indices Pfister												Indices van Engelen	
	D	J	F	M	A	M	J	Ju	A	S	O	N	NDJ FM	MJJ AS
PAG	-0,4	-0,7	-0,4	-1,0	-0,2	0,0	-0,1	-0,1	0,2	-0,2	-0,4	-0,4	5,3	5
Post-PAG	-0,4	-0,1	0,2	-0,2	0,1	-0,2	-0,2	0,0	-0,1	0,0	0,0	0,0	4,8	5

### 3. Répartition des températures en janvier et mars

Les mois de janvier et mars sont les seuls mois de l'année où la différence entre la moyenne des températures à Paris durant la période PAG et durant la période de référence dépasse 0,5°C. L'examen de la répartition (degré par degré) des températures moyennes de ces mois de janvier dans chaque période permet de mieux comprendre les raisons de l'écart entre les moyennes des 2 périodes.

La courbe de répartition des températures de janvier présente une dissymétrie avec une aile de la répartition plus étalée vers les valeurs les plus basses (Figure 4). Cette dissymétrie est plus importante pour la période PAG, qui se caractérise donc par une fréquence plus élevée de mois de janvier très rigoureux. Par exemple la fréquence des mois de janvier de température moyenne négative est la suivante :

- 22% pour la période 1 (PAG), soit 41 mois de janvier sur 198 ;
- 9% pour la période 2 de référence soit 12 mois de janvier sur 131 ;
- 0% pour la période 3 actuelle qui n'a connu encore aucun mois de janvier à température négative sur 29.

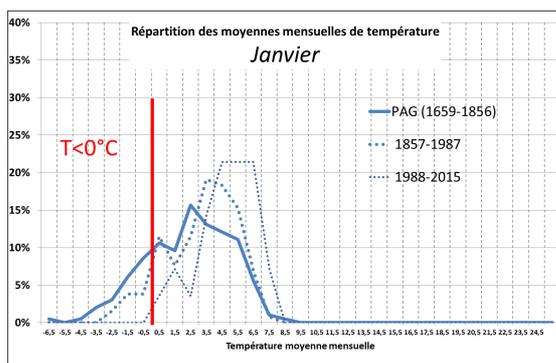


Figure 4. Répartition des températures de janvier pour la période 1 (PAG), la période 2 (référence) et la période 3 actuelle.

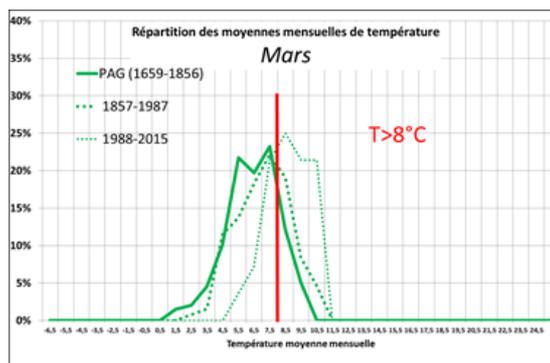


Figure 5. Répartition des températures de mars pour la période 1 (PAG), la période 2 (référence) et la période 3 actuelle.

La faible fréquence de mois de mars doux pendant le petit âge glaciaire est mise en évidence sur la figure 5. Par exemple la fréquence des mois de température moyenne supérieure à 8°C est la suivante :

- 16% pour la période 1 (PAG) ;
- 32% pour la période 2 de référence ;
- 77% pour la période 3 actuelle.

#### 4. Les grands hivers de la période 1659-1856 du PAG

Durant la période 1659-1856 du PAG on compte 27 hivers indiqués dans le tableau 3 (soit en moyenne un hiver sur sept) dont la température moyenne est inférieure de plus de 2°C à la température moyenne du XIX<sup>e</sup> siècle (Rousseau, 2012). Ce sont essentiellement ces grands hivers qui sont les caractéristiques du PAG.

Tableau 3. Liste des grands hivers dont les températures moyennes (décembre-janvier-février) sont inférieures de plus de 2°C à la température du XIX<sup>e</sup> siècle.

	Hivers (DJF) très froids d'anomalie <-2°C																										
<b>Période 1</b>	1660	1663	1672	1677	1679	1681	1684	1692	1695	1697	1709	1716	1729	1740	1757	1763	1766	1784	1789	1795	1799	1814	1830	1838	1841	1845	1847
<b>Période 2</b>	1880	1891	1895	1929	1942	1947	1963																				

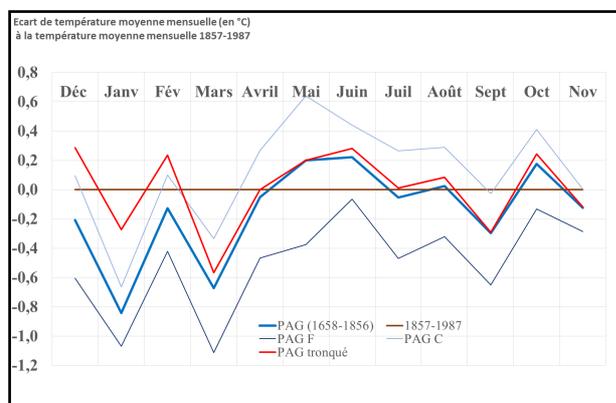


Figure 6. Ecart moyen de la température mensuelle à la température de référence pour la période 1 du PAG et pour les séquences chaudes et froides du PAG. En rouge plein est représenté aussi l'écart moyen des années du PAG tronquées des années de grands hivers.

Si on ne prend pas en compte les années de ces grands hivers, la moyenne des températures du PAG ne se distingue guère de la moyenne de la période 2. Ces hivers ne se répartissent pas identiquement selon les séquences chaudes (10 hivers sur 103 soit 10% des hivers) ou froides (17 hivers sur 95 soit 18% des hivers) définies dans la figure 1. Les variations pluridécennales du climat ont des effets sur les températures

d'amplitude comparable en hiver à la variation séculaire liée au petit âge glaciaire. De plus les variations pluridécennales concernent tous les mois de l'année comme le montre la figure 6.

### Conclusion et perspectives

Loin d'être une période d'années uniformément plus froides sur la période couvrant la période d'extension importante des glaciers, les années PAG de 1659 à 1856 ont la même variabilité interannuelle et pluri-décennale autour de valeurs moyennes que les années post-PAG de 1857 à 1987. Ce n'est que dans la répartition des températures hivernales que la période PAG se différencie de la période post-PAG. Durant le PAG la fréquence des hivers très rigoureux (1 hiver sur 7 d'anomalie inférieure à -2°C) est plus grande. L'occurrence de printemps précoces (température du mois de mars supérieure à 8°C) y est par contre environ 2 fois plus rare.

Ces constats concernant les températures suggèrent que l'instauration, le maintien et la régression des glaciers dès 1856, alors que le réchauffement climatique n'était pas encore sensible relèvent de processus dans lesquels la température intervient de façon complexe. L'historique d'autres paramètres (les chutes de neige hivernales par exemple), malheureusement insuffisamment connus dans le lointain passé, serait utile pour expliquer plus précisément l'évolution séculaire des glaciers.

### Bibliographie

- Eden P., 2015. *Central England Temperature (provisional monthly and annual means)*. [Site Internet]. Disponible sur : <http://www.climate-uk.com/provisional.htm> (consulté en avril 2016).
- Labbé T. et Gaveau F., 2013. Les dates de bans de vendanges à Beaune (1371-2010). Analyse et données d'une nouvelle série vendémiologique. *Revue historique*, **666**, 333-368.
- Le Roy Ladurie E., 1967. *Histoire du climat depuis l'an mil*. Paris, Flammarion, 381 p.
- Le Roy Ladurie E., Rousseau D., Vasak A., 2011. *Les fluctuations du climat de l'an mil à aujourd'hui*. Paris, Fayard, 322 p.
- Manley G., 1974. Central England temperatures monthly means 1659 to 1973. *Quart.J.R.Met.Soc.*, **100**, 389-405.
- Nussbaumer S. U., Zumbühl H. J., Steiner, D., 2007. Fluctuations of the 'Mer de Glace' (Mont Blanc area, France) AD 1500–2050. Part I. The history of the Mer de Glace AD 1570–2003 according to pictorial and written documents. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, **40**, 5-140.
- Pfister C., 1984. *Klimageschichte der Schweiz 1525-1860. Das Klima der Schweiz von 1525-1860 und seine Bedeutung in der Geschichte von Bevölkerung und Landwirtschaft*. Berne, Haupt.
- Rousseau D., 2009. Les températures mensuelles en région parisienne de 1676 à 2008, *La Météorologie*, 8<sup>e</sup> série, **67**, 43-55.
- Rousseau D., 2012. Identification des grands hivers de 1676 à 2010 à l'aide des séries thermométriques de Paris. In Berchtold J., Le Roy Ladurie E., Sermain J.-P., Vasak A. (éds). *Canicules et froids extrêmes : l'évènement climatique et ses représentations. Volume 2, Histoire, littérature, peinture*. Paris, Hermann, 345-360.
- Rousseau D., 2013a. Les moyennes mensuelles de températures à Paris de 1658 à 1675 d'Ismaël Boulliau à Louis Morin. *La Météorologie*, 8<sup>e</sup> série, **81**, 11-22.
- Rousseau D., 2013b. L'apport des longues séries d'observation à l'étude dynamique du climat en Europe de l'ouest : température, vendanges, glaciers. *Pollution Atmosphérique*, numéro spécial, juin 2013, 71-77.
- Van Engelen A. F. V., J. Buisman & F. Ijnsen, 2001. A millenium of weather, winds and water in the Low Countries. In Jones P. D., A. E. J. Ogivie, T. D. Davies & K. R. Briffa (Eds.). *History and climate: Memories of the Future*. Kluwer Academic, New York, 101-124.
- Wetter O. and Pfister C., 2013. An underestimated record breaking event – why summer 1540 was likely warmer than 2003, *Clim. Past*, **9**, 41–56.

## ANALYSE DE LA QUALITE DE LA SAISON PLUVIEUSE DANS LA PERIPHERIE DE LA RESERVE DE BIOSPHERE TRANSFRONTALIERE DU W (BENIN)

SARE B. A.<sup>1,2</sup>, YABI I. F.<sup>1,2</sup>, HOUSSOU C. S.<sup>2</sup>, SINSIN B.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Laboratoire d'Ecologie Appliquée, Faculté des Sciences Agronomiques, BP526, Université d'Abomey-Calavi, Bénin, adissatous@yahoo.fr

<sup>2</sup>Laboratoire Pierre PAGNEY Climat, Eau, Ecosystèmes et Développement, (LACEEDE), Département de Géographie et Aménagement de Territoire (DGAT), Université d'Abomey-Calavi UAC, chrisspass@yahoo.fr, yafid2@yahoo.fr, bsinsin@gmail.com

**Résumé** – Le but de cette recherche est d'étudier la qualité de la saison des pluies dans la périphérie de la Réserve de Biosphère Transfrontalière du W (Bénin) entre 1965 et 2010, l'une des régions la moins pluvieuse du Bénin. Les données pluviométriques journalières de trois stations (Karimama, Banikoara et Kandi) ont été utilisées l'aide de méthodes statistiques simples (analyse fréquentielle). Cette recherche montre une nette tendance à un raccourcissement de la durée de la saison des pluies, surtout au cours des dernières décennies et une fréquence plus élevée des séquences sèches. L'étude montre également un retard dans le démarrage de la saison des pluies et la fin précoce de la saison des pluies, une fréquence de plus en plus élevée des séquences.

**Mots-clés** : Saison des pluies, Périphérie, W, Bénin.

**Abstract** – *Analysis of the quality of rainy season in the transboundary of the Biosphere Reserve W (Benin).* The aim of this study is to define the state of quality of the rainy season from in the in the transboundary of the Biosphere Reserve W (Benin) between 1965 and 2010. Daily rainfall records of the two principal stations of the zone (Karimama, Banikoara and Kandi) were analyzed using simple statistical methods (frequent analyzes). This work shows a clear downward trend a shortening of the rainy season especially during the last thirty years and a higher frequency in dry episodes throughout the extent of the rainy season. The study shows that there is strong variability between stations; but overall one notes a increased delay in the starting and the precocious end of the rainy season, an increasingly high frequency of long dry sequences in the heart of the wintering and the reduction of the rain season.

**Keywords:** Rainy season, transboundary, W, Benin.

### Introduction

La pluie, élément déterminant du climat, est placée depuis quelques temps au centre des préoccupations des scientifiques du Bénin. L'économie de cette partie du Nord-est est essentiellement basée sur l'agriculture et l'élevage, qui sont fortement dépendants du climat. Depuis trois décennies, les conditions climatiques y sont caractérisées par une irrégularité pluviométrique et une mauvaise répartition spatio-temporelle des pluies. La périphérie à l'instar des autres régions de l'Afrique de l'Ouest, a enregistré des périodes de sécheresse plus ou moins profondes. Les manifestations de cette dégradation du climat se caractérisent souvent par une mauvaise qualité de la saison pluvieuse qui sera analysée à travers trois paramètres : de la date du début et de la fin de la saison, la durée de la saison des pluies et la fréquence des séquences sèches.

### 1. Cadre de l'étude

Le secteur d'étude est la périphérie de la Réserve de Biosphère Transfrontalière du W (Bénin), située au Nord-Est du Bénin entre 11°20' et 12°23' de latitude N et entre 2°04' et 3°05' de longitude E (Figure 1). Elle est subdivisée en Parc National du W avec une superficie de (563,280 ha), zone Cynégétique de la Djona avec une superficie (115, 200 ha) et Zone Cynégétique de la Mékrou avec une superficie (102,000 ha). Le climat de la périphérie est de type soudo-sahélien avec une seule saison des pluies qui débute généralement vers mai

et dure en moyenne cinq mois. Les mois de juillet, d'août et septembre sont les plus pluvieux, la saison sèche commence en octobre et se poursuit jusqu'en avril.

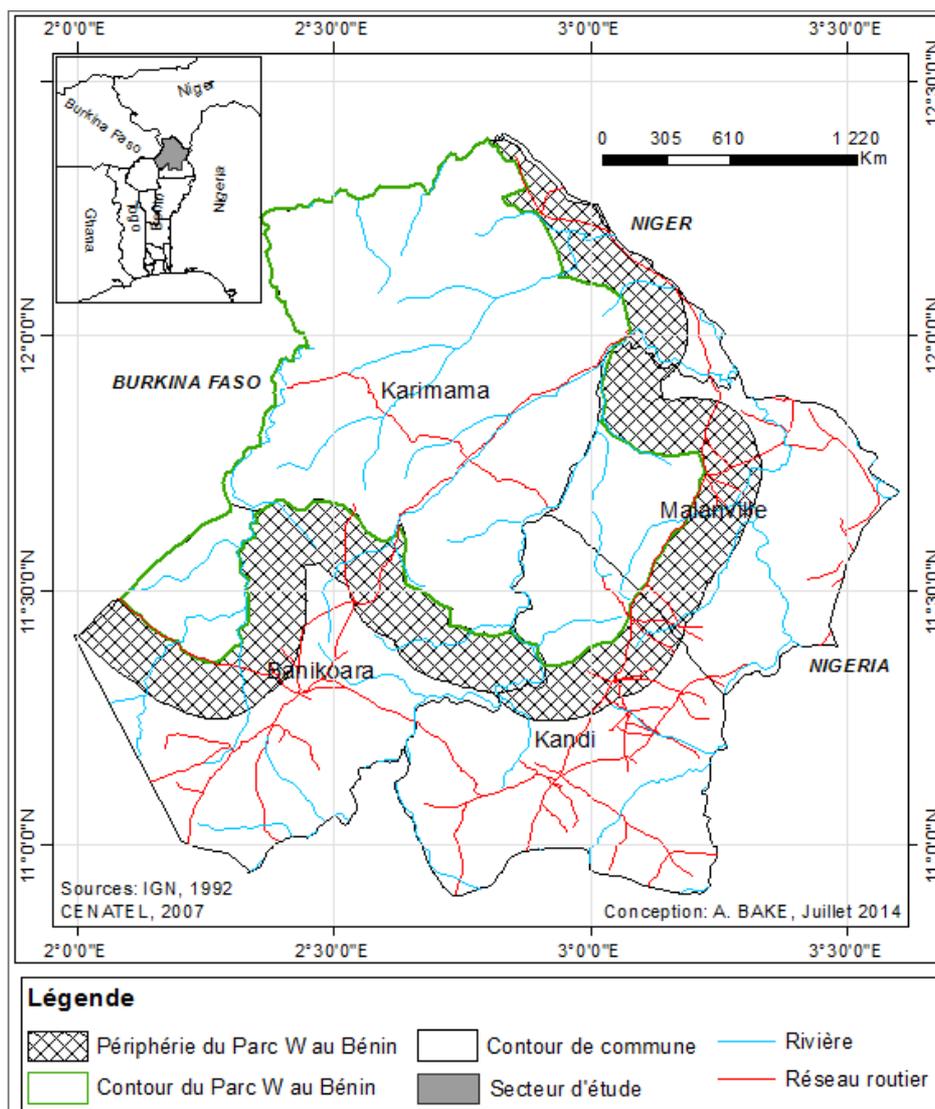


Figure 1. Localisation de la périphérie de Réserve de Biosphère Transfrontalière du W (Bénin).

## 2. Données et méthodes de l'étude

### 2.1. Données d'étude

Les hauteurs pluviométriques journalières de 1965 à 2010 de trois stations (Karimama, Banikoara, Kandi, collectées à l'ASECNA-Cotonou (Bénin)) ont été utilisées. Une typologie des précipitations quotidiennes a ainsi été établie, de même qu'une classification des séquences sèches. La typologie des précipitations journalières s'est inspirée de celle proposée par Kouassi et al. (2010). Les différentes classes de précipitations sont ainsi définies :

- P1 = somme des précipitations journalières comprises entre 0,1 et 10 mm ;
- P2 = somme des précipitations journalières comprises entre 10,1 et 30 mm ;
- P3 = somme des précipitations journalières comprises entre 30,1 et 50 mm ;
- P4 = somme des précipitations journalières > 50 mm.

Le choix de cette typologie des précipitations journalières est lié aux normes internationales et paraît judicieux et se justifie par le fait que le milieu d'étude est situé au

Nord-Bénin, où les pluies ont une corrélation positive avec celles des régions du Sahel atlantique (Houndénou et Hernandez, 1998) cités par Zakari *et al* (2012).

La détermination du début, de la fin et de la durée de la saison sèche s'est faite selon les critères de Guèye et Sivakumar (1992). Ainsi, la date de début de la saison des pluies (DSP) est le premier jour après le 1<sup>er</sup> mai, lorsque la pluviométrie cumulée avec celle des deux jours précédents atteint 20 mm et plus, sans qu'il ne soit suivi pendant les 30 jours suivants d'une séquence sèche excédant 7 jours. La fin de la saison pluvieuse (FSP) correspond au jour où, après le 1<sup>er</sup> septembre, il n'y a plus de pluie pendant deux décades consécutives. La longueur de la saison pluvieuse (LSP) correspond à la différence en jours entre les dates de fin et de début des pluies. L'analyse fréquentielle du DSP, de la FSP et de la LSP a été faite aux fréquences 8 années sur 10, 5 années sur 10 et 2 années sur 10 en calculant la fréquence cumulée par la formule de l'écart type :

La typologie des séquences sèches s'est inspirée des travaux de Sané *et al.* (2008). Ici, l'état journalier est considéré comme sec si la quantité d'eau tombée est inférieure à 0,1 mm. Les séquences sèches sont classées selon leur durée en quatre classes comme suit :

- S1 = classe des séquences sèches de durée comprise entre 1 et 3 jours ;
- S2 = classe de séquences sèches de durée comprise entre 4 et 7 jours ;
- S3 = classe de séquences sèches de durée comprise entre 8 et 14 jours ;
- S4 = classe de séquences sèches de durée supérieure à 14 jours.

### 3. Résultats et discussion

#### 3.1. Analyse du début et la fin de la saison des pluies (DSP et FSP)

Le tableau 1 indique les dates de début et de fin de la saison des pluies (SP) des trois stations d'étude.

**Tableau 1.** Probabilité de la date du début et de la fin à Karimama, Banikoara, Kandi.

Début et Fin de la saison des pluies										
	moyenne				2 années sur 10		5 années sur 10		8 années sur 10	
Station	DSP	ET	FSP	ET	DSP	FSP	DSP	FSP	DSP	FSP
<b>Karimama</b>	23mai	15,89	27sept	9,84	08 mai	21 sept	22 mai	28 sept	04juin	30 sept
<b>Banikoara</b>	14mai	11,56	24sept	11,01	06 mai	16sept	11 mai	16sept	21 mai	29sept
<b>Kandi</b>	14mai	13,07	03 oct	8,41	04 mai	27 sept	10 mai	30 sept	17 juin	11 oct

Source : Traitement des données ; ASECNA, 2010

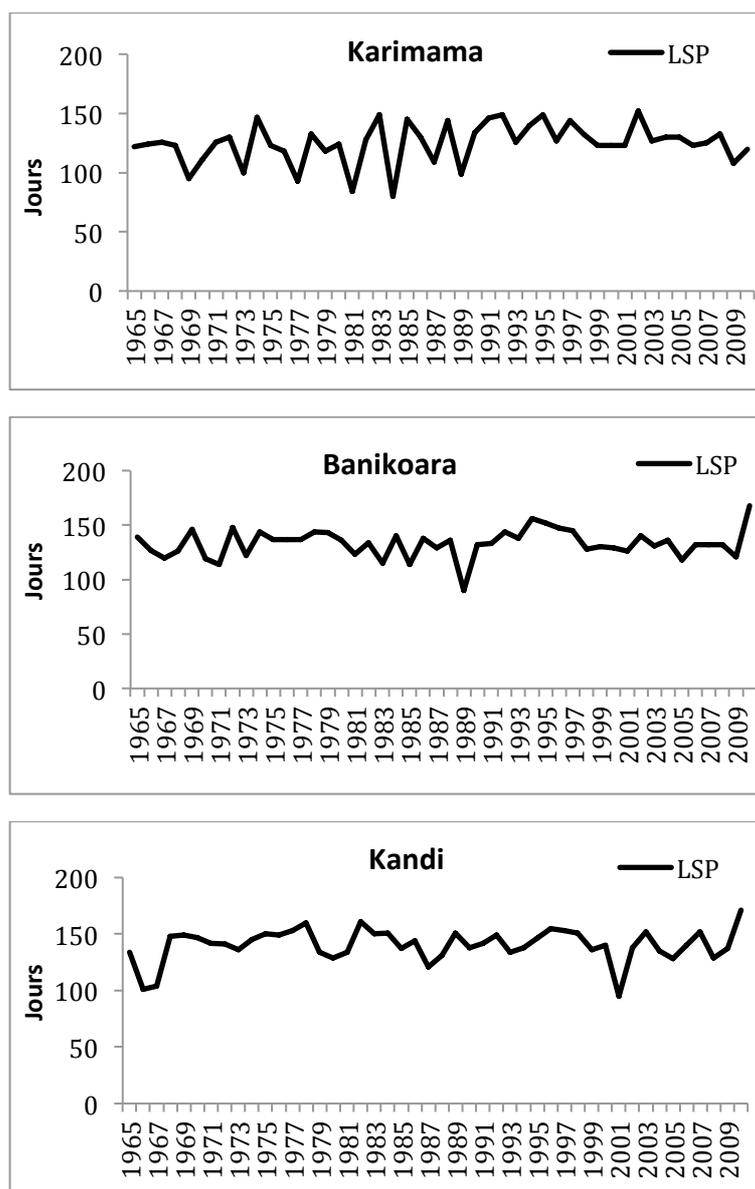
L'analyse du tableau 1 indique les dates de début de la saison des pluies (DSP) et de fin des pluies (FSP). La saison des pluies dans la périphérie de la Réserve de Biosphère Transfrontalière du W (Bénin) connaît un début et une fin très variables d'une d'une à une autre et d'une station à une autre. En situation moyenne, la saison des pluies varie entre la date de début de la saison est de 14 mai à Banikoara ; 14 mai à Kandi et 23 mai à Karimama. Dans 20% des cas, seule deux années sur 10, la date du début est de 08 mai pour Karimama, 06 mai pour Banikoara 04 mai pour Kandi. Autrement dit 4 années sur 5, la date du début de la saison des pluies (DSP) est postérieure au 08 mai à Kariamama, 06 mai à Banikoara et 04 mai à Kandi.

La fin de la saison des pluies (FSP) varie en moyenne du 27 septembre à Karimama, 24 septembre à Banikoara et 03 octobre à Kandi. Dans 80% des cas, seules 4 années sur 5, la date est antérieure ou égale au 30 septembre à Karimama, 11 octobre à Kandi et 29 septembre à Banikoara. Pour toutes les stations étudiées, la FSP est précoce pour la fréquence 2 années sur 10 et tardive pour la fréquence de 8 années sur 10 à la station de Kandi, par contre précoce

pour les deux autres stations. Pour toutes les stations, l'écart type pour le DSP est supérieur à celui de la FSP, ce qui signifie que la FSP est plus stable que le DSP dans la périphérie. De même, on peut noter que c'est à Banikoara que le DSP est le plus instable. On peut déduire qu'il y a de moins de variation de la date de fin de saison et qu'elle devient de plus en plus tardive. Les probabilités de la date de fin de saison montrent également une fin tardive de la saison.

### 3.2. Analyse de la longueur de la saison pluvieuse

La durée de la saison pluvieuse est une donnée variable d'une année à une autre, mais également d'une station à l'autre (Figure 2).



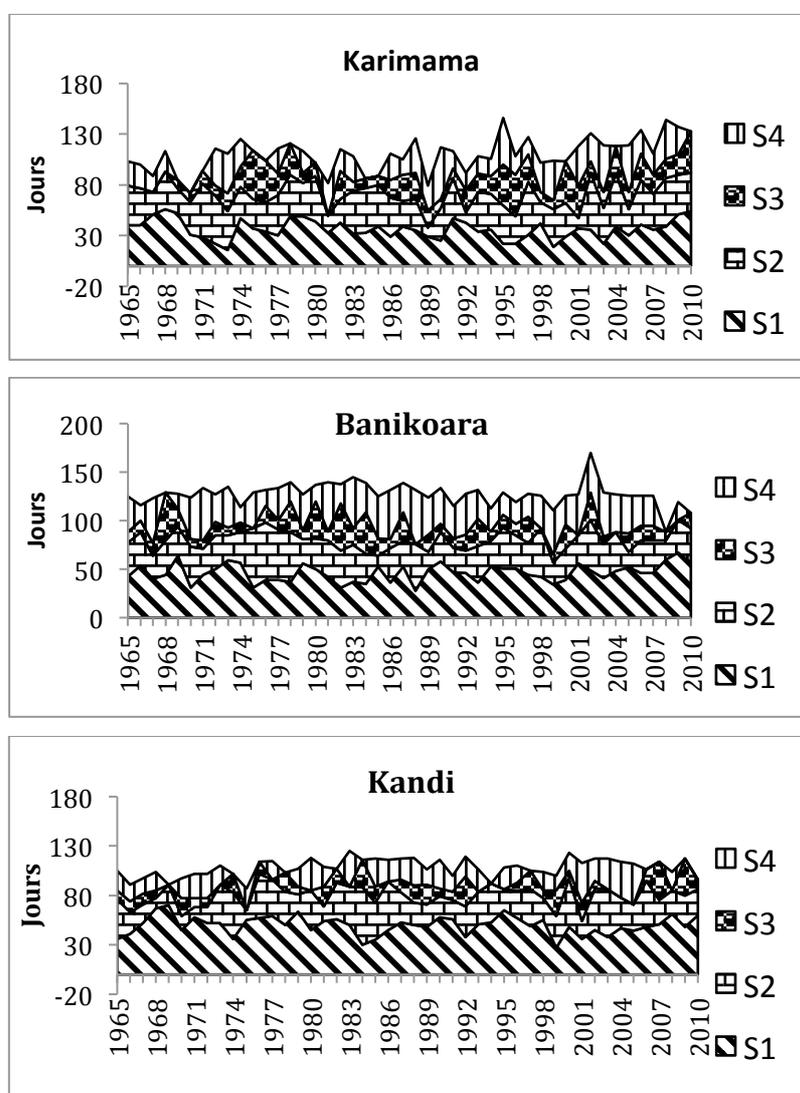
**Figure 2.** L'évolution de la durée de la saison des pluies aux différentes les stations (1965-2010).

La durée minimale est 80 jours (1984) et la durée maximale de 152 jours (2002) Pour la station de Karimama. Pour la station de Banikoara, la valeur minimale de la longueur de la saison pluvieuse est de 90 jours (1989) et la durée maximale est 168 jours (2010), celle minimale de la station de Kandi est de 95 jours (2001) et la durée maximale est 171 jours (2010). L'amplitude de variation est de 72 jours à Karimama, 78 jours à Banikoara et 76 jours

à Kandi. La durée moyenne de la saison est de 125 jours à Karimama ; 133 jours à Banikoara et 140 jours à Kandi.

### 3.3. Analyse des fréquences de séquence sèches

Les différentes classes de séquences sèches (Figure 3) ont connu des évolutions diverses pour les stations étudiées. Au cours de la saison pluvieuse, les classes de séquences sèches S1 et S2 représentent de loin en moyenne (90% environ) les types de « pauses pluviométriques » enregistrées dans les stations étudiées. C'est seulement à Karimama et Banikoara qu'une tendance à la hausse est enregistrée et concerne S3, ce qui signifie une augmentation de la durée des pauses pluviométriques. Par contre, à Kandi, deux tendances à la baisse ont été enregistrées et correspondent à (S2 et S3), de même celle du S1 à Karimama. Par ailleurs, on peut noter que dans la distribution annuelle des séquences sèches (S1, S2, S3 et S4), ont connu des variabilités encore plus importantes. Selon les travaux de terrain ; c'est ce qui explique en partie les nombreux échecs enregistrés dans les semis et le développement des plantules et qui a amené les cultivateurs à adopter des pratiques de semis multiple comme stratégie d'adaptation à la persistance des épisodes secs au démarrage de la saison des pluies.



**Figure 3.** Evolution des séquences sèches sur les différentes stations (1965 - 2010).

**Légende :** S1=classe des séquences sèches de durée comprise entre 1 et 3 jours ; S2 = classe de séquences sèches de durée comprise entre 4 et 7 jours ; S3 = classe de séquences sèches de durée comprise entre 8 et 14 jours ; S4 = classe de séquences sèches de durée supérieure à 14 jours.

## Conclusion

Cette étude montre une dégradation de la qualité de la saison des pluies. Elle a permis d'avoir une connaissance plus fine de la variabilité intra saisonnière de la pluviométrie de la périphérie. La saison pluvieuse dans la périphérie de la Réserve de Biosphère Transfrontalière du W (Bénin) se caractérise en outre par la grande dispersion des jours de pluies et la fréquence des séquences sèches dont la durée peut atteindre et même dépasser 14 jours. C'est l'un des facteurs qui expliquent la faiblesse relative des rendements des cultures et des ligneux dans la périphérie et leur grande irrégularité.

## Bibliographie

- Guèye M., Sivakumar M. V. K., 1992. *Analyse de la longueur de la saison culturale en fonction de la date de début des pluies au Sénégal* (Compte rendu des travaux n°2). Niamey (Niger), Centre sahélien de l'ICRISAT, 16 p.
- Houndénou C., Hernandez K., 1998. Modification de la saison pluvieuse dans l'Atakora (1961-1990) : un exemple de sécheresse au nord-ouest du Bénin. *Sécheresse*, **9**, 23-34.
- Servat E., Paturel J. E., Lubès-Niel H., Kouamé B., Masson J. M., Travaglio M., Marieu B., 1999. De différents aspects de la variabilité de la pluviométrie en Afrique de l'ouest et centrale non sahélienne. *Revue des Sciences de l'Eau*, **12**, 363-387.
- Sané T., Diop M., Sagna P., 2008. Etude de la qualité de la saison des pluies en Haute-Casamance (Sud Sénégal). *Sécheresse*, **19**, 23-28.
- Zakari S., Yabi I., Ogouwalé E., Boko M., 5-8 sept. 2012. Analyse de quelques caractéristiques de la saison des pluies dans le Département du Borgou (Bénin, Afrique de l'ouest). *Actes de XXI<sup>ème</sup> colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, 5-8 septembre 2012 (pp. 693-698). Grenoble, France.
- Kouassi A. M., Kouamé K. F., Koffi Y. B., Dje K. B., Paturel J. E., Sekouba Oulare S., 2010. Analyse de la variabilité climatique et de ses influences sur les régimes pluviométriques saisonniers en Afrique de l'Ouest : cas du bassin versant du N'zi (Bandama) en Côte d'Ivoire. *Cybergeo: European Journal of Geography*. Disponible sur : <https://cybergeo.revues.org/23388> (consulté en avril 2016).

## EVOLUTION DU CLIMAT ET SON IMPACT SUR L'ENVIRONNEMENT DE LA REGION DE L'ORANIE (NORD-OUEST DE L'ALGERIE)

SEBAIBI A. B.<sup>1</sup>, KAZI-TANI L. M.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Département d'Agronomie, Faculté des S.N.V. Université Abdelhamid Ibn Badis - Mostaganem 27000, Algérie, sebaibi\_anouar@yahoo.fr.

<sup>2</sup>Département d'Agronomie, Faculté des S.N.V. / S.T.U., Université Abou-Bekr Belkaid - Tlemcen, 13000, Algérie, zarifet@yahoo.fr.

**Résumé** – L'analyse de longues séries climatiques est d'une importance capitale pour pouvoir mener une agriculture moderne à la fois équilibrée sur le plan écologique et profitable sur le plan économique. En exploitant de longues séries climatiques (63 à 137 ans) de la région de l'Oranie (Nord-Ouest de l'Algérie), on montre une baisse de la pluviométrie. Cette baisse est marquée avec des ruptures situées entre 1974 et 1980, au cours desquelles on note une diminution de la pluviométrie annuelle qui oscille entre 11,2 et 46,8% selon les séries. Cette diminution affecte directement les rendements agricoles notamment ceux des grandes cultures conduites souvent selon un système pluvial.

**Mots-clés** : Oranie, Algérie, ruptures, séries pluviométriques.

**Abstract** – *Study of long climate series of oranie region (Northwest of Algeria).* The analysis of long climate series is of utmost importance to be able to lead a modern agriculture that is both balanced in ecologically plan and profitable economically. 26 rainfall series of the region of Oranie (Northwest of Algeria) (Source from N.M.O and N.H.R.A.) which covers periods ranging from 63 to 137 years are analysed. We observe a marked decline in rainfall characterized by stationarity breaks between 1974 and 1980. Significant decreases in annual rainfall are systemically observed. They vary among the stations between 11.2 and 46.8%. This drastic rainfall diminution directly affects agricultural yields including field crops, as they are often driven by a pluvial system.

**Keywords**: Oranie, Algeria, periods of ruptures, rainfall series.

### Introduction

L'évolution du climat global lors du XX<sup>e</sup> siècle, au moins dans sa deuxième moitié, montre un réchauffement auquel l'Algérie, pays de la rive sud méditerranéenne, semblerait ne pas avoir échappé (GIEC, 2013). Par ailleurs, le climat méditerranéen est connu par la variabilité de ses facteurs climatiques (pluviométrie annuelle, température moyenne annuelle, répartition saisonnière des précipitations, etc.). Les Oscillations Nord Atlantique (*NAO : North Atlantic Oscillation*) ainsi que différents forçages, naturels ou anthropiques, qui influent le bassin méditerranéen et la mer Méditerranée semblent expliquer cette forte variabilité temporelle et spatiale (Somot, 2005). La région de l'Oranie (Nord-Ouest de l'Algérie) en est un exemple où l'impact de cette variabilité climatique pèse lourdement sur les activités agricoles. De ce fait, l'eau reste le facteur limitant de premier ordre pour la production agricole dans la région. Ainsi, observe-t-on une forte irrégularité des rendements céréaliers due aux différentes périodes de sécheresses qui ont affecté ce siècle, pendant les années 1940, puis durant les années 1970 jusqu'à nos jours.

### 1. Présentation du milieu de la région d'étude

La région de l'Oranie s'étend entre 2°10' de longitude Ouest et 1°20' de longitude Est. En latitude, elle s'étend depuis 34°35' jusqu'à 36°00' de latitude Nord. Atteignant la mer d'Alboran par le Nord, partie correspondant au bassin Ouest de la Méditerranée occidentale, elle est limitée au Sud par les Hautes-Plaines steppiques, s'étend d'Est en Ouest par les embouchures du Cheliff jusqu'aux frontières algéro-marocaines (Kazi-Tani, 2011). Cet ensemble géographique (Figure 1) représente un peu plus d'un tiers de l'espace tellien algérien, et il englobe les Monts de Tlemcen avec les reliefs les plus imposants de l'Oranie.

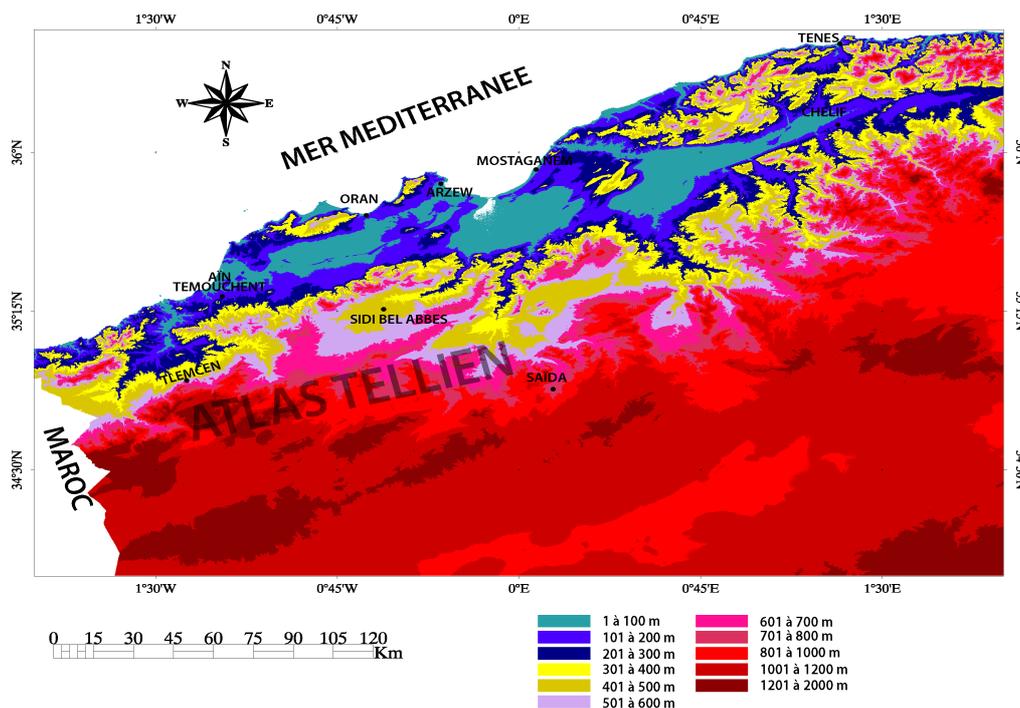


Figure 1. Carte altimétrique de l'Oranie construite à partir d'un MNT (SRTM).

Sur la base du découpage administratif, la région coïncide approximativement à l'ensemble des neuf wilayas suivantes : Tlemcen, Ain Témouchent, Sidi Bel Abbès, Oran, Mascara, Saïda, Mostaganem, Relizane et Tiaret (Figure 2). Le tout couvre une superficie de 63 050 Km<sup>2</sup>. Ce qui correspond à un ensemble spatial du 4<sup>e</sup> ordre de grandeur de l'échelle des études géographiques (Lacoste, 2003).



Figure 2. Délimitation administrative de la région de l'Oranie.

## 2. Matériels et méthodes

L'étude du climat et le suivi de son évolution nécessitent de longues et nombreuses séries d'observations. Celles-ci proviennent de la base de données de la F.A.O., de l'Office Nationale de Météorologie (O.N.M.) et de l'Agence Nationale des Ressources Hydriques (A.N.R.H.) pour les périodes climatiques de référence de 26 stations météorologiques, allant de 63 à 137 ans. Le choix de ces séries pluviométriques est motivé par la présence de données plus ou moins homogènes tant du point de vue de la fiabilité des mesures que de la longueur des séries. Le tableau 1, indique les caractéristiques des stations météorologiques relatives aux différentes périodes de référence. L'analyse statistique a été effectuée sur les cumuls de pluie de l'année agricole qui débute au premier septembre de l'année  $K$  et finit le 31 août de l'année  $K + 1$ . Ce choix se justifie par le fait que, dans le domaine méditerranéen, la saison pluvieuse commence au mois de septembre et s'achève au mois de mai. Le maximum pluviométrique

est souvent enregistré pendant l'hiver, aux mois de novembre, décembre ou janvier. Il s'ensuit que l'année agricole reflète une réalité naturelle. L'année dite civile, qui décompose arbitrairement l'épisode pluvieux en deux fragments, paraît inappropriée (Sebbar *et al.*, 2011).

**Tableau 1.** Stations retenues dans l'étude et leurs caractéristiques

Stations	Région correspondante	Latitude	Longitude	Altitude (m)	Périodes de référence	Moyenne (mm)	Ecart type (mm)	Coef. de var. (%)
Senia	Oran	35°37'47"	-00°36'21"	90	1877-78/2014-15	378	119	31,5
Stidia	Mostaganem	35°49'52"	-00°01'02"	41	1940-41/2014-15	349	120	34,4
Ain Fekan	Mascara	35°13'13"	-00°00'50"	456	1940-41/2014-15	350	122	34,9
Aouf		35°06'15"	00°21'21"	990	1940-41/2014-15	511	176	34,4
Khalouia		35°27'41"	00°17'41"	550	1940-41/2014-15	419	127	30,3
Bouhanifia		35°18'59"	-00°02'56"	295	1926-27/2014-15	311	92	29,6
Mohammadia		35°35'15"	00°03'21"	550	1940-41/2014-15	331	130	39,3
Tighenif		35°24'55"	00°19'46"	514	1922-23/2014-15	401	168	41,9
Sidi Hosni		Tiaret	35°28'17"	01°31'06"	790	1940-41/2014-15	360	135
Mehdia	35°27'37"		01°45'31"	903	1940-41/2014-15	372	104	27,9
Frenda	35°03'42"		01°03'13"	990	1940-41/2014-15	420	122	29,0
Sidi Bel Abbès	Sidi Bel Abbès	35°11'08"	-00°37'47"	485	1940-41/2014-15	334	95	28,4
Tessala		35°22'02"	-00°46'54"	577	1940-41/2014-15	466	213	45,7
Ghazaouat	Tlemcen	35°05'46"	-01°51'22"	83	1940-41/2014-15	368	111	30,2
Zenata		35°00'44"	-01°26'52"	247	1922-23/2014-15	514	199	38,7
Hennaya		34°55'20"	-01°23'17"	515	1946-47/2014-15	407	106	26,0
Mefrouche		34°51'19"	-01°17'31"	1110	1942-43/2014-15	637	191	30,0
Tlemcen		34°52'26"	-01°19'29"	810	1914-15/2014-15	579	157	27,1
Lalla Setti		34°51'58"	-01°19'29"	1007	1946-47/2014-15	585	168	28,7
Chouly		34°52'00"	-01°07'60"	747	1943-44/2014-15	450	132	29,3
H. Boughrara		34°53'28"	-01°38'20"	225	1946-47/2014-15	301	101	33,6
B. Ouassine		34°50'20"	-01°46'00"	413	1946-47/2014-15	299	88	29,4
Maghnia		34°51'12"	-01°43'54"	395	1915-16/2014-15	380	137	36,1
Sebra		34°49'48"	-01°32'03"	608	1914-15/2014-15	441	113	25,6
S. Medjahed		34°46'33"	-01°38'29"	390	1951-52/2014-15	340	114	33,5
Béni Bahdel		34°42'33"	-01°29'48"	660	1925-26/2014-15	473	139	29,4

## 2.1. Climat et variabilité pluviométrique

Le Nord-Ouest de l'Algérie est situé à l'abri de la dorsale du moyen Atlas-Rif du Maroc. Le relief très accidenté de la région d'étude constitue de nombreux abris aux influences de la mer (Medjrab, 2005). Ces deux facteurs ont un effet direct sur la variabilité spatiale de la pluviométrie ainsi que sur la réduction des précipitations dans la zone. Les vents dominants sont de direction Ouest - Nord-Ouest en hiver. Les vents de Nord-Est sont fréquents en été. Ils génèrent des pluies faibles. La circulation atmosphérique est sous l'influence de l'anticyclone des Açores et l'anticyclone saharien d'altitude (Medjrab, 2005).

Notre zone d'étude représente une bonne partie de ce large périmètre et se caractérise par un climat de type méditerranéen avec un hiver doux et humide, et un été chaud et sec. Les quantités pluviométriques annuelles reçues oscillent entre 300 et 600 mm pour l'ensemble de la région d'étude. Ici, le régime saisonnier des précipitations est du type Hiver - Printemps - Automne - Été ou bien P.H.A.E selon que les pluies sont plus importantes en hiver ou plus importantes au printemps (Kazi-Tani, 2011). A la variabilité interannuelle des précipitations de la station de Zenata s'ajoute une diminution (Figure 3). Cette diminution est-elle significative ? Peut-elle être datée avec précision ?

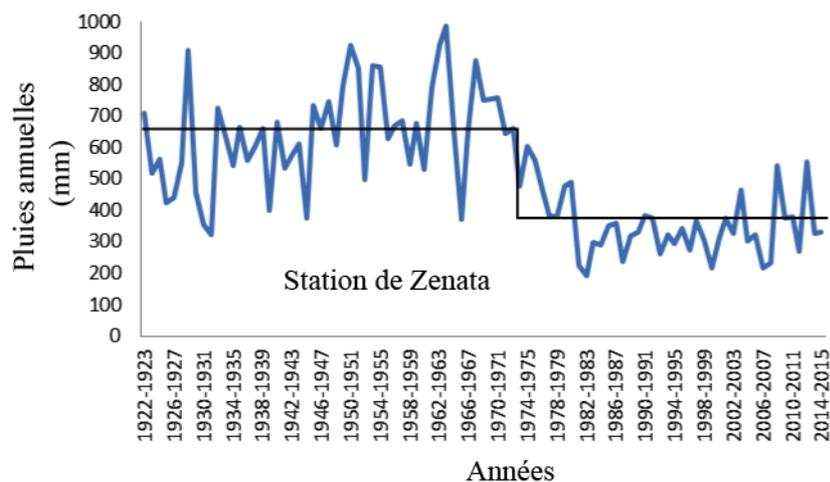


Figure 3. Précipitations annuelles de la station de Zenata (1922/1923 - 2014/2015)

## 2.2. Détection de ruptures au sein des séries pluviométriques

Une rupture peut être définie par un changement dans la loi de probabilité des variables aléatoires dont les réalisations successives définissent les séries chronologiques étudiées (Lubès *et al.*, 1994). L'acceptation générale des totaux annuels de précipitations, est que du point de vue stochastique, ceux-ci peuvent être considérés comme un processus stationnaire. La stationnarité suppose que les propriétés de base du processus (par exemple, son niveau moyen) ne changent pas avec le temps. Alors que la caractéristique d'indépendance suppose que le cumul de précipitations d'une année n'est pas dépendant du total de précipitations enregistrées l'année précédente. De ce fait, On suppose que dans le contexte du réchauffement global actuel, l'espérance mathématique aussi bien que la variance de cette variable aléatoire à l'échelle interannuelle ne seraient plus indépendantes du temps au temps (Meddi & Meddi, 2009).

La caractérisation des fluctuations du régime pluviométrique repose sur l'analyse statistique des séries chronologiques des pluies sur une période la plus longue possible. Les tests statistiques de Pettitt (1979), de Lee et Heghinian (1977), permettant de détecter d'éventuels changements dans le régime pluviométrique, et reposent sur deux approches : L'approche de Pettitt est non paramétrique et dérive du test de Mann-Whitney. L'absence de rupture dans la série (Xi) de taille n constitue l'hypothèse nulle. La série 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 chacun des deux échantillons 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. Alors que, la procédure de Lee et Heghinian fournit la probabilité que le changement se produit au moment  $\tau$  dans une série où on suppose a priori qu'il y a effectivement un changement à un moment indéterminé. De même, elle donne une estimation de la probabilité que l'amplitude du changement ait la valeur  $\delta$ . Pour détecter d'éventuels changements dans le régime pluviométrique, nous avons utilisé ces deux tests statistiques, regroupés dans le logiciel Khronostat réalisé par l'Institut de recherche pour le développement (IRD) et l'université de Montpellier (Boyer, 1998).

### 3. Résultats et discussion

A partir des résultats obtenus relatifs à la période de rupture, on a calculé la valeur du taux de réduction pluviométrique correspondant :

Taux de réduction = [(moyenne avant rupture - moyenne après rupture)/moyenne avant rupture] × 100.

Les résultats obtenus sur les 26 stations étudiées sont résumés dans le tableau 2.

**Tableau 2.** Application des tests statistiques sur les périodes des stations retenues.

Station	Période d'étude	Méthode de PETTITT	Test de LEE et HEGHINIAN	Moy. avant la rupture (mm)	Moy. après la rupture (mm)	R (%)
Senia	1877-78/2014-15	1976	1976	397	329	17,3
Stidia	1940-41/2014-15	1980	1980	398	291	26,9
Ain Fekan	1940-41/2014-15	1974	1974	421	290	31,1
Aouf	1940-41/2014-15	1976	1976	637	391	38,6
Khalouia	1940-41/2014-15	1980	1980	484	343	31,8
Bouhanifia	1926-27/2014-15	1975	1975	358	253	29,3
Mohammadia	1940-41/2014-15	1980	1980	384	268	30,2
Tighenif	1922-23/2014-15	1980	1980	513	289	43,7
Sidi Hosni	1940-41/2014-15	1976	1974	403	321	20,3
Mehdia	1940-41/2014-15	1979	1979	412	327	20,6
Frenda	1940-41/2014-15	1977	1977	488	352	27,9
Sidi Bel Abbès	1940-41/2014-15	1976	1976	377	293	22,3
Tessala	1940-41/2014-15	1974	1973	567	381	32,8
Ghazaouat	1940-41/2014-15	1974	1974	392	348	11,2
Zenata	1922-23/2014-15	1975	1975	641	341	46,8
Hennaya	1946-47/2014-15	1980	1980	490	323	34,1
Mefrouche	1942-43/2014-15	1977	1977	759	521	31,4
Tlemcen	1914-15/2014-15	1976	1976	645	470	27,1
Lalla Setti	1946-47/2014-15	1975	1975	730	477	34,7
Chouly	1943-44/2014-15	1975	1975	536	379	29,3
H. Boughrara	1946-47/2014-15	1980	1980	353	249	29,5
B. Ouassine	1946-47/2014-15	1980	1980	343	254	25,9
Maghnia	1915-16/2014-15	1980	1980	436	274	37,2
Sebra	1914-15/2014-15	1975	1975	497	353	28,9
S. Medjahed	1951-52/2014-15	1975	1975	436	281	35,6
Béni Bahdel	1925-26/2014-15	1974	1974	541	389	28,1

R : rapport entre les deux moyennes

Il ressort que pour l'ensemble des stations de l'Oranie, une rupture (diminution drastique dépassant l'écart-type de la pluviométrie annuelle) dans la série étudiée apparaît dans les années 1970 (entre 1974 et 1980 selon la station). Des réductions très importantes sont enregistrées, avec un minimum de 11,2 % à Ghazaouat et un maximum de 46,8 % à Zenata et ceci après les dates de rupture respectivement en 1974 et 1975.

### 4. Impact de la diminution des précipitations sur la région de l'Oranie

Ces déficits pluviométriques significatifs ont eu un impact négatif sur les régimes d'écoulement des cours d'eau, entraînant des conséquences graves sur l'ensemble des activités socio-économiques de la région, notamment la minéralisation des zones non saturées des nappes aquifères profondes, dans la région comme le plateau d'Oran et les hautes plaines occidentales. Ainsi, la contribution du ruissellement aux eaux de surface a systématiquement diminué. Les flux trop faibles ne permettent pas de remplir suffisamment les barrages existants (Nichane et Khelil, 2015). Cette situation a accentué le phénomène de dégradation des sols, engendrant ainsi la désertification des zones vulnérables comme les hautes plaines. La tendance actuelle à des inondations plus intenses pourrait entraîner une érosion et une dégradation des sols plus importantes (Arrus et Rousset, 2006).

## Conclusion

L'Algérie du Nord, au cours de la décennie 1970, a connu une rupture pluviométrique. On note une diminution importante de la pluviométrie annuelle. La longueur de cette période déficitaire, qui prévaut depuis la fin des années 1970, montre qu'il ne s'agit ni de variabilité interannuelle ni de variabilité décennale. Ces résultats sont en conformité avec les conclusions du Groupe intergouvernemental sur l'évolution du climat de GIEC (2007) et GIEC (2013/2014), ainsi qu'avec les conclusions du rapport régional des Nations unies sur le changement climatique en Afrique du Nord.

## Bibliographie

- Arrus R., Rousset N., 2006. L'agriculture du Maghreb au défi du changement climatique : quelles stratégies d'adaptation face à la raréfaction des ressources hydriques ? *Communication à WATMED 3, 3e conférence internationale sur les Ressources en Eau dans le Bassin Méditerranéen* (10 p.). Tripoli, Libye.
- Boyer J. F., 1998. *KhronoStat - Statistical time series analyses software*. Montpellier, Hydro sciences. Disponible sur : <http://www.hydrosciences.org/spip.php?article239> (consulté en avril 2016)
- GIEC, 2007. *Bilan 2007 des changements climatiques. Contribution des Groupes de travail I, II et III au quatrième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts inter-gouvernemental sur l'évolution du climat*. Genève (Suisse), Auteur, 103 p.
- GIEC, 2013. *Changements climatiques en 2013, les éléments scientifiques. Résumé à l'intention des décideurs, résumé technique et foire aux questions*. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press, 204 p.
- GIEC, 2014. *Changements climatiques 2014 : Incidences, adaptation et vulnérabilité. Résumé à l'intention des décideurs*. Organisation météorologique mondiale, Genève, 34 p.
- Kazi-Tani Ch., 2011. *Contribution à l'étude des communautés d'adventices des cultures du secteur phytogéographique oranais (N-O algérien)* (Thèse de doctorat). Université Abou Bekr Belkaid, Tlemcen.
- Lacoste Y., 2003. *De la géopolitique aux paysages*. Dictionnaire de la géographie. Paris, Armand Colin, 413 p.
- Lee A. F. S., Heghinian S. M., 1977. A shift of the mean level in a sequence of independent normal random variables. A bayesian approach. *Technometrics*, **19**, 503-506.
- Lubès H., Masson J-M., Servat E., Paturol J-E., Kouame B., 1994. *Caractérisation de fluctuations dans une série chronologique par applications de tests statistiques, étude bibliographique* (Rapport n°3 ICCARE). Montpellier (France), ORSTOM, 21 p.
- Nichane M., Khelil M.A., 2015. Changements climatiques et ressources en eau en Algérie : vulnérabilité, impact et stratégie d'adaptation. *Larhyss Journal*, **21**, 15-23.
- Meddi H. & Meddi M., 2009. Variabilité des précipitations annuelles du Nord-Ouest de l'Algérie. *Sécheresse*, **20**, 57-65.
- Medjrab A., 2005. *Etude de la pluviométrie de l'Algérie Nord-Occidentale : approche statistique et cartographie automatique* (Thèse de doctorat) Université de Bab Ezzouar, Alger, Algérie.
- Pettitt A. N., 1979. A non-parametric approach to the change-point problem. *Appl. Statist.* **28**, 126-135.
- Sebbar A., Badri W., Fougrach H., Hsaine M., Saloui A., 2011. Étude de la variabilité du régime pluviométrique au Maroc septentrional (1935-2004). *Sécheresse*, **22**, 139-148.
- Somot S., 2005. *Modélisation climatique du bassin méditerranéen : Variabilité et scénarios de changement climatique* (Thèse de doctorat). Université Toulouse III-Paul Sabatier, France.

## SEUILS PLUVIOMETRIQUES DES NIVEAUX DE RISQUE D'INONDATION DANS LE BASSIN DE L'OUEME AU BENIN (AFRIQUE DE L'OUEST)

TOTIN V. S. H.<sup>1,2</sup>, AMOUSSOU E.<sup>1,2</sup>, ODOULAMI L.<sup>2</sup>, BOKO M.<sup>2</sup>, BLIVI B. A.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Département de Géographie et Aménagement du Territoire, Université de Parakou, Parakou, Bénin, [sourouhenri@yahoo.fr](mailto:sourouhenri@yahoo.fr), [totinsourouhv@gmail.com](mailto:totinsourouhv@gmail.com)

<sup>2</sup>Laboratoire de Climatologie, 03 BP 1122 Cotonou, Université d'Abomey-Calavi, Bénin, [bokomichel@gmail.com](mailto:bokomichel@gmail.com)

<sup>3</sup>Centre de Gestion Intégrée du Littoral et de l'Environnement (CGILE), BP 1515 Lomé, Université de Lomé, Togo, [blimblivi1955@gmail.com](mailto:blimblivi1955@gmail.com)

**Résumé** – Le climat soudanien du haut bassin de l'Ouémé détermine les processus hydrologiques de la basse vallée du fleuve dans le domaine du climat subéquatorial. Cette étude vise à définir les seuils pluviométriques du domaine soudanien, générateurs des inondations dans la basse vallée de l'Ouémé. Les pluies journalières de Parakou, Bétérou, Djougou, Bembèrèkè, Ina, Nikki, Savè, Bassila et Bonou de la période 1960 à 2012 ont été utilisées. La détection des aléas de risques (limité, modéré, significatif et critique) d'inondation a été faite en s'inspirant des classes d'indice SPI (Standardized Precipitation Index) de McKee et al. (1993). Le cumul des pluies des mois humides pouvant engendrer probablement des inondations varie selon les stations du bassin supérieur entre 550 et 706 mm pour le risque limité, 737,5 et 1081 mm pour le risque modéré, 1116 à 1290 mm pour le risque significatif et supérieur à 1350 mm pour le risque critique. Les aléas de risques critique et significatif d'inondation sont surtout enregistrés en août et septembre où les régimes de pluie et de débit connaissent leur maximum.

**Mots-clés** : Bassin de l'Ouémé, risque d'inondation, cote pluviométrique, indice standardisé, alerte précoce.

**Abstract** – *Rainfall thresholds of flood risks in the Oueme River Basin in Benin (West Africa)*. Sudanian climate of the Oueme upper basin, determine hydrological process in the lower valley of the River within subequatorial climate zone. This study aims to define only the sudanian rainfall thresholds which govern floods in the Oueme Lower River basin. Daily rain time-series from Parakou, Bétérou, Djougou, Bembèrèkè, Ina, Nikki, Savè, Bassila and Bonou under the period 1960-2012 are used. Detection of rainfall signals of floods risks (limited, moderate, significant and critical) is inspired from the SPI (Standardized Precipitation Index) classes of McKee et al. (1993). Cumulative rainfall of the rainy months which could probably generate floods are, depending on the stations, 550 to 706 mm for the limited risk, 737.5 to 1081 mm for the risk moderate risk, 1116 to 1290 mm for the significant risk and over 1350 mm for the critical risk. Critical and significant flood risk hazards are observed from August to September where rainfall and hydrological regimes are their peak.

**Keywords**: Oueme River Basin, flood risk, rainfall thresholds, standardized index, early warning.

### Introduction

La récurrence des inondations en Afrique de l'ouest depuis les années 2000 a conduit certains auteurs dont Hangnon *et al.* (2015) à s'interroger sur les facteurs générateurs de ces catastrophes hydro-climatiques. A l'échelle d'un bassin hydrologique, la réponse est sans équivoque dans la mesure où la montée des eaux de surface et leur débordement du lit sont une conséquence des fortes précipitations sur une courte période ou des épisodes pluvieux répétés sur une longue période. Sur la base d'une analyse de la pluviosité, Diakakis (2012) a montré que seules les phases d'intensité maximale de précipitations présentent une corrélation significative avec le déclenchement des inondations, du moins dans les petits bassins-versants à écoulement torrentiel. Ainsi, un seuil de forte probabilité d'inondation peut-être défini.

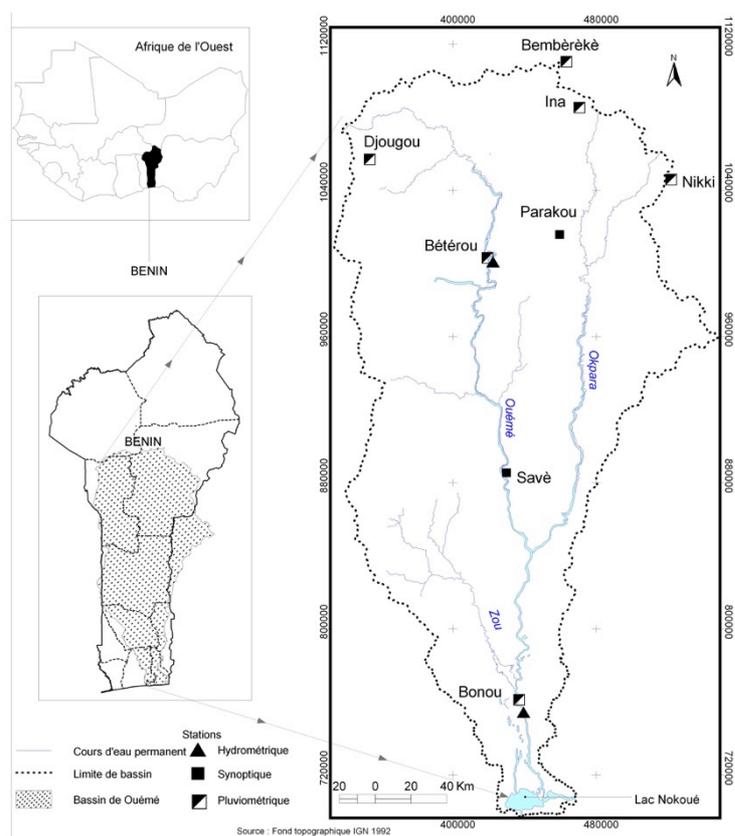
Le risque d'inondation est souvent lié aux précipitations extrêmes (Tchotsoua *et al.*, 2007) auxquelles sont vulnérables les populations, les systèmes écologiques et socioéconomiques. Selon Soro (2008), les inondations résultant des pluies extrêmes posent chaque année d'énormes problèmes aux populations installées dans les zones inondables en Afrique de

l'ouest. L'ampleur désastreuse des inondations du fleuve Niger (Bechler-Carmaux *et al.*, 2000) est une illustration de cette vulnérabilité (Karimou Barké *et al.*, 2015).

La variabilité et les extrêmes pluviométriques caractérisent aussi les bassins-versants du Bénin, dont celui de l'Ouémé qui s'étend dans les parties centrale et méridionale du pays (figure 1). Les inondations dans la basse vallée de l'Ouémé, au sud, distante de près de 500 km du haut bassin, sont générées par les événements pluvieux dans ce secteur amont où le fleuve prend sa source. Ainsi, le climat du bassin amont de l'Ouémé, de type soudanien à une saison pluvieuse et une saison sèche, détermine les processus hydrologiques de la basse vallée

du fleuve où règne un climat de type subéquatorial à deux saisons pluvieuses et deux sèches.

Le bassin de l'Ouémé, d'une superficie approximative de 46 500 km<sup>2</sup> (Le Barbé *et al.*, 1993) est situé entre 6°22' et 10°11' de latitude Nord et 1°29' et 2°36' de longitude Est. Son bassin supérieur est localisé sur le socle Dahomeyen et le bassin inférieur dans les formations sédimentaires. Ainsi, les eaux pluviales récupérées par les rivières s'écoulent du nord vers le sud suivant la direction imposée par les formations de socle avec des pentes relativement importantes (1 à 2 m/km). Dans le bassin inférieur de l'Ouémé, incluant la basse vallée où les inondations sévissent fréquemment, les pentes deviennent relativement faibles (5 m de dénivelée sur 85 km).



**Figure 1.** Localisation géographique du bassin de l'Ouémé et des stations retenues pour l'étude

De ce fait et compte tenu de la complexité du réseau hydrographique, la vallée de l'Ouémé se présente comme une large zone inondable, porteuse de risque pour les systèmes écologiques et humains pendant les périodes de forte pluviosité (juillet à octobre).

Cette étude vise à définir les seuils pluviométriques du domaine soudanien, générateurs des inondations dans la basse vallée de l'Ouémé, compte tenu de leur fréquence élevée ces dernières années.

## 1. Données et méthodes

### 1.1. Données

Les précipitations journalières des stations de Parakou, Bétèrou, Djougou, Bembèrèkè, Ina, Nikki, Savè, Bassila (domaine du climat soudanien) et de Bonou (domaine du climat subéquatorial) ont été collectées sur la période 1960 à 2012. Les débits des stations hydrométriques de Bétèrou (haut bassin) et de Bonou (basse vallée) ont été utilisés pour analyser la corrélation pluies-débits excédentaires ou extrêmes dans le bassin de l'Ouémé.

## 1.2. Méthodes

### 1.2.1 Détermination des indices standardisés de précipitations et de débits

L'outil statistique utilisé pour la détection des aléas pluviométriques de risques d'inondation est l'indice SPI (Standardized Precipitation Index) et ses classifications (McKee *et al.*, 1993 ; WMO, 2012). L'indice standardisé de précipitation est plus utilisé pour l'analyse de la sécheresse (Vicente-Serrano *et al.*, 2010 ; Karavitis *et al.*, 2011 ; Dutra *et al.*, 2013 ; Xie *et al.*, 2013 ; Trenberth *et al.*, 2014), mais il peut l'être aussi pour les inondations (Seiler *et al.*, 2002 ; Guerreiro *et al.*, 2008 ; Diakakis, 2012 ; Du *et al.*, 2013). Pour les aléas de débits, c'est l'indice SFI (Standardized Flow Index) de même formule que SPI qui a été utilisé.

Ces indices standardisés (WMO, 2012) sont calculés sur la base des pluies mensuelles pour des échelles de temps multiples. Selon Cancelliere & Bonaccorso (2009), l'indice standardisé est basé sur l'équiprobabilité de transformation des valeurs de pluie, agrégées à  $k$ -mois en valeurs standard normales, avec  $k$  généralement fixé en fonction des objectifs de l'analyse (exemple :  $k = 1, 3, 6, 9, 12, 24, 36$  mois).

A l'origine, McKee *et al.* (1993) proposent pour le calcul de l'indice SPI une transformation Gamma. Cet indice est utilisé aux pas de temps mensuels ou pluri-mensuels. Mais, pour ce travail, l'indice standardisé classique (noté  $Z$ ) a été utilisé avec un changement de pas de temps à l'échelle journalière. A l'aide des données de précipitations et de débit, il est calculé par la formule :

$$Z = \frac{Y - \mu}{\sigma} \quad (1)$$

Dans l'équation,  $Y$  est la précipitation ou le débit journalier,  $\mu$  et  $\sigma$  représentent respectivement la moyenne et l'écart-type de la série considérée pour l'étude.

### 1.2.2 Détection des seuils pluviométriques et hydrologiques de risques d'inondation

Une corrélation a été établie entre les débits à Bonou et les pluies dans chacune des stations pluviométriques en considérant le débit de la période de hautes eaux (septembre-octobre) et les précipitations de mai à octobre (période humide).

Par ailleurs, les catégories de SPI/SFI (tableau 1) ont permis de classer les valeurs maximales de précipitations et de débit journaliers en termes d'aléas d'inondation, pour les différents niveaux de risques (limité, modéré, significatif et critique) dans le bassin du fleuve Ouémé. Cela a été possible grâce à une transposition de la classification de McKee *et al.* (1993) aux données journalières utilisées.

**Tableau 1.** Classification des valeurs de SPI, des catégories d'inondations et des niveaux de risques

Valeurs seuils de SPI/SFI	Catégorie d'inondation	Seuils de risques
2,0+	Catastrophique	Critique
1,5 to 1,99	Grave	Significatif
1 to 1,49	Négligeable	Modéré
0 to 0,99	Sans effet	Limité

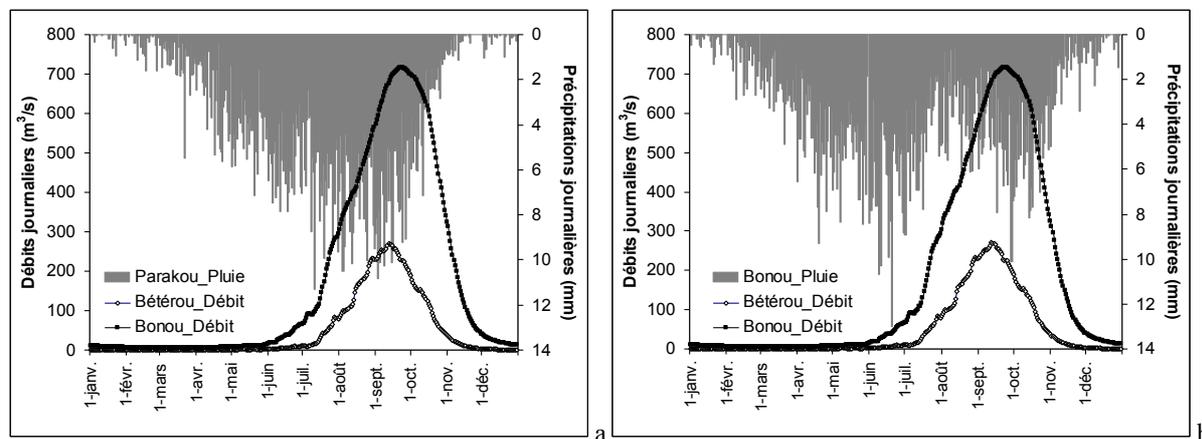
Extrait de McKee *et al.* (1993) et WMO (2012) et complété

Ces seuils ont été déterminés à partir d'une normalisation de la série des débits maximaux annuels journaliers à Bonou. Les cumuls saisonniers de précipitations correspondant aux années identifiées par ces différents seuils sont ensuite calculés.

## 2. Résultats et discussion

### 2.1. Variation des précipitations et débits journaliers dans le bassin de l'Ouémé

Les régimes de pluies au niveau de deux stations climatiques de référence (Parakou sous climat soudanien et Bonou dans le domaine du climat subéquatorial) et de débits des stations hydrométriques de Bétérou et de Bonou sont illustrés par la figure 2.



**Figure 2.** Régimes pluviohydrologiques moyens journaliers (1960-2012) dans les domaines climatiques soudanien et béninien (subéquatorial) du bassin de l'Ouémé.

Les rythmes pluviométrique et hydrologique montrent une dépendance des débits de la basse vallée de l'Ouémé plus à des pluies du haut bassin qu'à celles du bassin inférieur. Ceci indique que le régime hydrologique unimodal de Bonou (avec un régime de pluie bimodal (figure 2b)) est plus tributaire du régime pluviométrique unimodal soudanien (figure 2a). Donou (2015) a montré que la différence entre les régimes de pluie et de débits dans la basse vallée est la preuve que l'importance des écoulements du fleuve Ouémé à la station de Bonou et surtout en période de crue ne sont pas le fait des pluies de la partie méridionale mais de celles du bassin supérieur. De même, à l'échelle interannuelle, la corrélation entre les débits à Bonou de la période des plus hautes eaux (septembre-octobre) et les pluies de mai à octobre dans chacune des stations pluviométriques (tableau 2) mettent en évidence cette correspondance des événements pluvio-hydrologiques.

**Tableau 2.** Corrélation pluie-débit interannuels (1960-2012) dans les domaines climatiques soudanien et béninien (subéquatorial) du bassin de l'Ouémé. En gras les valeurs significatives au seuil de 5 %

Stations	Parakou	Bétérou	Djougou	Bembèrèkè	Ina	Nikki	Savè	Bassila	Bonou
Parakou	1,00								
Bétérou	0,55	1,00							
Djougou	0,27	0,40	1,00						
Bembèrèkè	0,38	0,29	0,22	1,00					
Ina	0,25	0,37	0,19	0,35	1,00				
Nikki	0,24	0,39	0,37	0,24	0,44	1,00			
Savè	0,45	0,53	0,39	0,24	0,23	0,18	1,00		
Bassila	0,08	0,22	0,27	-0,02	0,47	0,48	0,25	1,00	
Bonou	0,20	0,34	0,29	0,09	0,06	0,10	0,46	0,12	1,00
Bonou débit	<b>0,63</b>	<b>0,58</b>	<b>0,53</b>	0,49	0,25	0,22	<b>0,71</b>	0,14	<b>0,45</b>

Les coefficients de corrélation sont significatifs et de l'ordre de 0,53 à 0,71 entre le débit à Bonou et les pluies soudaniennes contre 0,45 entre les précipitations du domaine climatique subéquatorial (Bonou). Cela permet de définir les classes d'aléas correspondant à différents

niveaux de risques d'inondation dans la basse vallée de l'Ouémé à partir des données du haut bassin.

## 2.2. Débits et risques d'inondation dans la basse vallée de l'Ouémé

Les débits maximaux annuels en 24 heures à Bonou de 1960 à 2012 (figure 4) varient entre 248,7 et 1194,0 m<sup>3</sup>/s et ont permis de déterminer les différents seuils de risques d'inondation à partir de l'application de la classification de McKee *et al.* (1993) transposée au pas de temps journalier.

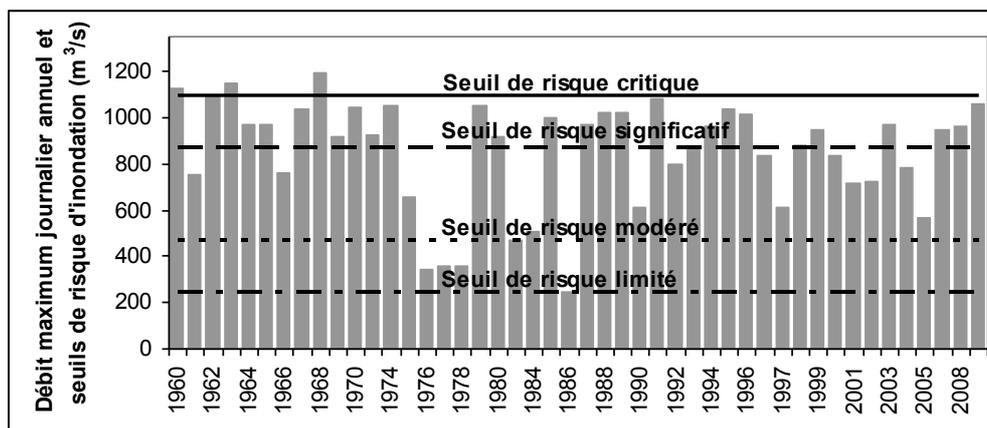


Figure 4. Débits maximaux journaliers annuels et seuils de risques d'inondation dans la basse vallée de l'Ouémé

Les aléas d'inondation dans la basse vallée du fleuve Ouémé ont montré que 80 % des maxima annuels de débit sont enregistrés de septembre à octobre. Ceci est en conformité avec les mois pluvieux (juillet à septembre) qui concentrent 75 % des pluies saisonnières (Houndéno, 1999) dans le domaine soudanien où le fleuve Ouémé a ses origines. Les débits seuils de risques d'inondation sont de 248,7 m<sup>3</sup>/s pour le risque limité, 470,8 m<sup>3</sup>/s pour le risque modéré, 874 m<sup>3</sup>/s pour le risque significatif et 1097 m<sup>3</sup>/s pour le risque critique. Ces maxima de débits hydrologiques succèdent aux maxima pluviométriques avec un décalage de deux à trois mois.

Le cumul des pluies des mois humides pouvant engendrer des risques probables d'inondation varie entre 550 et 706 mm pour le risque limité, 737,5 et 1081 mm pour le risque modéré, 1116 à 1290 mm pour le risque significatif et supérieur à 1350 mm pour le risque critique. La fourchette des seuils pluviométriques se justifie par l'inégale répartition spatio-temporelle des lames d'eau précipitées dans le bassin de l'Ouémé. La forte intensité des pluies, actuellement en Afrique de l'Ouest (Crétat *et al.*, 2013) et la récurrence plus fréquente d'événements extrêmes dans les bassins dont celui de l'Ouémé suscite des inquiétudes par rapport à la gravité des inondations.

## Conclusion

Les risques d'inondation dans la basse vallée de l'Ouémé sont liés à l'action conjuguée des événements pluvieux des domaines climatiques soudanien (bassin supérieur) et béninien ou subéquatorial (bassin inférieur). Les aléas hydrologiques susceptibles de générer des inondations dans le bassin s'observent avec un temps de réponse de deux à trois aux aléas pluviométriques. Ces aléas de risques d'inondation peuvent être utilisés comme données d'entrée des systèmes d'alerte précoce dans le contexte actuel de la récurrence des hydrocatastrophes pour une meilleure protection des populations.

C'est dans ce contexte que la corrélation entre les seuils pluviométriques et hydrologiques pour chaque niveau de risque fera l'objet d'une prochaine étude.

**Remerciement :** A l'Agence Universitaire de la Francophonie (AUF) pour le projet de recherche financé sous la convention BAO-2012-01-U-52210FT2A0.

## Bibliographie

- Bechler-Carmaux N., Mietton M., Lamotte M., 2000. Le risque d'inondation fluviale à Niamey (Niger). Aléa, vulnérabilité et cartographie. *Annales de Géographie*, **612**, 176-187.
- Cancelliere A., Bonaccorso B., 2009. Uncertainty analysis of the Standardized Precipitation Index in the presence of trend. *Hydrology Days*, 14-26.
- Crétat J., Vیزی K. E., Cook H. K., 2013. How well are daily intense rainfall events captured by current climate models over Africa? *Climatology Dynamics*, **42**, 2691-2711.
- Diakakis M., 2012. Rainfall thresholds for flood triggering. The case of Marathonas in Greece. *Natural Hazards*, **60**, 789-800.
- Donou T. B., 2015. *Extrêmes hydroclimatiques dans le bassin inférieur du fleuve Ouémé : Diagnostic, impact agricole et scénarios de gestion* (Thèse de Doctorat). Géographie, Université d'Abomey-Calavi, Cotonou, Bénin.
- Du J., Fang J., Xu W., Shi P. J., 2013. Analysis of dry/wet conditions using the standardized precipitation index and its potential usefulness for drought/flood monitoring in Hunan Province, China. *Stockholm Environment Resources Risk Assessment*, **27**, 377-387
- Dutra E., Di Giuseppe F., Wetterhall F., Pappenberger F., 2013. Seasonal forecasts of droughts in African basins using the Standardized Precipitation Index. *Hydrology and Earth System Sciences*, **17**, 2359-2373.
- Guerreiro M. J., Lajinha T., Abreu I., 2008. Flood Analysis with the Standardized Precipitation Index (SPI). *Revista da Faculdade de Ciência e Tecnologia*, **4**, 8-14.
- Hangnon H., De Longueville F., Ozer P., 2015. Précipitations extrêmes et inondations à Ouagadougou : Quand le développement urbain est mal maîtrisé... *Actes du 28<sup>ème</sup> colloque de l'AIC, Liège, Belgique*, (pp. 497-502).
- Houndénou C., 1999. *Variabilité climatique et maïsiculture en milieu tropical humide. L'exemple du Bénin, diagnostic et modélisation* (Thèse de Doctorat) Université de Bourgogne, Dijon, France.
- Karavitis A. C., Alexandris S., Tsismelis E. D., Athanasopoulos D., 2011. Application of the Standardized Precipitation Index (SPI) in Greece. *Water*, **3**, 787-805.
- Karimou Barké M., Ambouta K., Sarr B., Tychon B., 2015. Analyse des phénomènes climatiques extrêmes dans le sud-est du Niger. *Actes du 28<sup>ème</sup> colloque de l'AIC, 1-4 juillet 2015* (pp.537-542). Liège, Belgique.
- Le Barbé L., Alé G., Millet B., Texier H., Borel Y., Gualde R., 1993. *Les ressources en eaux superficielles de la République du Bénin*. Paris, ORSTOM, 540 p.
- McKee, T. B., Doesken N. J., Kleist J., 1993. The relationship of drought frequency and duration of time scales. *Eighth Conference on Applied Climatology, American Meteorological Society*, 179-186.
- Seiler R. A., Hayes M., Bressan L., 2002. Using the standardized precipitation index for flood risk monitoring. *International Journal of Climatology*, **22**, 1365-1376.
- Soro G. E., 2008. Courbe Intensité Durée Fréquence des précipitations en climat tropical humide : Cas de la région d'Abidjan (Côte d'Ivoire). *European Journal of Scientific Research*, 394-405.
- Tchotsoua M., Fotsing J.-M., Moussa A., 6-9 sept. 2007. Evaluation des risques d'inondation dans la vallée de la Bénoué en aval du barrage de Lagdo (Cameroun). Dans *Actes des JSIRAUF* (pp. 1-9). Hanoi, Vietnam.
- Trenberth K. E., Dai A., van der Schrier G., Jones P. D., Barichivich J., Briffa K. R., Sheffield J., 2014. Global warming and changes in drought. *Nature Climate Change*, **4**, 17-22.
- Vicente-Serrano M. S., Begueria S., Lopez-Moreno I. J., 2010. A Multiscalar Drought Index Sensitive to Global Warming: The Standardized Precipitation Evapotranspiration Index. *Journal of Climate*, **23**, 1696-1718.
- World Meteorological Organization (WMO), 2012. *Standardized precipitation index, user guide (WMO-No. 1090)*, Genève, Auteur, 16 p.
- Xie H., Ringler C., Zhu T., Waqas A., 2013. Droughts in Pakistan: A spatiotemporal variability analysis using the Standardized Precipitation Index. *Water International*, **38**, 620-631.

## EVOLUTION DES PRECIPITATIONS AU PROCHE-ORIENT. RELATION AVEC LES PARAMETRES D'ALTITUDE (TEMPERATURE ET GEOPOTENTIEL 500 hPa)

TRABOULSI M.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Université Libanaise, Faculté des Lettres, Corniche Mazraa, Beyrouth Liban.

<sup>2</sup>Archéorient UMR 5133. Maison de l'Orient et de la Méditerranée CNRS - Université Lyon 2. 7, rue Raulin, 69007 Lyon, traboulsim@yahoo.fr

**Résumé** – Ce travail propose l'étude de l'évolution des précipitations au Proche-Orient durant la période 1970-71/2009-10. Les données utilisées sont celles des précipitations mensuelles et saisonnières pour huit stations réparties sur quatre pays du Proche-Orient (Liban, Syrie, Jordanie et Israël). Des tendances significatives à la baisse ont été mises en évidence durant le mois d'avril dans la région nord-ouest (régionalisation résultant d'une ACPR) et durant le mois de décembre, au printemps et pendant la saison pluvieuse dans la région sud-ouest. L'étude de la relation entre ces baisses et les paramètres d'altitude – températures et hauteurs du géopotential 500 hPa – fait ressortir des corrélations significatives avec l'augmentation des deux paramètres. Les configurations de ces paramètres, obtenues par des ACPR, sont similaires dans la plupart des cas.

**Mots-clés** : Proche-Orient, précipitations, tendance, géopotential 500 hPa, température d'altitude.

**Abstract** – *Evolution of rainfall in the Middle East. Relationship with altitude parameters (temperature and geopotential 500 hPa).* We propose the study of the evolution of rainfall in the Middle East during the period 1970-71/2009-10. The data used are those of the monthly and seasonal precipitation for eight stations spread over four countries in the Middle East (Lebanon, Syria, Jordan and Israel). Significant downward trends were found in April in the northwestern region (regionalization resulting from ACPR) and during the month of December, the spring and the rainy season in the Southwestern region. The study of the relationship between this decrease and the altitude parameters, temperatures and heights of geopotential 500 hPa revealed significant correlations with the increase of both parameters. The configurations of these two parameters obtained by RPCA, are similar in most cases.

**Keywords**: Middle East, precipitations, trend, geopotential 500 hPa, temperature at the high level.

### Introduction

Les études menées sur la région proche-orientale (Traboulsi, 2014) ont montré que, du point de vue thermique, le Proche-Orient connaît depuis les années 1990 des hivers de plus en plus doux. Les fortes chaleurs estivales sont de plus en plus persistantes dans le temps et la fréquence des chaleurs printanières et automnales augmente elle aussi. Les recherches portant sur les précipitations ont également montré une évolution. Celle-ci se traduit par une tendance générale à la baisse des précipitations annuelles, même si elle n'est pas significative partout (Traboulsi, 2010), ainsi qu'un raccourcissement de la saison pluvieuse (1970-2002), dû à une fin plus précoce, phénomènes liés à une diminution des précipitations printanières (Traboulsi, 2012). Dans les deux cas, cette tendance est associée à une modification de la circulation atmosphérique régionale, matérialisée par une tendance à la hausse du géopotential 500 hPa, donc à la prédominance de conditions de stabilité atmosphérique moins pluvieuses.

Ce travail propose l'étude des tendances des précipitations proche-orientales et leur cause à travers l'analyse de la pression et des températures d'altitude (niveau 500 hPa), tout en sachant que ces deux paramètres atmosphériques, sont liés par les lois de la physique (Barry et Chorley, 2009). Une étude des tendances de ces paramètres d'altitude et leurs corrélations avec l'évolution des précipitations est proposée afin d'expliquer l'évolution de ces dernières. Cette étude essaiera aussi de dégager des configurations des températures et des hauteurs du géopotential 500 hPa, aux tendances significatives, en lien avec la diminution des précipitations.

## 1. Données et méthodes

### 1.1 Données

Pour cette étude, nous utilisons les données mensuelles et saisonnières des précipitations des 8 stations réparties sur quatre pays du Proche-Orient, Liban, Syrie, Jordanie et Israël (figure 1) pour la période allant de 1970-71 à 2009-10 (40 ans x 12 mois x 8 stations). Ces données concernent les stations suivantes : Beyrouth-AIB et Tripoli (Liban) ; Damas Aéroport et Palmyre (Syrie) ; Irbid et Queen Alia Aéroport (Jordanie) ; Har Kenaan et Beit Dagan (Israël). Les données du Liban, de la Syrie et de la Jordanie proviennent des services météorologiques de ces pays, alors que les données d'Israël proviennent du site web suivant : <http://climexp.knmi.nl/>. Même si le nombre des stations est limité par la disponibilité des données, elles représentent les différentes régions de la zone d'étude (Traboulsi, 2004).

Pour l'étude de la pression et des températures d'altitude (niveau 500 hPa), nous avons utilisé les données de réanalyses NCEP/NCAR obtenues sur une maille de 2°5' mais utilisées sur une maille en losange de 5° x 5° (Barnston et Livezey, 1987) afin d'alléger le fichier. Ces données, sélectionnées sur une fenêtre s'étendant de 20°N à 70°N en latitude et de 60°W à 60°E en longitude, sont utilisées au pas de temps mensuel de 1970 à 2010.

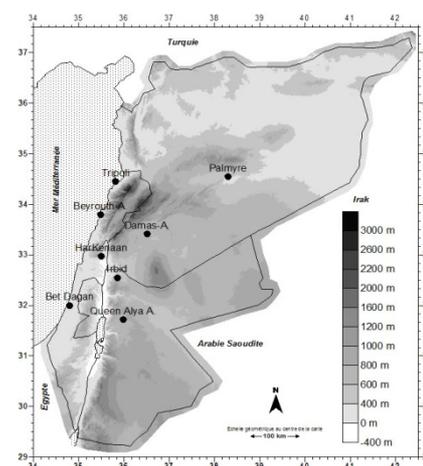


Figure 1. La zone d'étude.

### 1.2 Méthodes

Dans un premier temps, nous avons appliqué une Analyse en Composantes Principales avec Rotation de type Varimax (ACPR) sur les précipitations mensuelles, saisonnières et annuelles (saison pluvieuse). Dans un deuxième temps, nous avons essayé de déceler des tendances des hauteurs et des températures du géopotential 500 hPa durant les mois et les saisons connaissant des tendances significatives à la baisse des précipitations. Ces tendances sont calculées par régression linéaire en points de grille quantifiée, et testées comme significatives au seuil de 0,05 par le test de Kendall (Sneyers, 1990). Des corrélations linéaires ont été établies entre les températures d'altitude et les hauteurs du géopotential 500 hPa, puis entre ces paramètres et les scores des précipitations. Elles ont été testées significatives au seuil de 5 % par le test de Bravais-Pearson ( $r \geq |0.32|$ ).

Enfin, nous avons appliqué une Analyse en Composantes Principales avec Rotation de type Varimax (ACPR) sur les paramètres d'altitude (138 points de grille en variables et 40 années en observations) afin de dégager des configurations de ces paramètres aux tendances significatives, en lien avec la diminution des précipitations.

## 2. Tendances des précipitations et des paramètres d'altitude

### 2.1 Tendances des précipitations

L'ACPR appliquée sur les précipitations nous a permis d'individualiser trois régions de même covariabilité pluviométrique représentées par trois facteurs qui expliquent plus de 80 % de la variance totale. Cette configuration est presque la même pour toutes les échelles temporelles (mois, saisons). Ces régions sont : la région nord-ouest (Beyrouth-AIB, Tripoli, Har Kenaan) correspondant au nord-ouest de la Syrie, au Liban et au nord d'Israël, la région sud-ouest (Damas, Irbid, Beit Dagan) englobant le sud-ouest de la Syrie, la partie centrale d'Israël et le nord-ouest de la Jordanie, et enfin la région, baptisée Est (Palmyre, Queen Alia

Aéroport), qui couvre la partie est du Proche-Orient. Une régression linéaire simple, appliquée sur les scores des ACPR, a permis de déceler des tendances des précipitations proche-orientales à la baisse, significative au seuil de 5 % (tableau 1), dans la région nord-ouest seulement au mois d'avril alors que cette tendance apparaît dans la région sud-ouest au mois de décembre, au printemps et durant la saison pluvieuse (septembre-mai). La région Est ne présente aucune tendance significative à la baisse.

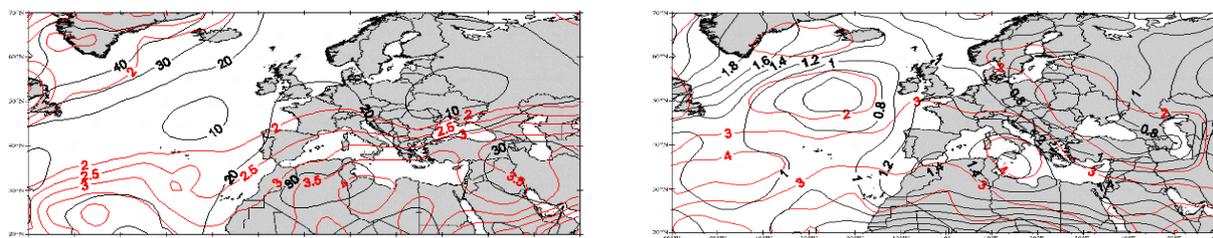
**Tableau 1.** Nombre de facteurs et variance expliquée des ACPR sur les précipitations aux tendances significatives.

Mois / saison	Nombre de facteurs	Variance totale expliquée	Facteurs (par région) dont les scores ont une tendance significative et variance expliquée	Test Mann Kendall
Décembre	3	86.6 %	F2 (Sud-Ouest) 21.5 %	-1.98
Avril	3	91.5 %	F1 (nord-ouest) 54.9 %	-2.35
Printemps	3	84 %	F2 (Sud-Ouest) 21.7 %	-2.19
Saison pluvieuse	3	85.9 %	F3 (Sud-Ouest) 21.1 %	-2.14

## 2.2 Tendances des hauteurs et des températures du géopotential 500hPa

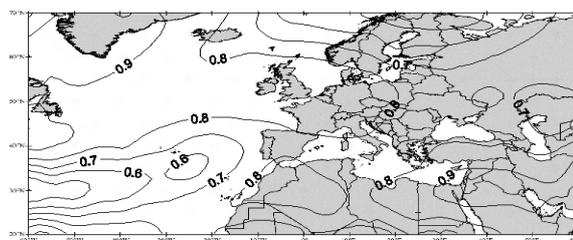
Les hauteurs du géopotential 500 hPa montrent une tendance à la hausse au mois de décembre, au printemps et pendant la saison pluvieuse (figure 2) au-dessus du Proche-Orient et de la Méditerranée orientale, significative au seuil de 5 %. Cette tendance est évaluée à 30 mgp. Le mois d'avril connaît une tendance à la hausse de 20 mgp mais sans être significative.

Les températures d'altitude présentent aussi une tendance à la hausse significative au seuil de 5 % pendant les mêmes mois et saison. Cette tendance à la hausse, significative au seuil de 5 %, est évaluée à 1.5°C en moyenne sur la Méditerranée orientale au printemps, pendant la saison pluvieuse et au mois de décembre (figure 2). Le réchauffement est moins marqué au mois d'avril, elle est de 0.5°C et n'est pas significative (figures non montrées).



**Figure 2.** Exemple de tendance des paramètres d'altitude au niveau du géopotential 500 hPa pendant la saison pluvieuse (hauteurs à gauche, températures à droite, lignes rouges représentent les  $k_{test} \geq 1.96$ ) (1970-71/2009-10).

L'étude des tendances des températures et des hauteurs du géopotential 500 hPa a montré que ces deux paramètres vont dans le même sens : une tendance à l'augmentation est significative au-dessus de la région proche orientale et particulièrement à l'échelle saisonnière. Afin de vérifier cette correspondance, nous avons calculé la corrélation entre ces deux paramètres pour chaque point de grille (138 points) pour les mois et saison concernés et sur la période 1970-71/2009-10.



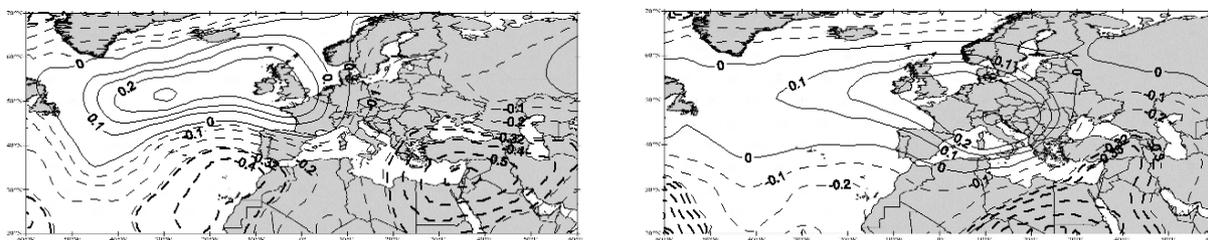
**Figure 3.** Corrélation entre les hauteurs et les températures du géopotential 500 hPa pendant la saison pluvieuse.

Des corrélations positives significatives sont présentes sur l'ensemble de la fenêtre d'étude. Cette corrélation varie entre 0.8 et 0.9 sur le Proche-Orient aux mois de décembre, avril et au printemps (figures non montrées) et pendant la saison pluvieuse (figure 3). La variance commune atteint 80 % au-dessus du Proche-Orient et de la Méditerranée orientale.

### 3. Relation entre les précipitations et les paramètres d'altitude

#### 3.1 Corrélation entre les précipitations et les hauteurs du géopotential 500 hPa

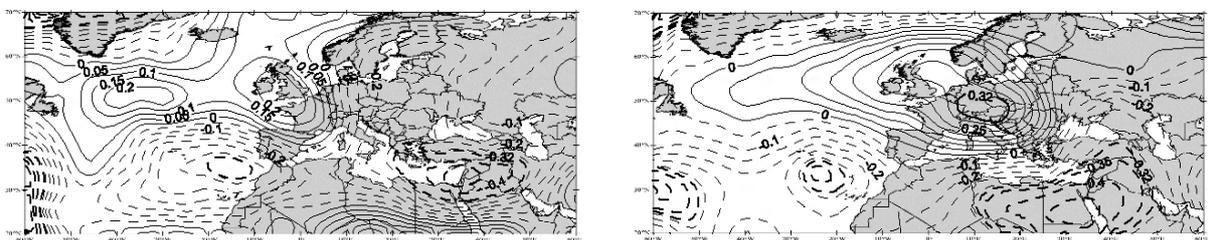
L'étude des corrélations entre les scores des mois d'avril, de décembre, du printemps et de la saison pluvieuse, d'une part, et les points de grille des hauteurs du géopotential 500 hPa d'autre part, montre bien une relation étroite significative entre la tendance à la baisse des précipitations durant les mois et saison concernés et la tendance à la hausse de ces hauteurs au-dessus de la région proche orientale avec une variance commune élevée en avril sur la Méditerranée orientale (36 %). Elle est plus faible, entre 10 et 16 %, pour décembre (figure. 4) ainsi que pour le printemps et la saison pluvieuse. Mais, pour ces derniers, le pôle des corrélations positives est décalé vers le sud de l'Islande (figures. non montrée).



**Figure 4.** Corrélation entre les précipitations et les hauteurs du géopotential 500 hPa durant les mois d'avril (à gauche) et de décembre (à droite) (1970-71/2009-10). Lignes continues : corrélation positive ; lignes discontinues : corrélation négative ; les valeurs significatives sont en gras.

#### 3.2 Corrélation entre les précipitations et les températures du géopotential 500 hPa

Pour mettre en évidence le lien entre la diminution des précipitations et les températures d'altitude, nous avons également calculé les corrélations entre les scores des facteurs (régions) ayant des précipitations en diminution significative et les températures en points de grille. Nous trouvons, le même dipôle que pour les hauteurs du géopotential 500 hPa (figure 4) pour les mois d'avril et décembre (un pôle de corrélations négatives sur le Proche-Orient, avec des corrélations négatives significatives ( $r=-0.5$ ) au seuil de 5 %, et un autre pôle de corrélations positives sur l'Europe occidentale et l'Est de l'Atlantique) (figure 5).



**Figure 5.** Corrélation entre les précipitations et les températures du géopotential 500 hPa en avril (à gauche) et en décembre (à droite) (1970-71/2009-10). Même légende que pour la figure 4.

Le même dipôle est remarqué au printemps mais les corrélations négatives sur le Proche-Orient ne sont pas significatives alors que, pour la saison pluvieuse, on retrouve le même pôle négatif significatif sur le Proche-Orient mais le pôle positif de l'Est de l'Atlantique est remplacé par un deuxième pôle négatif significatif (figures non montrées).

#### 4. Configurations des hauteurs et des températures du géopotential 500 hPa en relation avec la diminution des précipitations

La régionalisation par des ACPR des hauteurs et des températures du géopotential 500 hPa durant la période 1970-71/2009-10 pour les mois et saison ayant des précipitations en diminution significative, a permis de déceler certaines configurations qui pourraient expliquer cette diminution. Nous présentons seulement les configurations des facteurs dont les scores ont une tendance significative.

##### 4.1 Configurations des hauteurs du géopotential 500 hPa

Pour les hauteurs du géopotential 500hPa, les configurations aux tendances significatives montrent (figure 6), au printemps et pendant la saison pluvieuse, une augmentation sur le Sahara et toute la Méditerranée, avec une diminution sur l'Atlantique. En décembre, un pôle positif apparaît sur l'Arabie, couvrant le Proche-Orient, et un autre pôle négatif, centré sur l'Adriatique, qui couvre l'Europe occidentale et la Méditerranée occidentale. Deux configurations significatives apparaissent en avril : la première est la même que celle du printemps et de la saison pluvieuse (figure non montrée), alors que la seconde présente une augmentation sur l'Europe, la Méditerranée occidentale et l'Afrique du Nord et un pôle de diminution sur l'est du Sahara (figure 6).

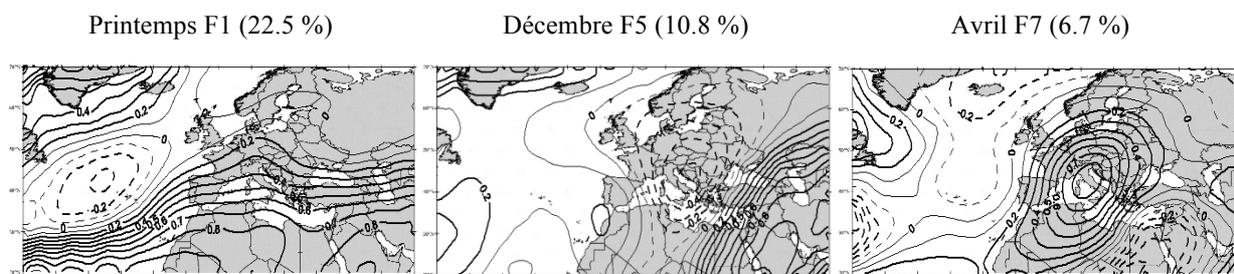


Figure 6. Exemple de configurations des hauteurs du géopotential 500 hPa.

##### 4.2 Configurations des températures du géopotential 500 hPa

Plusieurs configurations significatives sont associées à la diminution des précipitations (2 pour avril, 1 pour décembre, 2 pour le printemps et 4 pour la saison pluvieuse) mais, dans plusieurs cas, nous retrouvons la même configuration des hauteurs du géopotential. Nous ne présentons ici que les configurations qui sont différentes.

Toutes les configurations obtenues pour les températures d'altitude montrent bien la présence d'un pôle positif sur le Proche-Orient et la Méditerranée orientale, sur l'Europe occidentale et la Méditerranée occidentale ou sur le Sahara. Dans tous les cas, le Proche-Orient est sous l'influence directe de ce pôle. Le facteur 4 (saison pluvieuse F4) présente une configuration différente avec un pôle positif sur le nord de l'Atlantique s'étendant sur l'Europe et un autre négatif à l'est de la Mer Noire (figure 7).

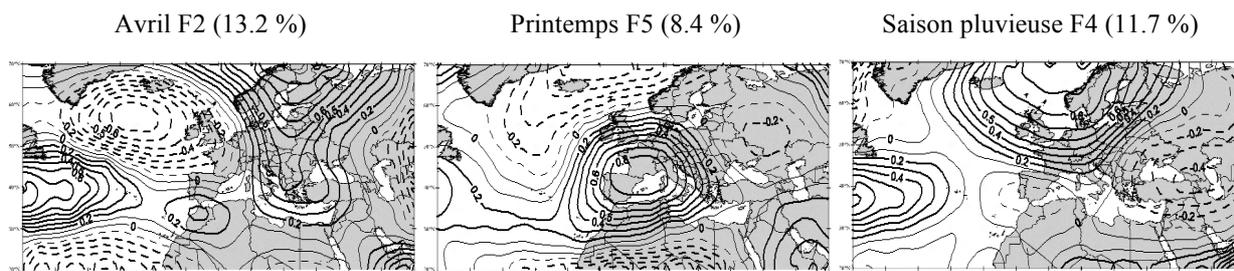


Figure 7. Exemples de configurations des températures du géopotential 500 hPa.

La comparaison avec le résultat d'une étude faite sur l'ensemble de la Méditerranée (Norrant, 2013) ne montre pas la même configuration que sur notre zone d'étude. Ceci serait en partie lié aux données pluviométriques utilisées (les données de notre zone d'étude n'ont pas été incluses dans cette étude) et à la période d'étude qui n'est pas la même (1950-2000).

## Conclusion

L'étude des précipitations durant la période 1970-71/2009-10 montre une tendance à la baisse mais qui n'est pas généralisée. C'est surtout la région Sud-Ouest qui est touchée (en décembre, au printemps et pendant la saison pluvieuse). L'étude de leur relation avec les paramètres d'altitude fait ressortir une tendance significative à la hausse des températures et des hauteurs du géopotential 500 hPa, ce qui est cohérent avec les mécanismes de la circulation atmosphérique régionale (Traboulsi, 2004) ; la présence d'une masse d'air chaud en altitude se matérialise par une crête chaude (haut géopotential), alors qu'une masse d'air froid en altitude se matérialise par une vallée planétaire froide (bas géopotential). Enfin, en ce qui concerne le phénomène de la non cohérence de certaines configurations, on essaiera d'expliquer ce phénomène dans le futur, car des recherches complémentaires sont en cours sur ce sujet.

## Remerciements

Je tiens à remercier Panagiotis Maheras, professeur à l'Université de Thessalonique pour ses conseils et Caroline Norrant, Maître de conférences à l'université des Sciences et Technologie de Lille 1 pour son aide technique.

## Bibliographie

- Barnston A. G., Livezey R. E., 1987. Classification, seasonality and persistence of low frequency atmospheric circulation patterns. *Monthly Weather Review*, **115**, 1825-1850.
- Barry R. G., Chorley R. J., 2009. *Atmosphere, weather and climate*. London, Routledge, 536 p.
- Norrant C., 2013. Relation entre les températures d'altitude et la diminution des précipitations régionales dans le bassin méditerranéen (1950-2000). *Hannon*, **26**, 40-60.
- Sneyers R., 1990. *On the statistical analysis of series of observation*. WMO, Technical Note n°143, Genève.
- Traboulsi M., 2004. *Les précipitations au Proche-Orient : Variabilité spatio-temporelle et relation avec la dynamique de l'atmosphère (1960-61/1989-90)*. Lille, L'Atelier National de Reproduction des Thèses, 233 p.
- Traboulsi M., 2010. Les précipitations dans les marges arides de la Syrie du Nord. Dans Gatier, P.-L., Geyer, B., & Rousset, M.-O (éds.). *Entre nomades et sédentaires. Prospections en Syrie du Nord et Jordanie du Sud*. Lyon, Maison de l'Orient et de la Méditerranée, 287 p.
- Traboulsi M., 2012. La saison pluvieuse au Proche-Orient : une tendance au raccourcissement. *Climatologie, revue de l'Association Internationale de Climatologie*, **9**, 9-29.
- Traboulsi M., 2-5 juill. 2014. Les fortes chaleurs au Proche-Orient (1970-2010) : exemple de réchauffement climatique. *Actes du XXVII<sup>ème</sup> colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, 2-5 juillet 2014 (pp. 753-758). Dijon, France.

## LES VAGUES DE CHALEUR EN BELGIQUE

VANDIEPENBEECK M.<sup>1</sup>, MIEVIS P.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Climatologue consultant de l'Institut Royal Météorologique, 3, avenue Circulaire, B-1180 Uccle, Belgique, marc@vandiepenbeeck.net, +32478172301

<sup>2</sup>Responsable Climatologie de MeteoBelgique, 23 avenue des Cerisiers 23, B-1420 Braine-l'Alleud, Belgique, philippe.mievis@meteobelgique.be, +32472796231

**Résumé** – Dans le contexte de changement climatique et d'augmentation des occurrences de vagues de chaleurs en Europe, le point est fait sur la Belgique en utilisant une série de température remontant à 1901. Les vagues de chaleur caractérisées par leur durée, intensité, poids, et maxima sont représentées sous forme graphique de manière à pouvoir les comparer le mieux possible. Les vagues de chaleur majeures qui ont touché la Belgique depuis le début du siècle passé, afin d'en analyser les constantes et les particularités. Pour terminer, on examine la tendance des vagues de chaleurs afin de voir si, changement climatique oblige, ceux-ci deviennent plus fréquents ou plus intenses. Nous ne pouvons appliquer le test de Mann-Pettitt-Sneyers à la série temporelle des vagues de chaleur, le nombre d'année où le phénomène ne s'est pas produit est trop important. Cependant on peut avoir une idée par la tendance du nombre de jours dépassant les seuils thermiques de 25°C et 30°C.

**Mots-clés** : vagues de chaleur, températures, Belgique, statistique.

**Abstract – Heat Waves in Belgium.** Heat waves seem to become more and more frequent. The purpose of this article is to confirm this impression. After recalling some definitions, we will go back to 1901 to examine when this phenomenon occurred in Belgium. As heat waves can be characterized by different parameters (duration, intensity, weight, maximum), we will represent them graphically so we can compare your best. Finally, we examine the trend of heat waves to see if, climate change forces, they become more frequent or more intense. We cannot apply the Mann-Pettitt-Sneyers in the time series of heat waves, the number of years that the phenomenon does not happen too important. However, we can have an idea of the trend in the number of days exceeding a threshold of 25 °C and 30 °C.

**Keywords:** heat waves, temperature, Belgium, statistic.

### Introduction

Les études climatiques suggèrent que le changement climatique en Europe est susceptible d'être caractérisé par une augmentation de la température moyenne et de l'occurrence d'événements extrêmes comme des canicules (Vautard et al., 2013 ; Beniston, 2004). Lors du colloque de l'AIC (Association Internationale de Climatologie) à Liège en juillet 2015, les participants ont eu droit à un vague de chaleur. C'est l'occasion de faire un bilan de ce phénomène, d'autant que les modèles climatiques prévoient que les vagues de chaleur devraient se produire plus souvent dans le futur (IPCC, 2013). Après un rappel de quelques définitions, nous allons remonter jusqu'en 1901 pour examiner quand ce phénomène s'est produit en Belgique. Début juillet 2015 a connu des températures assez élevées. Entre le 30 juin et le 5 juillet, les maxima ont été supérieurs à 25 °C et ont même dépassé les 30°C certains jours. Cette période a été considérée comme une vague de chaleur. C'est l'occasion de faire un bilan statistique de en étudiant l'évolution des températures et du nombre annuel de jours avec une température maximale supérieure ou égale à 25 °C.

### 1. Qu'est-ce qu'une vague de chaleur et comment survient-elle en Belgique ?

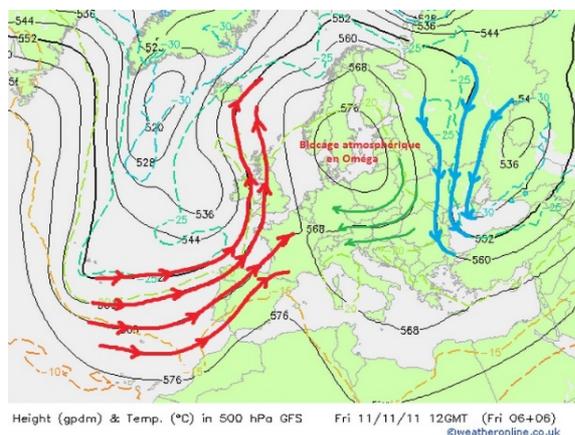
La définition de l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) est relativement vague : « Une vague de chaleur est une augmentation importante de la température de l'air. S'ensuit alors une période très chaude qui s'étend sur une période relativement longue, de quelques jours à plusieurs semaines ».

Une vague de chaleur peut très souvent être évoquée en termes de canicule. La notion de canicule a été introduite par Plinie l'Ancien pour faire référence à la période chaude de

l'année. Ce terme provient de la constellation du Grand Chien car l'étoile principale de cette constellation, Sirius, se levait en même temps que le Soleil lors la période chaude de l'année. On parle de lever héliaque de Sirius. On peut donc aussi reformuler la définition de vague de chaleur (ou période de canicule) par une période comptant minimum 5 jours d'été successifs, parmi lesquels on retrouve au moins trois jours caniculaires.

Ainsi, une vague de chaleur est définie officiellement en Belgique, si à la station de référence de Bruxelles-Uccle, est enregistré une succession de minimum 5 jours avec des températures maximales supérieures à 25°C, dont au moins trois sont supérieures à 30°C.

En Belgique, une vague de chaleur survient quand, par une position idéale des centres d'action, de l'air subtropical arrive sur nos régions. Cela arrive quand nous avons une dépression à l'ouest de nos régions et un anticyclone à l'est. Cela crée alors une véritable pompe qui aspire l'air chaud de l'Afrique du Nord, en passant par l'Espagne, vers notre pays. Il faut, pour que le phénomène dure au moins les 5 jours, une certaine stabilité de l'ensemble : celle-ci est souvent apportée par le placement d'un blocage oméga (Omega). L'air chaud est, dans notre cas, puisé du Nord de l'Afrique et amené dans le centre de la crête où il stabilise la masse d'air et forme une espèce de « couvercle » blocking en Anglais) bien placé pour nos régions.



**Figure 1.** Un blocage oméga des centres d'action : conditions à 500hPa : les lignes noires représentent les isohypses (lignes de même géopotential), les lignes rouges (bleues) représentent le déplacement de masses d'air chaud (froid).

Le « blocage oméga » (Fig. 1) est un blocage des centres d'action provoqué par une crête d'altitude. Le terme oméga vient de la forme que prend ce blocage (forme de la lettre Omega en grec). Ce type de blocage interrompt tout flux d'ouest océanique (flux zonal) : les creux vont venir se positionner de part et d'autre de la crête ce qui aura pour effet, si la crête est solide, de maintenir une situation complètement bloquée.

On peut d'ores et déjà écrire qu'en altitude, la crête est composée d'air chaud (stabilisant un anticyclone de surface) tandis que les creux sont souvent synonymes de gouttes froides (et donc de temps instable).

Parfois le blocage peut se transformer en blocage scandinave : à ce moment, les températures sont un peu moins élevées, avec l'arrivée de masses d'air continental, mais néanmoins toujours supérieures à 25°C, ce qui permet de rester dans la vague de chaleur stricto sensu.

Toutes les grandes vagues de chaleur depuis 1901 ont été, au moins partiellement, concernées par un blocage oméga qui a apporté une stabilité, et donc une pérennité à la vague de chaleur.

## 2. Données et méthode

Pour faire un bilan statistique et étudier l'évolution des températures et du nombre annuel de jours avec une température maximale supérieure ou égale à 25 °C, les données de la station de Uccle sont utilisées car nous disposons d'une série de plus de 100 ans de mesures, ce qui peut être intéressant dans le cadre de l'étude du réchauffement global de la Terre. En général, quand il fait chaud à Uccle, il fait chaud dans tout le pays sauf au Littoral qui est souvent sous l'influence de la brise de mer qui rafraîchit la bande de terre le long de la mer. D'autres pôles

de chaleur plus importants qu'à Uccle sont : la Campine, la Lorraine belge et la vallée de la Meuse dans la région liégeoise. Ces stations ne disposent pas de séries aussi longues qu'à Uccle et ne sont donc pas prisés en compte dans cette étude.

Comparer les vagues de chaleur n'est pas chose aisée ; en effet plusieurs facteurs nuancent les différentes vagues de chaleur qui ont sévi à Uccle et dans le pays. Dans Vandiepenbeeck et al. (2015), les vagues de chaleurs ont été calculées à partir des données de l'abri ouvert jusqu'en 2015. Pour ce travail-ci, nous avons repris la série des températures de l'abri fermé, les valeurs avant 1983 ont été évaluées à partir de la série commune 1986-2005 (Vandiepenbeeck et al., 2016). A Uccle, les premiers abris utilisés étaient des abris ouverts qui, contrairement aux abris fermés, n'avaient pas de portes sur le côté ouvert vers le nord ni de plancher (Sneyers 1981).

Nous avons choisi les paramètres suivants :

- La *durée* : le nombre de jours avec les critères répondant à la définition d'une vague de chaleur ;
- Le *poids* : somme en degrés jours sur une base de 20 °C : une température moyenne de 22.3 °C aura un poids de 2.3, une de 19.5°C un poids de -0.5. La somme de ces degrés jours est limitée sur la période répondant à la définition de vague de chaleur ;
- L'*intensité* (ou le poids par rapport à durée) : des vagues de chaleur peuvent être longues et modérées, d'autres courtes mais intenses. Ce paramètre nous permettra d'avoir un indicateur intéressant à ce niveau.

Nous nous sommes efforcés de ne pas couper des vagues de chaleur de façon artificielle. Ainsi, nous avons admis un jour sous le seuil des 25 °C si, et seulement si, un jour au-dessus de 30 °C était encore présent par la suite. (Deux jours sous 25 °C pour deux jours au-dessus de 30 °C).

Comme les abris de toutes les autres stations du pays étaient des abris fermés, il a été décidé que la température officielle à Uccle serait aussi mesurée en abri fermé. À l'aide d'une technique statistique, on a établi à partir de la série de l'abri ouvert une série pour l'abri fermé (IRM, 2016).

De notre base de données ont été extraits les jours où la température maximale a dépassé les 37°C dans les stations du réseau thermométrique belge. Au total, cette valeur a été atteinte ou dépassée 122 fois entre 1954 et 2015. De nouveau, ces valeurs sont à prendre avec des réserves. Le réseau vit et des stations se ferment et d'autres s'ouvrent. Dans certains cas, une station déménage dans le voisinage.

Les données utilisées sont les maxima journaliers enregistrés entre 0h et 24h à Uccle dans l'abri fermé. Les valeurs antérieures à 1968 ont été extrapolées, corrigées à partir des valeurs de l'abri ouvert, afin de pouvoir comparer les périodes de la façon la plus objective possible (Vandiepenbeeck et al. article en préparation).

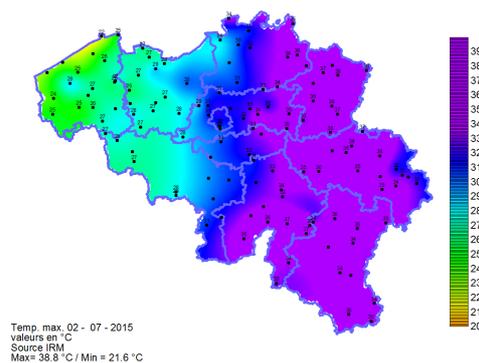
Pour examiner les variations du nombre de jours d'été annuel et les ruptures dans les séries temporelles, on a soumis la série de ces valeurs au test de Mann-Pettitt-Sneyers (Vandiepenbeeck, 1995).

### 3. Résultats

#### 3.1 Comparaison des vagues de chaleur depuis 1901.

D'abord, toutes les vagues de chaleur n'ont pas la même durée : pour les 34 vagues de chaleur survenues entre 1901 et 2015 (Fig. 2), la durée s'étend de 5 à 26 jours. La plus longue

s'est produite en 1911 entre le 20 juillet et le 14 août. La moyenne des températures maximales est aussi un élément qui diffère d'une vague à l'autre : elle va de 27,9 °C pour la plus faible (du 17 au 24 juin 1936) à 32,2 °C pour la plus élevée (du 22 juin au 8 juillet 1976). Au cours de la vague de chaleur mémorable de 1976, on a dénombré 15 jours consécutifs de canicule. La température maximale absolue enregistrée au cours de ces vagues de chaleur a également variée d'une période à une autre : 30,2°C en 1936 ; 36,6°C en 1947. À l'époque, la température était mesurée dans un abri ouvert et la valeur mesurée en 1947 était de 38,8°C.



**Figure 2.** Températures maximales du 2 juillet 2015 en Belgique

Dans le tableau 1, on remarque que, du point de vue de ce critère, la vague de chaleur de 2015 vient déjà en 3<sup>ème</sup> position. C'est l'année 2003 qui détient à l'heure actuelle la première place avec 40 mesures répondant à ce critère. La position de l'année 1976 est assez interpellante car cette année-là à Uccle (et dans la plupart des régions du pays), on a eu 15 jours consécutifs où des températures de canicule ont été observées.

**Tableau 1.** Nombre de jours (Nbj) par année où la température maximale (TX) a dépassé ou égalé le seuil de 37°C dans au moins une station sur le territoire belge.

Année	1957	1959	1964	1976	1986	1990	1994	1998	2003	2006	2009	2010	2012	2013	2015	Total
Nbj_TX>=37	10	9	3	10	3	2	2	1	40	14	3	5	6	3	12	122

L'étude de la série annuelle des températures moyennes à Uccle montre un saut des températures de l'ordre de 1,2 °C à partir de la fin des années 1980. En effet entre 1954 et 1987 on note 5 années qui répondent au critère des 37 °C (5 en 34 ans). Ensuite on en a 10 entre 1988 et 2015 ce qui montre un doublement de la fréquence puisqu'on passe à 10 cas en 28 ans, notamment à cause des canicules de 2003 et 2015 !

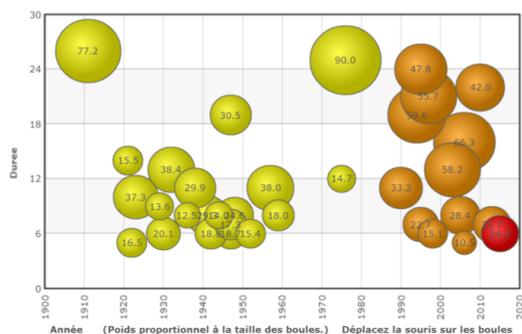
Dans le tableau 2, c'est 2015 qui obtient la température maximale la plus élevée avec une valeur de 38,8°C à Liège (Monsin). Cette valeur relègue en deuxième position les deux valeurs de 38,6°C observées le 8 août 2003 à Torgny et Aubange en Lorraine belge. Ce seuil de 38 °C a été observé en 2015 en six endroits alors qu'en 2003, ce sont 4 stations qui ont répondu à ce critère, une station compte deux jours où ce seuil est dépassé. Il faut néanmoins tenir compte que le réseau « vit » et que le nombre de stations en 1957 n'est pas le même qu'en 2015 et que des stations présentes en 2015 ne l'étaient pas nécessairement en 1957. Ce qui vient d'être cité n'est donc plus informatif que qualitatif.

**Tableau 2.** Date et valeurs des températures maximales (TX) supérieures ou égales à 38,0°C en Belgique.

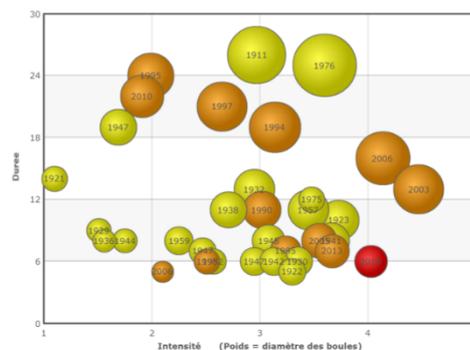
An	M	J	Station	TX	An	M	J	Station	TX	An	M	J	NAME	TX
2015	7	2	LIEGE-MONSIN	38,8	2015	7	2	OPHOVEN	38,0	2003	8	12	HAN-SUR-LESSE	38,4
2015	7	2	ROCHE-FORT	38,3	2009	8	20	KLEINE-BROGEL	38,2	2003	8	8	TORGNY	38,6
2015	7	2	KLEINE-BROGEL	38,1	2006	7	19	BEGIJNEN-DIJK	38,2	2003	8	8	AUBANGE	38,6
2015	7	2	ANGLEUR	38,1	2003	8	6	WASMUEL	38,0	1959	7	9	LIEGE-MONSIN	38,4
2015	7	2	KESSENICH	38,0	2003	8	7	HAN-SUR-LESSE	38,5	1957	7	6	RONQUIERES	38,4
										1957	7	6	EZEMAAL	38,1

### 3.2 Relevé exhaustif des vagues de chaleur à Uccle depuis 1901

Les figures 3 et 4 présentant la durée, le poids et l'intensité de vagues de chaleur à Uccle de 1901 à 2015 sous la forme de sphères permettent de faire les quelques constatations suivantes. Il y a toujours eu des vagues de chaleur, même avant la période dite de réchauffement climatique (à partir des années 1990), dont certaines particulièrement sévères, comme celles de 1976, 1911 et 1947 qui relèvent de la variabilité interannuelle.



**Figure 3.** Durée et poids des vagues de chaleur de 1901 à 2015. La taille des sphères (une par vague de chaleur) est proportionnelle au poids de la vague de chaleur (chiffres indiqués sur les sphères). Les couleurs représentent les vagues de chaleur avant (en jaune) et après (en orange) 1988 (où une rupture statistique significative a été détectée). En rouge est représentée la dernière vague de chaleur de 2015.



**Figure 4.** Durée - Poids – Intensité des vagues de chaleur de 1900 à 2015. Les couleurs représentent les vagues de chaleur avant (en jaune) et après (en orange) 1988 (date de rupture statistique). En rouge est représentée la dernière vague de chaleur de 2015 pour mieux la distinguer des autres. Les chiffres dans les sphères correspondent aux années.

A cette date (2015), 1976 restera la vague de chaleur au poids le plus important (90.0) et 1911 fut celle la plus longue (26 jours). La plus intense fut celle qui reste encore dans toutes les mémoires, celle d'août 2003 (4.47). Nous avons des périodes relativement longues sans vague de chaleur : de 1901 à 1910, de 1912 à 1920, de 1960 à 1974 et de 1977 à 1989. Cela ne veut pas dire qu'on n'a pas connu d'épisodes chauds durant ces périodes. En 1983 par exemple, nous avons connu un mois de juillet parmi les plus chauds (c'était d'ailleurs le mois le plus chaud à l'époque, avant que les années récentes pulvérisent ce record). Mais nous n'avons eu que deux jours supérieurs à 30°C : cette période chaude n'est donc pas répertoriée dans les vagues de chaleur.

On remarque quand même plusieurs choses intéressantes quand on compare les deux périodes avant et après 1988 :

- Avant 1988, les vagues de chaleur qui dépassaient les 15 jours étaient l'exception (1911, 1947 et 1976). Depuis elles ont tendance à se généraliser : 1994, 1995, 1997, 2006 et 2010 ;
- Une constatation similaire peut se faire sur les poids de celles-ci : avant 1988, des poids supérieurs à 40 restaient l'exception : 1911 et 1976. Depuis 1988, environ une vague de chaleur sur deux a un poids supérieur à 40 : 1994, 1995, 1997, 2003, 2006 et 2010 ;
- Même chose au niveau de l'intensité, où là le constat est plus frappant encore (figure 3) : avant 2003, aucune vague de chaleur n'a dépassé le seuil de 4. Depuis, on en a connu 3 qui ont dépassé ce seuil : 2003, 2006 et... 2015.

### 3.3 Évolution des nombres de jours d'été depuis 1901

Le test (Vandiepenbeeck, 1996) réactualisé sur la nouvelle série de températures d'Uccle (publication à paraître) montre qu'il y a deux sauts dans cette série. Le premier se produit en

1928 et le second en 1981. Ce dernier saut n'avait pas pu être mis en évidence lors de l'étude de 1996 (Vandiepenbeck) avec l'ancienne série de températures. Ces 2 sauts correspondent à ceux que l'on observe dans la série des températures maximales de l'été qui se marque en 1927 pour le premier et 1981 pour le second. Afin de compléter cette analyse, on a réalisé une étude de la répartition discrète des trois périodes (Sneyers, 1990). La fréquence annuelle moyenne des jours d'été est passée de 14 jours au cours la période 1901-1928 à 27 entre 1982 et 2015 en passant par 19 dans la période intermédiaire. On constate que la valeur entre 1982-2015 est pratiquement le double de la première période.

## Conclusion

Si le nombre de vague de chaleur n'augmente pas encore de façon significative, elles sont par contre de plus en plus longues, de plus en plus lourdes et intenses. Cet état de fait est plus que vraisemblablement lié au réchauffement climatique.

## Bibliographie

- Beniston M., 2004. The 2003 heat wave in Europe: A shape of things to come? An analysis based on Swiss climatological data and model simulations. *Geophysical Research Letters*, **32**, L02202, 1-4.
- Institut Royal de la Météorologie (IRM), 2016. *La mesure des températures extrêmes à Uccle* [Site web]. Disponible sur : <http://www.meteo.be/meteo/view/fr/20257907-La+mesure+des+temperatures+extr%C3%A0mes+a+Uccle.html> (consulté en avril 2016)
- IPCC, 2013. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press, 1535 p.
- Sneyers R., 1981. *Les séries climatologiques à Bruxelles-Uccle. La température de l'air*. Bruxelles, Institut Royal Météorologique de Belgique, 39 p.
- Sneyers R., 1990. *Sur l'analyse statistique des séries d'observations*. Genève, Organisation météorologique mondiale, 192 p.
- Vandiepenbeeck M., 1995. Détection pratique de changement de climat dans le cas d'une alternative au caractère aléatoire. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, **8**, 116-126.
- Vandiepenbeeck M., 1996. Fluctuations récentes dans les séries climatiques de Bruxelles – Uccle (Belgique). *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, **9**, 538-545.
- Vandiepenbeeck M. (éd.), 2015. *Vigilance climatique 2015*. Bruxelles, Institut Royal Météorologique de Belgique, 87 p.
- Vandiepenbeeck M. (éd.), 2016. *Homogénéisation des valeurs de l'abri fermé à partir des valeurs de l'abri ouvert*. À paraître.
- Vautard R., Gobiet A., Jacob D., Belda M., Colette A., Déqué M., ... Yiou P., 2013. The simulation of European heat waves from an ensemble of regional climate models within the EURO-CORDEX project. *Climate Dynamics*, **41**(9-10), 2555-2575. <http://doi.org/10.1007/s00382-013-1714-z>

## INSTABILITE INTRA-SAISONNIERE DES PLUIES DANS LE DEPARTEMENT DE L'ATACORA (NORD-OUEST DU BENIN)

YABI I.<sup>1</sup>, ISSA M.-S., ZAKARI S., AFOUDA F.

<sup>1</sup>Laboratoire Pierre Pagny « Climat, Eau, Ecosystème et Développement » (LACEEDE), Département de Géographie et Aménagement du Territoire (DGAT), Université d'Abomey-Calavi (UAC), yafid2@yahoo.fr

**Résumé** – La présente recherche s'intéresse aux manifestations de la variabilité intra-saisonnière des pluies et leurs incidences sur la qualité de la saison agricole dans le Département de l'Atacora, au nord-ouest du Bénin. A partir des hauteurs journalières de pluie de la station synoptique de Natitingou entre 1941 et 2010, les dates de début et de fin de saison ont été déterminées. Ensuite, l'analyse fréquentielle (pour apprécier le degré de variabilité du démarrage et de la fin ainsi que la durée de la saison) et le test de Pettitt (pour identifier une rupture éventuelle dans l'évolution des longueurs de saison) sont utilisés pour le traitement des données. Il ressort des analyses, une forte instabilité pluviométrique avec des démarrages tardifs des pluies (environ 35 % des années) et de fins précoces (25 et 30 % des années) qui induisent un sérieux raccourcissement agricole surtout depuis les années 1970. A cela s'ajoutent des risques de déficits ou profusions hydriques engendrés par des séquences sèches ou humides qui sont également nuisibles au développement des cultures.

**Mots-clés** : Atacora (Bénin), variabilité, saisons de pluie, qualité des saisons agricoles, agriculture.

**Abstract** – *Agricultural season to the test of intra-seasonal rainfall instability in the Department of Atacora (northwest of Benin).* This research studies the intra-seasonal variability of rainfall and their impact on the quality of the agricultural season in the Department of Atacora (north-west of Benin Republic). From daily rainfall amounts of synoptic station of Natitingou between 1941 and 2010, the dates of beginning and end of season were determined. Then, the frequency analysis and the Pettitt test are used for data processing. The study area is characterized by a strong instability rainfall with late start of the rains (around 35% for years) and early purposes (25% and 30 years) that induce a serious agricultural shortening especially since the 1970s. Moreover, the growing season is threatened by risks of water shortages or profusion caused by wet or dry sequences that are detrimental to crop development.

**Keywords**: Atacora (Benin), variability, rainy seasons, quality of agricultural seasons, agriculture.

### Introduction

D'après Hansen, cité par Yabi *et al.* (2013), dans toutes les régions du monde notamment en Afrique de l'Ouest, le climat a une influence très forte sur la production agricole considérée comme l'activité humaine la plus dépendante des conditions météorologiques. Dans cette région, les populations sont majoritairement rurales et exploitent des systèmes de production (agriculture, élevage) dont les performances sont étroitement soumises au climat (Bazzaz. et Sombroek. cités par Alhassane *et al.*, 2013). Par ailleurs, l'Afrique de l'ouest est une des régions les plus vulnérables aux perturbations climatiques en raison de la diversité des effets multiples et de la faible capacité d'adaptation (Vissin, 2007). Au Bénin, en raison du caractère pluvial de l'agriculture, les rendements agricoles présentent une grande sensibilité aux fluctuations pluviométriques (Boko, 1988 ; Afouda, 1990 ; Yabi *et al.*, 2011 ; etc.).

En dépit de l'importance des investigations sur la variabilité climatique et son impact sur l'agriculture au Bénin, les instabilités intra-saisonnières des pluies et leurs incidences sur la qualité des saisons agricoles dans les différentes régions restent encore à élucider. Or, une connaissance des dates de début et de fin de saison, des risques des débuts tardifs et des fins précoces, peut aider les agriculteurs dans le choix des périodes de semis et des variétés à semer pour minimiser les risques climatiques (Guèye et Sivakumar, 1992 ; Diop, 1996 ; Balme *et al.*, 2005 ; Sané *et al.*, 2008 ). Le présent travail vise à élucider les aspects de l'instabilité intra-saisonnière des pluies et leurs incidences sur la qualité de la saison agricole dans le Département de l'Atacora à partir des données de pluies de la station de Natitingou.

## 1. Milieu d'étude

Située au nord-ouest du Bénin, le Département de l'Atacora est subdivisé en 9 Communes et s'étend sur une superficie de 20 499 km<sup>2</sup>. En 2013, d'après les résultats du 4<sup>ème</sup> recensement général de la population et de l'habitation, il comptait une population de 772 262 habitants, soit une densité de 38 hab. / km<sup>2</sup>.

La géomorphologie correspond à un massif montagneux (chaîne de l'Atacora), non homogène, marqué par d'importantes vallées très encaissées qui empruntent les cassures locales pour traverser les crêtes des quartzites plissés d'altitudes, variant entre 200 et 550 m. Quant aux formations pédologiques, elles sont essentiellement constituées des sols pierreux, caillouteux, gravillonnaires de faible profondeur. Ils comportent peu de réserves minérales et leur capacité de rétention en eau est réduite.

Le climat est de type soudanien, qualifié de climat atacorien à cause de l'influence de la chaîne de l'Atacora. Il y a une saison pluvieuse (fin-avril à mi-octobre) au cours de laquelle les flux de mousson et les lignes de grains sont dominants. Les activités de production agricole se déroulent pendant cette période. Pendant la saison sèche, la région est plutôt influencée par l'alizé continental (harmattan), un air sec, frais la nuit et relativement chaud le jour. Durant cette période de l'année, les valeurs de l'humidité relative de l'air chutent en dessous de 50 %, ce qui provoque le dessèchement de la végétation. Le régime thermique y est plus frais dans l'ensemble (les valeurs moyennes sont comprises entre 25 et 30°C) à cause de l'altitude relativement élevée.

La région offre ainsi des conditions naturelles assez difficiles pour la conduite des activités agricoles même dans un contexte climatique normal. A cela s'ajoute l'instabilité intra-saisonnière des pluies qui rend plus pénible le déroulement desdites activités.

## 2. Données et méthodes

Les données utilisées concernent les pluies journalières de Natitingou pour la période 1941-2010. Elles sont fournies par l'Agence pour la Sécurité de la Navigation Aérienne (ASECNA-Cotonou). Les données issues des postes pluviométriques de Tanguiéta, Kouandé et Boukoumbé, dont le pourcentage de lacunes dépasse largement 10 % des mesures, ont été abandonnées.

Pour déterminer le début de la saison agricole (DSA) et la fin de la saison agricole (FSA), les critères de Guèye et Sivakumar (1992) ont été combinés avec le calendrier agricole habituel des paysans relatif aux premiers semis. Le DSA est fixé au jour où, à partir du 1<sup>er</sup> mai, dans l'intervalle de 3 jours, le cumul pluviométrique précipité atteint au moins 20 mm sans qu'il ne soit suivi pendant les 30 jours suivants d'une séquence sèche excédant 2 décades (20 jours). Le DSA est considéré tardif lorsqu'il intervient une décade au moins après la date moyenne. Quant à la FSA, elle correspond au jour où, à partir du 1<sup>er</sup> septembre, il n'y a plus de pluie pendant deux décades consécutives. Une FSA est considérée comme précoce lorsqu'elle intervient une décade au moins avant la date moyenne.

En ce qui concerne l'identification des séquences pluviométriques sèches et humides, elle a été faite en s'inspirant des travaux de Sané *et al.* (2008) et de Zachari *et al.* (2012). Ainsi, est considérée comme séquence, un intervalle de temps d'au moins 10 jours consécutifs (1 décade) pendant la saison agricole sans pluie. Un tel épisode est capable d'induire des échecs de semis ou d'affecter négativement les besoins en eau des cultures saisonnières. A l'opposé, une séquence est considérée comme humide quand, pendant la saison agricole et au cours de la même semaine, trois événements pluvieux d'au moins 30 mm chacun sont enregistrés ou lorsque la pluviométrie hebdomadaire est supérieure ou égale à 100 mm. Dans ces conditions,

les exploitations agricoles sont susceptibles d'être inondées au cœur de la saison (juillet-août) lorsque le sol est déjà saturé en humidité.

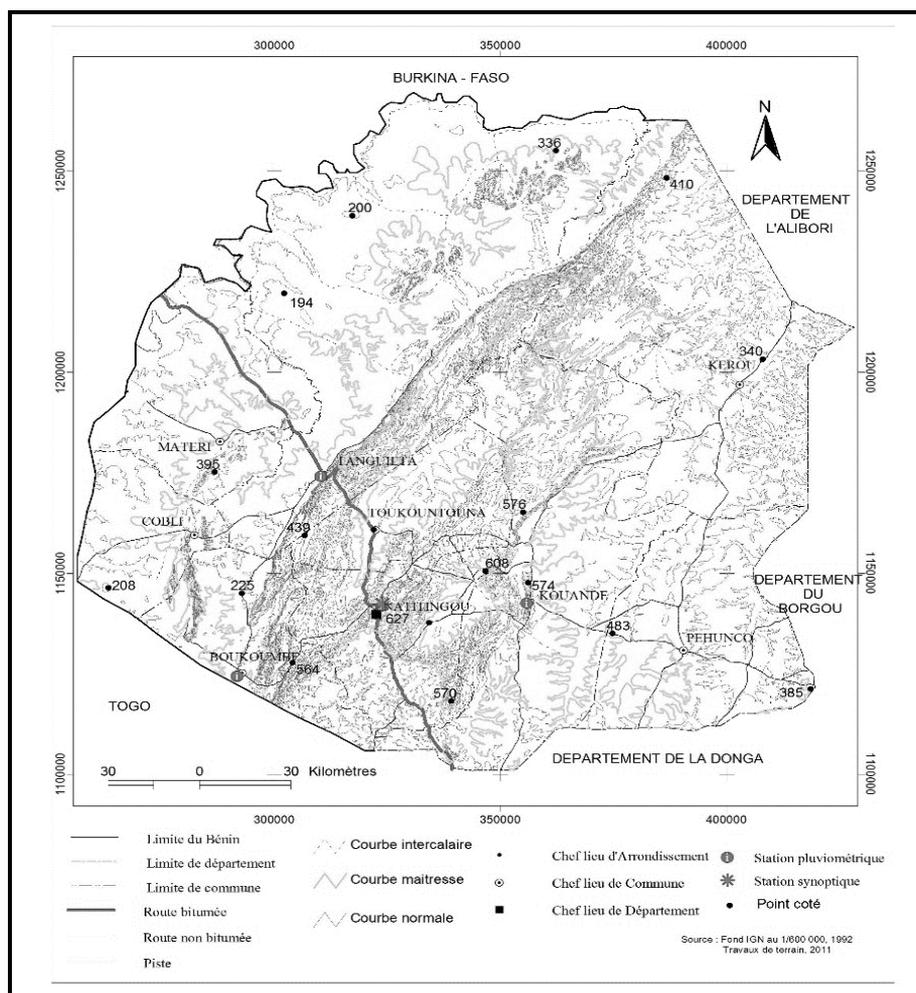


Figure 1. Situation de la station de Natitingou dans le Département de l'Atacora

Quant à la longueur de la saison agricole (LSA), elle correspond à la différence en jours entre le DSA et la FSA. Le test de Pettit (1979) est utilisé pour apprécier la tendance des LSA et pour identifier d'éventuelle rupture.

Par ailleurs, l'analyse fréquentielle du DSA et de la FSA a été faite aux fréquences 8 années sur 10, 5 années sur 10 et 2 années sur 10 en calculant la fréquence cumulée (Zakari *et al.*, 2012). Cette analyse a permis de mieux comprendre le niveau de mobilité du démarrage et de fin de saison et subséquemment l'instabilité de la longueur de saison agricole.

### 3. Résultats

#### 3.1. Démarrage et fin de la saison agricole

L'analyse de l'évolution interannuelle du DSA à Natitingou (figure 2) montre qu'il se situe entre le 16 mai (1970) et le 3 août (1980) avec le 6 juin comme date moyenne. Quant à la FSA, elle est comprise entre le 1<sup>er</sup> et le 31 octobre, la date moyenne étant le 20 octobre.

Mais, les dates moyennes cachent des irrégularités plus complexes qui rendent aléatoires les possibilités de prévoir les dates de début et de fin de la saison. Par exemple, les décennies 1970 et 1980 sont caractérisées par un retard dans le démarrage de la saison agricole alors que les décennies 1940 et 1950 ont plus connu un démarrage normal voire précoce.

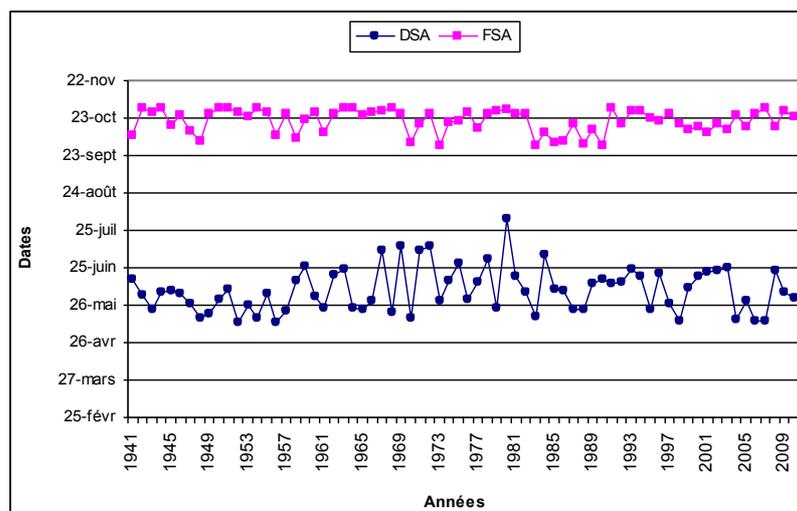


Figure 2. Evolution interannuelle du DSA et de la FSA à Natitingou

Quant aux dates de fin de saison, elles paraissent plus stables en dehors de quelques années (1948, 1970, 1983, 1985, 1986, 1988, 1990), où la fin de la saison a été précoce. Le tableau 1 récapitule les statistiques relatives aux DSA et aux FSA.

Tableau 1. Synthèse des statistiques relatives aux DSA et FSA à Natitingou

Indicateurs	DSA	FSA
Date moyenne	06-juin	20-oct
Ecart type (jours)	17,88	9,26
Nombre précoce	-	12 (17 %)
Nombre tardif	23 (33 %)	-
Fréquence de 2 années sur 10	22-mai	12-oct
Fréquence de 5 années sur 10	05-juin	24-oct
Fréquence de 8 années sur 10	23-juin	29-oct
Début tardif et fin précoce	4 années	

La valeur de l'écart type du DSA est nettement plus élevée que celle de la FSA, ce qui montre que le DSA est plus instable que la FSA. Cette instabilité du DSA est confirmée par la forte occurrence des DSA tardifs (33 %). La fréquence de 8 années sur 10 indique un DSA tardif (environ 2 décades après le DSA moyen) alors qu'au niveau de la FSA l'écart est d'environ 1 décade seulement (9 jours après à la FSA moyenne).

De même, les analyses ont permis d'identifier des années caractérisées à la fois par un DSA tardif et une FSA précoce (1971, 1980, 1984, 1990). Ces observations concernent beaucoup plus les années réputées comme déficitaires du point de vue pluviométrique aux échelles annuelles et saisonnières.

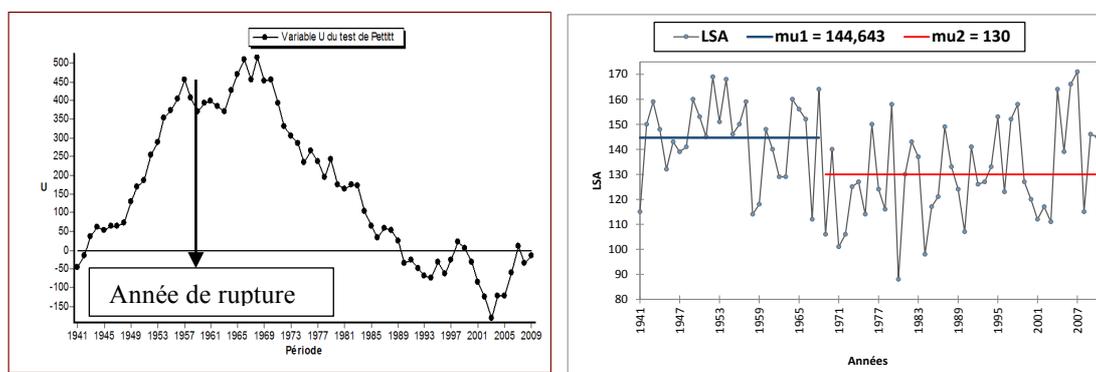
L'instabilité des DSA et des FSA n'est pas sans conséquence sur les LSA dont dépend le cycle de développement des différentes plantes cultivées. Il convient donc d'analyser la variabilité des LSA pour mieux comprendre la qualité des saisons agricoles.

### 3.2. Variabilité des longueurs de la saison agricole

Sur la période étudiée, la durée moyenne des LSA est 136 jours, soit environ 14 décades avec un écart type de 20 jours (2 décades). A la probabilité de 80 % (fréquence de 8 années sur 10), cette valeur chute à 116 jours. La valeur moyenne des LSA est déjà trop juste pour les variétés de cultures traditionnelles comme le maïs, le sorgho, l'arachide, le niébé dont la

durée de cycle végétatif est de 12 décades (120 jours) au moins. Les cultures comme l'igname et le mil se trouvent dans des conditions difficiles dans la mesure où leur cycle végétatif est nettement supérieure à la LSA moyenne (150 jours pour le mil ; 270 pour l'igname).

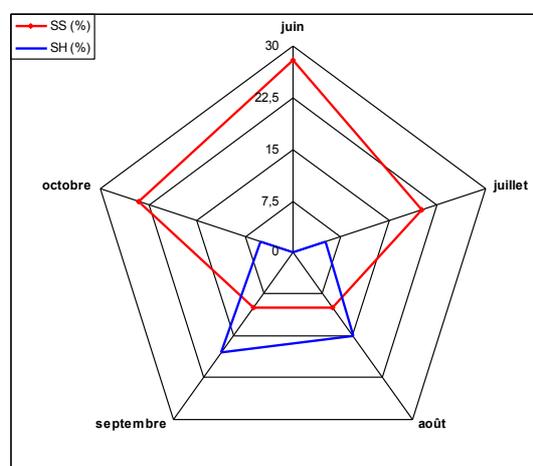
Cependant, c'est beaucoup plus la variabilité interannuelle des LSA (figure 3) qui compromet le bon déroulement des activités agricoles. Ainsi, au seuil de significativité de 95 %, le test de Pettitt indique une rupture de stationnarité des LSA en 1968 avec une réduction de 2 décades de la valeur moyenne des LSA après ladite rupture.



**Figure 3.** Mise en évidence de la rupture de stationnarité et variation des valeurs moyennes des LSA à Natitingou. **Légende :** Mu1 = LSA moyenne avant rupture ; Mu2 = LSA moyenne après rupture

La durée moyenne des LSA a atteint environ 15 décades au cours des décennies 1940 et 1950. La forte fréquence des DSA tardifs et ou des FSA précoces au cours des décennies 1970 et 1980 s'est alors traduite par un raccourcissement des LSA dont la durée moyenne s'est réduite à 13 décades seulement. Ces résultats sont en parfaite logique avec les baisses parfois sévères qui ont caractérisé les totaux pluviométriques saisonniers et annuels pendant les années 1970 et 1980 dans toute l'Afrique de l'Ouest y compris le Bénin. Il convient de préciser que la LSA ne s'est pas encore améliorée pendant les décennies 1990 et 2000 d'après les analyses, malgré la relative amélioration des cumuls pluviométriques observée à l'échelle annuelle.

Outre les irrégularités qui affectent le démarrage et la fin, la saison agricole est également touchée par des séquences pluviométriques sèches ou humides (figure 4). Les séquences sèches sont plus fréquentes en juin (28 %), juillet (20 %) et octobre (24 %). Selon leur ampleur (durée), les séquences sèches induisent des déficits hydriques avec des conséquences négatives variables en fonction du stade de développement des cultures.



**Figure 4.** Fréquence des séquences sèches et humides pendant la saison agricole. **Légende :** SS = séquences sèches ; SH = séquences humides

## Conclusion

Dans le milieu de recherche, la variabilité intra-saisonnière des pluies se manifeste entre autres par un démarrage tardif (33 %) et/ou une fin précoce des pluies (17 %). Par ailleurs, la saison agricole est menacée par le risque de déficits hydriques dus aux séquences sèches dont la fréquence d'apparition est plus élevée en juin, juillet et octobre sans oublier les séquences humides plus fréquentes en août et septembre et qui sont capables d'induire des excès d'eau voire des inondations. Ces épisodes, à fréquence et ampleur plus prononcées depuis les années 1970, affectent la qualité de la saison agricole devenue plus erratique.

Au regard de ces résultats, les politiques et projets de développement agricole devront, dorénavant, mieux intégrer les incertitudes pluviométriques intra-saisonnières qui paraissent très déterminants pour les producteurs.

## Bibliographie

Afouda F., 1990. *L'eau et les cultures dans Bénin central et septentrional : Etude de la variabilité des bilans de l'eau dans leurs relations avec le milieu rural de la savane africaine* (Thèse de doctorat). Paris IV-Sorbonne, France.

Alhassane A., Salack S., LY M., LonA I., Traore S. et Sarr B., 2013. Évolution des risques agro-climatiques associés aux tendances récentes du régime pluviométrique en Afrique de l'Ouest soudano-sahélienne. *Sécheresse*, **24**, 282-93.

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**, 15-22.

Boko M., 1988. *Climat et communautés rurales du Bénin : Rythmes climatiques et rythme de développement*. (Thèse de doctorat) Géographie, Dijon, France.

Diop M., 1996. A propos de la durée de la saison des pluies au Sénégal. *Sécheresse*, **7**, 7-15.

Guèye M. et Sivakumar M. V. K., 1992. *Analyse de la longueur de la saison culturale en fonction de la date de début des pluies au Sénégal*. Compte rendu des travaux n°2, Niamey (Niger) : centre sahélien de l'ICRISAT, 16 p.

IPCC, 2007. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press: Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 p.

Sané T., Diop M. et Sagna P., 2008. Etude de la qualité de la saison des pluvieuse en Haute-Casamance (Sud Sénégal). *Sécheresse*, **19**, 23-28.

Vissin, W. E., 2007. *Impact de la variabilité climatique et de la dynamique des états de surface sur les écoulements du bassin béninois du fleuve Niger*. (Thèse de doctorat) Université de Bourgogne, Dijon, France.

Yabi I., Chabi Ayédèguè P. B. et Wokou G. C. 2013. Perturbations pluviométriques de la seconde saison agricole dans le Département des collines au Bénin. *Revue de Géographie de Lomé*, **10**, 142-153.

Yabi I., Ogouwalé E., Afouda F. et Boko M., 2011. Contraintes climatiques et développement agricole au Bénin. *Annales de la Faculté des Lettres, Arts et Sciences Humaine*, Université d'Abomey-Calavi, Bénin, **17**, 13-30.

Zakari S., Yabi I. Ogouwalé E. et Boko M., 2012. Analyse de quelques caractéristiques de la saison des pluies dans le Département du Borgou (Bénin, Afrique de l'Ouest). *Actes du XXV<sup>ème</sup> colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, 5-8 septembre 2012 (pp. 693-698). Grenoble, France.

# **Téledétection et climat**

## **Modélisation climatique**

---



## UN SYSTEME D'INFORMATION GEOGRAPHIQUE POUR L'ANALYSE DES DONNEES CLIMATIQUES DE L'ALGERIE

BENNOUR T.<sup>1</sup>, GUETTOUCHE M. S.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumedienne, BPN°32 El Alia, Bab Ezzouar, Alger, [tbennour@usthb.dz](mailto:tbennour@usthb.dz), [mguettouche@usthb.dz](mailto:mguettouche@usthb.dz)

**Résumé** – En Algérie, la mise en œuvre, le contrôle et l'exploitation des données climatologiques, l'élaboration et la diffusion des publications à caractère périodique ainsi que de l'assistance climatologique aux usagers, sont des tâches du Centre Climatologique National (CCN). Par ailleurs, la gestion efficace de ce volume important de données, nécessite le recours aux nouvelles technologies, tels que les Systèmes d'Information Géographique (SIG). Dans ce contexte, le présent travail consiste à mettre en place une solution informatique sur le WEB, basée sur l'utilisation des Systèmes d'Information Géographique. Cet outil permettra l'analyse cartographique et statistique des observations climatologiques ainsi que l'archivage, l'échange et la diffusion des différents types de données (surface, altitude, satellites, radar et autres).

**Mots-clés** : SIG, données climatologiques, CCN

**Abstract** – A geographic information system for the analysis of climate data of Algeria. In Algeria, implementation, monitoring and operation of climate data, development and dissemination of periodic publications and of climate assistance to users, are tasks of the National Climatological Centre (NCC). Moreover, the effective management of this large volume of data requires the use of new technologies such as Geographic Information Systems (GIS). In this context, the aim of the present work is to develop an IT solution on the Web, based on the use of Geographic Information Systems. This tool will allow mapping and statistical analysis of climate observations and archiving, exchange and distribution of different types of data (surface, altitude, satellites, radar, etc.).

**Keywords**: GIS, climate data, NCC.

### Introduction

L'Algérie est un vaste territoire de près de 2,4 millions de km<sup>2</sup> dont le climat est très différent selon les régions. Il est de type méditerranéen sur le littoral et l'atlas tellien ; caractérisé par une saison pluvieuse en moyenne de septembre à mai et par un été sec et ensoleillé, semi aride sur les hauts plateaux au centre du pays, et désertique dès que l'on franchit la chaîne de l'atlas saharien (ONM, 2015).

En Algérie, l'office National de la Météorologie (ONM) est un établissement public à caractère industriel et commercial, créé en 1975 sous la tutelle du ministère des transports. Il a pour mission la mise en œuvre de la politique nationale en matière de météorologie et de contribuer à la sécurité et au développement du secteur socio-économique.

L'ONM est composé de quatre départements techniques, dont le Centre Climatologique National (CCN) qui a pour vocation principale l'acquisition, le contrôle, le traitement, l'exploitation et la publication des données météorologiques nationales et internationales ainsi que l'assistance aux usagers.

Par ailleurs, l'implantation géographique des structures fonctionnelles régionales du CCN, le relief du territoire Algérien, le volume et l'hétérogénéité des données provenant de différentes sources constituent un handicap majeur pour une gestion centralisée efficace des données météorologiques.

Ces vingt dernières années ont été marquées par l'essor de l'information géographique et un fort développement informatique, qui ont donné lieu à l'avènement de la géomatique. Actuellement, les données géographiques, définies comme des données à référence spatiale, sont largement disponibles sous la forme traditionnelle des cartes, avec possibilité de

numérisation manuelle ou automatique, sous forme de bases de données ou d'images (Maarfi & Hamdoudi, 2015).

D'autre part, l'avancée technologique a donné un nouvel essor aux Systèmes d'Information Géographique (SIG), ces derniers jouant un rôle important dans plusieurs domaines, dont la météorologie. A cet effet, les SIG sont des systèmes d'information flexibles et interactifs qui assurent la collecte, le stockage, l'analyse et la visualisation de données, représentant ainsi un puissant système d'aide à la décision, à la planification et à la gestion dans un environnement de résolution de problèmes (Maarfi & Hamdoudi, 2015).

Dans ce contexte, l'objectif du présent travail consiste à mettre en place un Système d'Information Géographique sur le Web permettant la sauvegarde des différents types de données météorologiques, la publication des données météorologiques au profit des usagers, l'analyse de ces données et l'affichage des résultats graphiques et tabulaires pour aider les décideurs dans l'extraction d'informations utiles.

La solution proposée consiste en un Système d'Information Géographique sur le Web constitué d'un serveur de données, un serveur cartographique et un serveur Web, le tout issu du monde Open Source.

## 1. Le Centre de Climatologie National

Le Centre de Climatologie National (CCN) est l'un des quatre départements techniques de l'office national de la Météorologie. Il est chargé de la mise en œuvre, du contrôle et de l'exploitation de la banque de données climatologiques, de l'élaboration et de la diffusion des publications à caractère périodique ainsi que de l'assistance aux usagers (ONM, 2015).

A ce titre, pour la gestion de la base de données climatologique le CCN a mis en place un système reliant les six directions régionales implantées à Oran (Ouest), Constantine (Est), Alger (Centre), Ouargla (Sud-est), Bechar (Sud-ouest) et Tamanrasset (Sud). Ce système comprend des moyens de communication pour la collecte, l'échange et la diffusion des données en temps réel. Aussi, le CCN distribue plusieurs paramètres météorologiques aux utilisateurs dans différents domaines à savoir : l'énergie, l'agriculture, le tourisme, le bâtiment, etc. (Figure 1).

Néanmoins, ce système repose sur le principe de partage de données sous forme brute, ce qui engendre de multiples erreurs lors de l'exploitation.

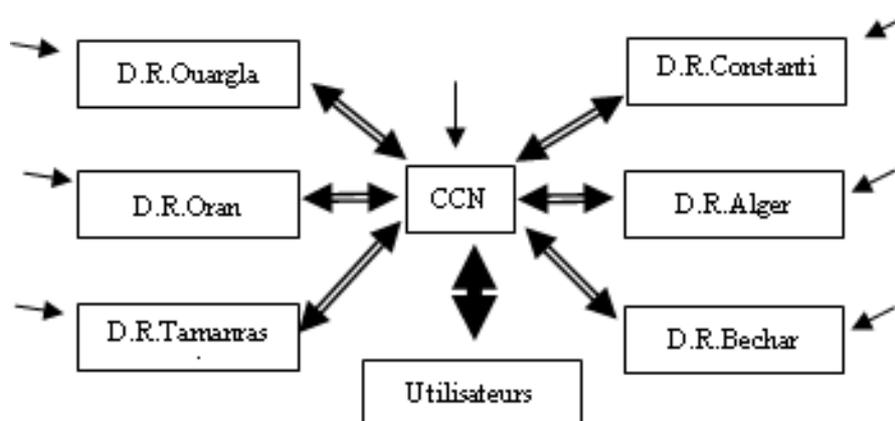


Figure 1. Chaîne d'acquisition et de traitement des données climatologiques

## 2. La solution proposée

Le présent travail fait partie d'un projet d'envergure qui consiste à développer un système fédérateur englobant une multitude de composants du système actuel, afin d'assurer une interopérabilité entre les systèmes installés au niveau de chaque structure régionale. Ce système assurera l'homogénéité de données partagées et la possibilité de partage de données entre les structures régionales sans passer par la structure centrale.

Notre travail se focalise sur les données ayant une dimension spatiale. A cet effet, le présent article décrit la démarche adoptée pour mettre en place un Système d'Information Géographique (SIG) qui sera, par la suite, l'interface principale du système global. Ce SIG permettra l'analyse cartographique et statistique des observations climatiques ainsi que l'archivage, l'échange et la diffusion des différents types de données (surface, altitude, satellites, radar et autres).

## 3. L'architecture du système

L'architecture logicielle de la solution représente le schéma des différents éléments d'un système d'information, leurs interrelations et leurs interactions (Chekalil & Bellabas, 2014). Le choix de l'architecture doit se faire d'une manière efficace pour satisfaire les besoins fonctionnels exprimés par le client (les fonctionnalités du système), et non fonctionnels liés aux contraintes d'implémentation du système (optimisation des ressources, etc.).

Dans notre travail, nous avons opté pour une architecture client/serveur trois tiers. Le principe de cette architecture consiste à séparer la réalisation des trois groupes de fonctions nécessaires pour tout système d'information, à savoir : le stockage des données, la logique applicative et la présentation afin d'assurer une évolutivité du système. Cette séparation peut être physique, cela signifie qu'il est possible de déployer chaque fonction sur un serveur indépendant. Ainsi, leur déploiement sur la même machine ne présente pas d'inconvénient pour les petits systèmes.

Les trois éléments permettant la réalisation de cette architecture sont :

- Le système de gestion de base de données relationnel, dédié au stockage des données de façon structurée ;
- Le serveur applicatif pour la logique applicative : cette partie utilise les données pour les présenter de façon exploitable par l'utilisateur. Dans notre cas, il s'agit de deux serveurs web et cartographique, ce dernier prenant la forme d'une couche logicielle (souvent composée de différentes applications) installée sur la machine serveur, qui reçoit les requêtes de type SIG et complète les réponses du logiciel serveur par des éléments cartographiques (Laurent J, 2009) ;
- Le navigateur web pour la partie de présentation : elle a une importance primordiale, car c'est la partie la plus visible pour l'utilisateur.

Pour l'analyse et la conception du système nous avons utilisé le langage de modélisation UML (Unified Modeling Language). Constitué de treize (13) schémas appelés diagrammes, ce langage offre la possibilité de choisir les diagrammes à réaliser afin de représenter les besoins du système à développer. La figure 2 montre le diagramme de paquetage qui permet de décomposer le système en partie plus facilement observable, appelé « packages ». Dans notre cas, nous voyons que le système peut être divisé en quatre packages observables séparément : le système de gestion de base de données, le serveur cartographique, le serveur web et le client web.

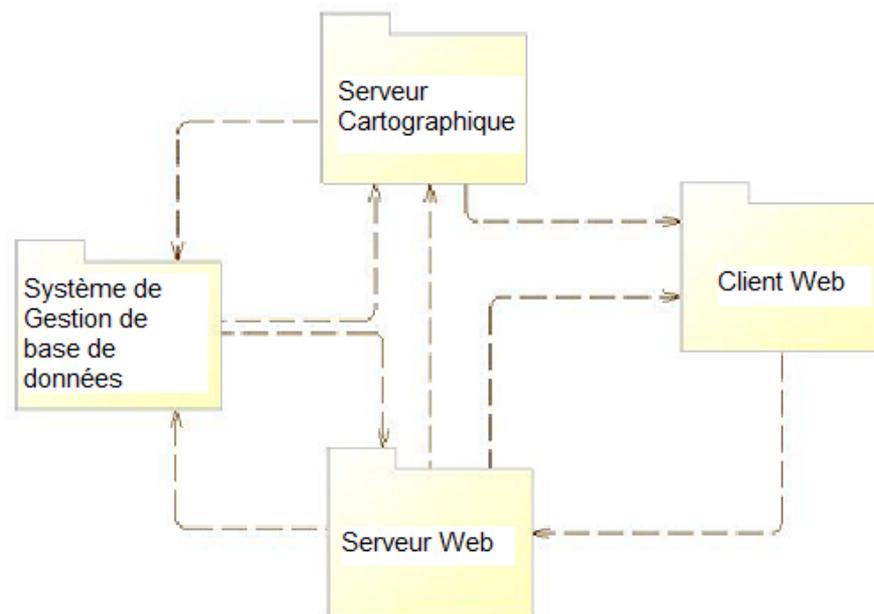


Figure 2. Architecture du système (Le diagramme UML de paquetage)

## 4. L'implémentation de la solution

### 4.1 Les outils logiciels

Après une étude comparative, nous avons opté pour le serveur cartographique Deegree et l'API GeoExt pour la réalisation de l'interface du côté client et le serveur http Apache comme serveur Web. S'agissant du système de gestion de base de données (SGBD) nous avons choisi le PostGreSql et sa cartouche spatiale PostGIS. Ce dernier a été utilisé pour cartographier les données climatiques récupérées sous forme tabulaire à savoir, la température, la pluie, l'humidité relative, la pression atmosphérique et les vents.

Ainsi, le logiciel Quantum GIS (QGIS) a été utilisé pour la présentation, la visualisation et la création des styles des données géographiques représentant certains phénomènes tels que : les orages, les brumes humides, le brouillard, les brumes sèches, les brumes de sable, les chasses sable et les tempêtes de sable.

### 4.2 Les données utilisées

Pour réduire les erreurs, nous nous sommes limités uniquement aux données de quatre (04) stations professionnelles de l'office national de la météorologie (ONM) sur une période de 21 ans (1987-2007), représentées dans le tableau ci-dessous (tableau 1).

Tableau 1. Coordonnées des stations étudiées

Stations	Altitude(m)	Latitude (degré, min)	Longitude (degré, min)
Ghazaouaet	83	35° 06' N	1° 52' W
Alger	25	36° 41' N	3° 13' E
Annaba	4	36° 50' N	7° 49' E
Laghouat	762	33° 46' N	02° 55' E

S'agissant des données géographiques du terrain, nous avons utilisé les données produites par l'Institut National de Cartographie et de Télédétection (INCT).

### 4.3 Le développement des processus de calcul

La particularité de notre solution est concrétisée par le développement des processus de traitement à distance dans le serveur cartographique, ce qui justifie le choix du serveur Degree qui prend en charge le service Web de géotraitement (WPS). Il offre la possibilité d'utiliser des processus de géotraitements (calculs arithmétiques, buffer, Intersection, etc.) qui sont basés sur un serveur, sans aucune restriction sur les types ni de processus ni de données.

Dans notre cas, les processus implémentés sont les suivants :

- La variation annuelle de la température ;
- La température maximale moyenne ;
- La température minimale moyenne ;
- La température maximale absolue ;
- La moyenne mensuelle de pluie ;
- L'humidité moyenne ;
- Calcul des coefficients d'aplatissement ;
- Calcul des coefficients d'asymétrie ;
- Le vent moyen.

### 5. L'interface de la solution

L'interface graphique de la solution développée est représentée sur la figure 3, elle permet l'accès à des outils de recherche, de visualisation et de géotraitement. Elle a notamment pour but de publier les données climatiques pour les différents utilisateurs, chacun à un niveau d'accès différent des autres.

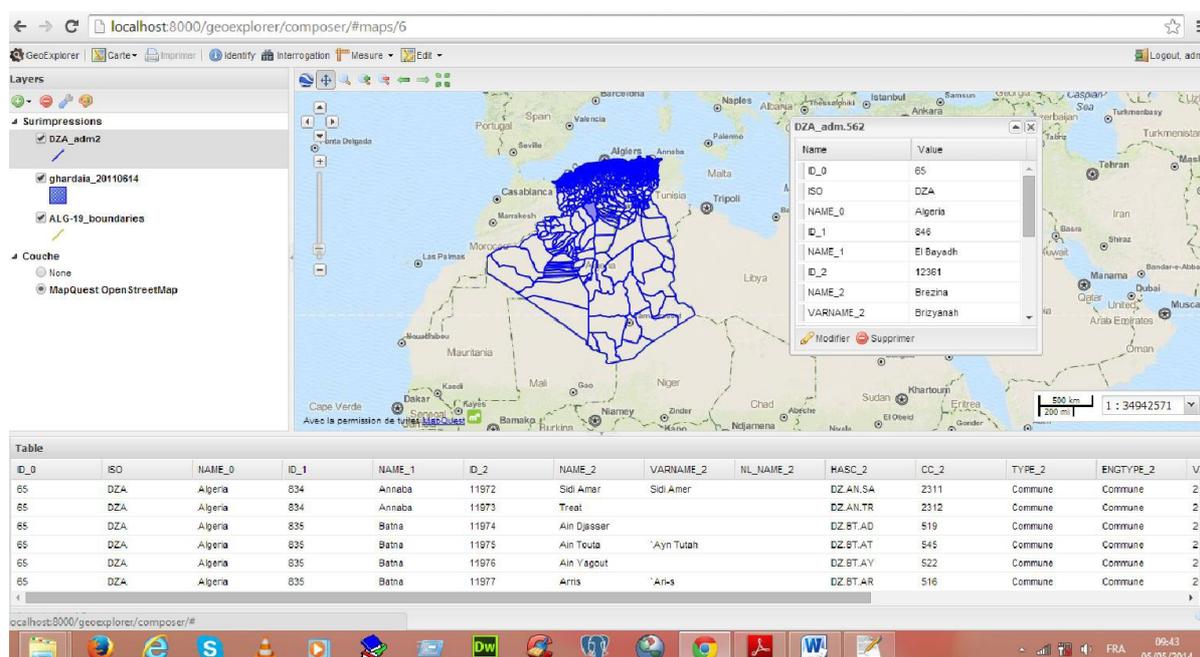
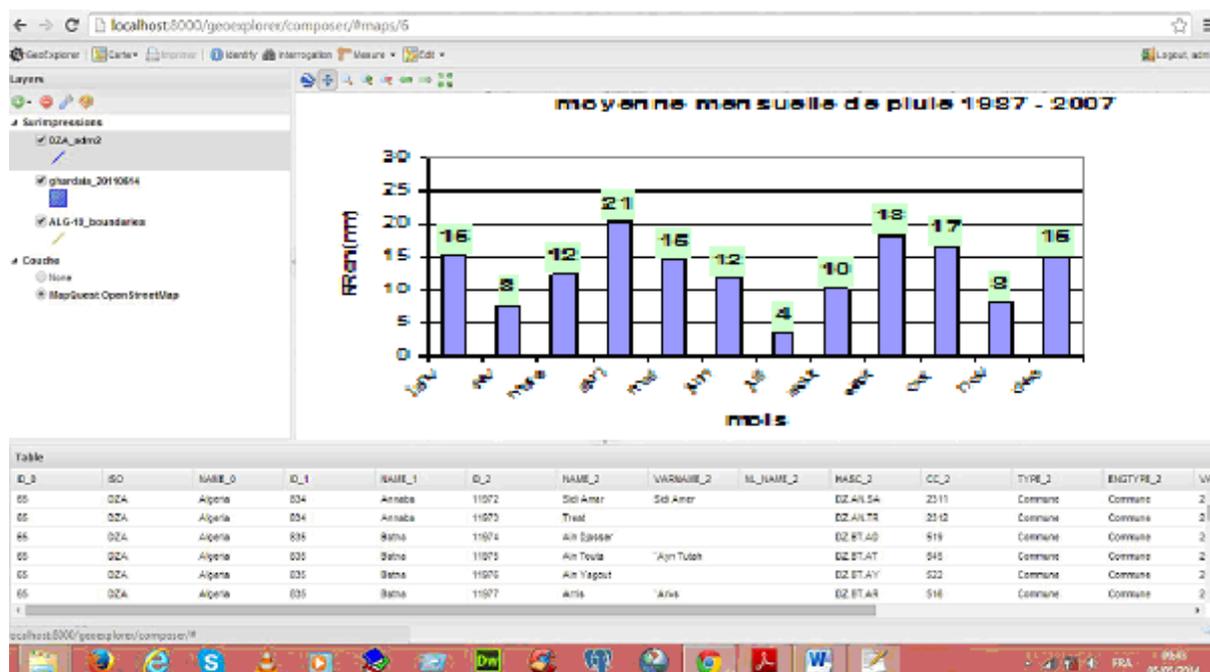


Figure 3. L'interface de la solution SIG-Web pour l'analyse des données climatiques de l'Algérie

Les résultats des analyses (géotraitements) exécutées à travers notre application seront présentés sous une forme de graphes ou de cartes comme le montre la figure 4.



**Figure 4.** Affichage du résultat de l'exécution de géotraitement « la moyenne mensuelle de pluie » sur la ville de Laghouat /Algérie.

## Conclusion

Dans cet article nous avons décrit la démarche suivie pour répondre au besoin du Centre Climatologique National qui consiste à mettre en place une solution informatique permettant l'échange des données entre les structures régionales et la structure centrale ainsi que l'exécution des analyses climatiques sur un serveur distant par tous les usagers.

La solution proposée consiste en un Système d'Informations Géographiques sur le Web qui a pour objectif principal l'intégration de données climatiques de l'Algérie dans une base de données centralisée afin de faciliter leur échange d'une façon normalisée. Ainsi, cette solution permet l'exécution des analyses climatiques et l'affichage des résultats sous forme de graphes ou de cartes, et ce par le biais des processus développés et hébergés dans le serveur cartographique.

La base de données du système ne contient actuellement que les données climatiques de quatre stations d'une période de vingt et un ans, néanmoins, elle est ouverte pour l'introduction des données d'une durée plus longue et de toutes les stations météorologiques de l'Algérie, ce qui augmente la capacité d'analyses.

## Bibliographie

Chekalil M., Bellabas S., 2014. *Conception et réalisation d'un géoportail des risques majeurs* (Mémoire de fin d'études d'ingénieur), Alger, 95 p.

Laurent J., 2009. *Serveur Cartographique et SIG interactifs - SIGMA*. Disponible sur : [www.geotests.net](http://www.geotests.net)

Maarfi D., Hamdoudi M., 2015. *Développement d'un serveur d'information pour l'aide à la gestion des crises associées aux inondations* (Mémoire de fin d'études d'ingénieur). Alger, Algérie.

ONM, 2015. *Office National de la Météorologie*. Disponible sur : [www.meteo.dz](http://www.meteo.dz) (consulté en décembre 2015).

## TELEDETECTION ET SIG EN APPUI A LA CARACTERISATION DU CLIMAT EN MAURITANIE : CAS DU PARC NATIONAL DU DIAWLING (PND) ET SA ZONE PERIPHERIQUE

O. ABIDINE M. M.<sup>1</sup>, EL ABOUDI A.<sup>1</sup>, INEJIH C. A.<sup>2</sup>, O. SOULE A.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Laboratoire de botanique, Mycologie et Environnement, Faculté des Sciences, Université Mohamed V, Rabat-Maroc, 4 avenue ibn battouta BP 1014, hmd108@yahoo.fr, elaboudi@gmail.com

<sup>2</sup>DDECOMAR (Réseau Développement Durable et Ecosystèmes Marins), inejihca@gmail.com

<sup>3</sup>Ecole Normale Supérieure de Nouakchott\_Mauritanie BP 990, ahmdous@yahoo.fr

**Résumé** – Le climat est le facteur fondamental qui détermine les milieux naturels sahélien. La Mauritanie est l'un des pays sahéliens les plus touchés par les sécheresses qui se sont succédées depuis 1970. Cette succession de sécheresse a fragilisé la végétation et provoqué l'appauvrissement des sols. La présente étude analyse l'évolution le climat du Parc National du Diawling (PND) et sa zone périphérique sur la période de 2000-2013. Elle cherche à mettre en évidence l'intérêt des données spatiales pour la caractérisation du climat dans une région sahélienne. A cet effet, les températures maximales et minimales sont dérivées des images MODIS (avec une résolution de 0.05° soit 5 km) et les précipitations de données TRMM (avec une résolution spatiale de 0,25° soit 25 km). Ces deux paramètres ont été comparés à l'indice de végétation (NDVI, dérivé des images MODIS avec une résolution temporelle de 16 jours et une résolution spatiale de 250m). Les résultats issus des données spatiales ont été validés en référence à la station météorologique de Rosso.

**Mots-clés** : NDVI, TRMM, MODIS, sécheresse, Mauritanie

**Abstract** – Use of remote sensing and GIS for characterizing climate in Mauritania: case of Diawling National Park (PND) and its peripheral area. The climate is the fundamental factor that determines the Sahelian natural environments. Mauritania is one of the Sahelian countries most affected by droughts that have followed since 1970. This succession of drought has weakened vegetation and caused soil depletion. This study characterizes the climate trends of Diawling National Park (PND) and its peripheral area over the period 2000-2013. It seeks to highlight the importance of space data for climate characterization in the Sahel region, using maximum and minimum temperatures derived from MODIS imagery (with a resolution of 0.05 ° or 5 km) and rainfall data derived from TRMM (with a spatial resolution of 0.25 ° or 25 km). These two parameters were compared with the vegetation index (NDVI, derived from MODIS images with a temporal resolution of 16 days and a spatial resolution of 250m). The results from the spatial data were validated referring to Rosso meteorological station.

**Keywords**: NDVI, TRMM, MODIS, PND, drought, climate, Mauritania

### Introduction

En Mauritanie comme dans tous les pays sahéliens, la sécheresse observée depuis plus de trente années a eu des conséquences souvent graves sur tous les écosystèmes terrestres et aquatiques (Servat et al., 1998; Nicholson, 1978 et 1998). Cette sècheresse s'explique par un déficit pluviométrique important observé depuis la fin des années 70 (Ozer, 2000 ; Ozer et al., 2014) ; un déficit qui a affecté en profondeur tous les écosystèmes agricoles, steppiques, etc.

Le suivi du climat par les mesures directes des paramètres pour caractériser les états et tendances n'ayant pas été toujours possible et/ou assuré de manière continue, on a souvent recours aux estimations issues de sources indirectes.

Dans cette perspective, notre étude vise à étudier l'évolution temporelle et spatiale de quelques paramètres climatiques en particulier les précipitations et voir l'impact de ce déficit hydrique sur la végétation du Parc National du Diawling (PND) et sa zone périphérique sur la période de 2000-2013. Pour ce faire, nous avons testé l'apport de données spatiales comme source indirecte avec les données CHIRPS et TRMM pour les précipitations, les données MODIS pour les températures de surface et l'indice de végétation NDVI. Le recours aux données spatiales se justifie par le fait que les postes météorologiques en Mauritanie comme

dans la plupart des pays africains font défaut et quand ces données existent, elles sont souvent fragmentaires. Aussi, sur le plan pratique, la caractérisation du climat à partir des données spatiales n'a jamais été réalisée pour le Parc National du Diawling (PND) et rarement en Mauritanie.

## 1. Aperçu général sur la zone d'étude

Le Parc National du Diawling (PND) appartient à la wilaya de Trarza. Il est créé par le décret n° 91-005 du 14 janvier 1991. En 1994, ce Parc est classé comme zone humide d'importance internationale (site de Ramsar). Cette zone humide s'étend sur une superficie de 16000 ha. Sa zone périphérique couvre une superficie 52000 ha. Le PND se situe entre les 16°05' et 16°35' de latitude nord, et les 16°20' et 16°30' de longitude ouest (Fig. 1).

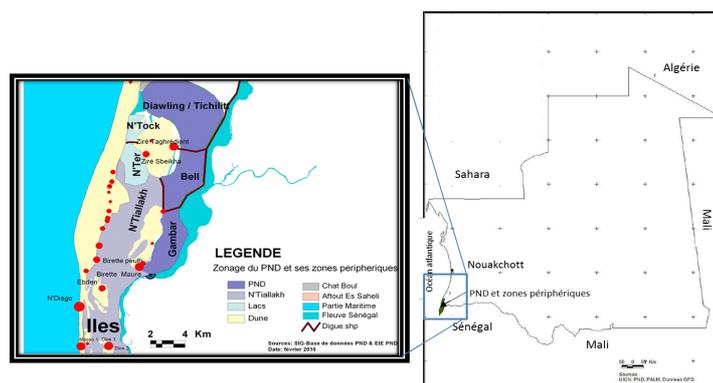


Figure 1. Localisation du Parc national du Diawling et sa zone périphérique

Le PND est constitué, du Nord au Sud, du bassin du Diawling (10 000 ha dont 8 000 dans le parc) alimenté par l'ouvrage du Cheyal, du bassin du Bell (4 000 ha) alimenté par l'ouvrage de Lemer et évacué par l'ouvrage du Berbar vers le Nord et par les ouvrages Bell1 et Bell2 et le bassin du Gambar qui fait partie de la retenue d'eau de Diama (*Hamerlynck O., 1997 ; Duvail S., 2001*).

L'ensemble s'inscrit entre la dune côtière au Nord-Ouest, les dunes de Birette et Ziré ainsi que la digue les reliant, à l'Ouest et les rives du fleuve Sénégal à l'Est. En effet, il est sous les effets d'eau douce venant du fleuve Sénégal et d'eau salée d'origine marine liée aux marées.

Le PND compte un ensemble d'écosystèmes terrestres et aquatiques très diversifiés, organisés autour de plaines d'inondation alimentées par les eaux de pluies et de crue artificielle (à travers des ouvrages hydrauliques du fleuve), de dunes continentales et côtières ainsi que d'îles abritant des mangroves à *Avicennia germians* et *Rhizophora racemosa*. Ce milieu est une zone de frayère pour un bon nombre de poissons dulçaquicoles et estuariens et les crevettes. C'est un important lieu de nidification d'oiseaux tels que, entre autres, les flamants, les cormorans, les hérons, les aigrettes, les spatules. La flore est principalement constituée des *Sporobolus robustus*, *Acacia nilotica*, et *Nymphéa lotus*, espèces servant de base pour les activités économiques des populations.

## 2. Données utilisées

Pour atteindre les objectifs visés, nous avons téléchargé les images des précipitations TRMM avec une résolution (en degrés) de  $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ , les images des températures maximales et minimales MODIS avec une résolution de  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$  et l'Indice de végétation (NDVI) MODIS avec une résolution de 250m, ceci pour une période de 13 ans allant du 2000 à 2013.

Les données climatiques sont disponibles dans les sites de la NASA et JAXA sous plusieurs formes (données journalières ou mensuelles). Dans cette étude nous avons utilisé les données mensuelles de TRMM 3B43 ont été jugées de bonne qualité par *Collischonn et al. 2006 et Collischonn et al. 2007*. Pour chaque année 12 images ont été téléchargées séparément, chaque image correspond à un mois, la même chose pour les températures. En revanche pour l'Indice de végétation, deux images par mois ont été téléchargées soit au total 24 images par an.

Toutes les images ont été géoréférencées, pour les précipitations, les données sont enregistrées en mm/heure et les températures en degré Kelvin, à l'aide d'un programme ENVI, les précipitations sont converties en mm/mois et les températures en degré Celsius.

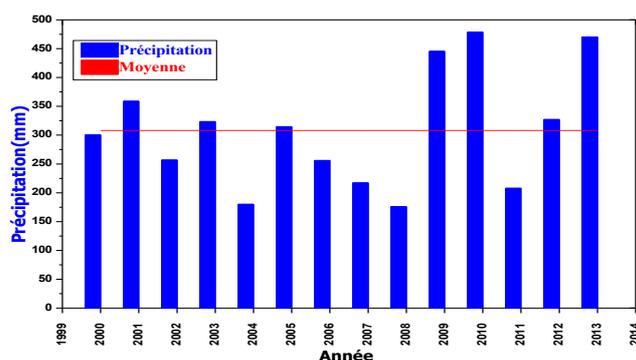
### 3. Résultats et discussion

L'étude des précipitations annuelles a clairement montré une variation des totaux annuels durant la période d'étude avec des moyennes annuelles variant entre 175.82 et 478.53 mm (Fig. 3). Nous constatons d'après cette figure que la moyenne annuelle des précipitations enregistrées durant la période 2000-2013 dans le Parc National du Diawling (PND) et sa zone périphérique est de l'ordre de 308.03 mm. Les années 2004, 2007, 2008 et 2011 présentent un déficit important en eau avec des moyennes des précipitations inférieures à 308.03 mm. En revanche, 2009, 2010 et 2013 sont les plus arrosées de cette période avec des moyennes annuelles supérieures à 308.03 mm, l'année 2010 est la plus pluvieuse avec une moyenne de 478,53 mm. L'allure générale de la courbe obtenue montre bien que le climat du Parc National du Darling (PND) est de type sahélien et se caractérise par une importante variation des précipitations d'une année à l'autre.

En ce qui concerne les variations des températures de la zone d'étude durant la période 2000-2013 (Fig. 4), cette figure montre que la température moyenne annuelle du Parc National du Diawling (PND) est presque constante et oscille entre 24°C et 25°C durant la période 2000-2013. Cependant, on note au cours de cette période, une variation importante des moyennes mensuelles. Les températures maximales (M) dépassent régulièrement 34°C. Ces valeurs sont enregistrées pendant les mois les plus chauds (avril et mai) tandis que les températures minimales enregistrées varient entre 15.5 en janvier et 23.4°C en septembre, les mois de décembre et janvier sont les plus frais.

Le diagramme ombrothermique du Parc national du Dawling et sa zone périphérique (Fig. 5) établie à partir des données spatiales TRMM et températures de surface de MODIS a montré que le climat de la zone d'étude peut être subdivisé en trois saisons :

Une saison pluvieuse et chaude « ou hivernage » correspondant aux mois d'août-septembre ; une saison sèche - froide d'octobre à janvier ; une saison sèche - chaude de mars à juillet.



**Figure 2.** Evolution annuelle des précipitations au cours de la période de 2000 à 2013

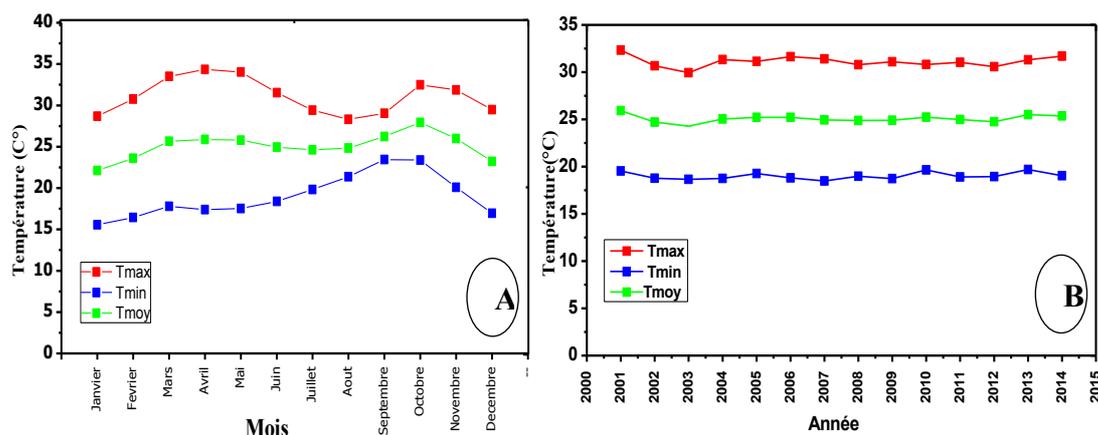


Figure 3. Evolution des températures mensuelles (A) et Evolution des Températures annuelles (B)

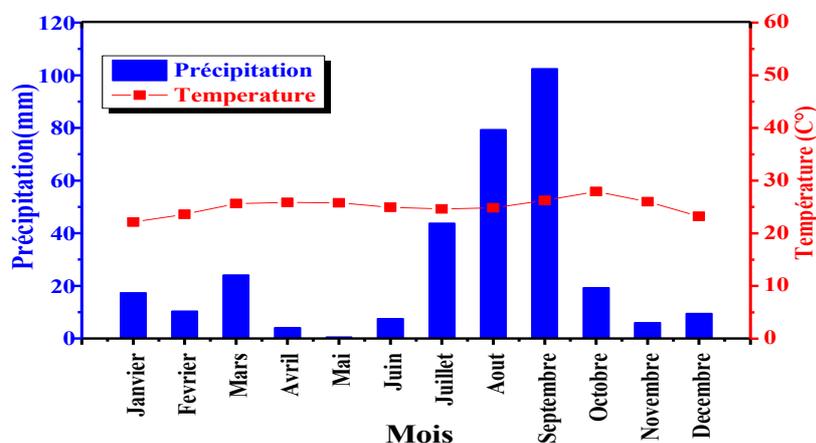


Figure 4. Diagramme Ombrothermique du Parc National du Diawling et sa zone périphérique

L'indice de végétation normalisé (NDVI) est largement utilisé dans le monde entier comme une mesure de la vitalité de la végétation, avec des valeurs élevées de NDVI indiquant une végétation vigoureuse.

La relation entre les indices de végétation et des précipitations a été utilisée par plusieurs auteurs pour surveiller la couverture végétale (Evans et Geerken, 2004). Le NDVI est un bon indicateur des changements de l'état de la végétation, par conséquent, il a été utilisé pour suivre la sécheresse dans la zone d'étude.

Les données de TRMM et la moyenne annuelle de l'indice de végétation calculée à partir des images téléchargées du site de MODIS sont croisées afin de détecter l'évolution de l'état de la végétation en fonction des précipitations du Parc National du Diawling et sa zone périphérique (Fig. 6). La figure 4 montre que l'indice NDVI évolue dans le même sens que les précipitations sauf pour les années 2006 et 2007 où l'indice de végétation a montré une augmentation malgré la baisse des précipitations, probablement en raison des effets de variations de la durée et des quantités d'eau des crues artificielles. Les valeurs de NDVI varient entre 0,21 à 0,27. On note également que les NDVI moyens ne dépassent jamais 0,27, traduisant la faible densité de la végétation sur le Parc.

Les données TRMM 3B42 sont utilisées pour caractériser la variabilité spatiotemporelle de la station de Rosso (WMO 61489) qui existe depuis le 2 janvier 1957, une première étape de

validation des données est nécessaire pour s'assurer de leur qualité. Elles montrent que la relation est fortement positive sauf pour certaines années (2001, 2007 et 2013). S'agissant de la relation entre les températures moyennes, on montre qu'il n'y a pas de corrélation significative entre LST Modis (entre 24°C et 25°C) et les Tsol (entre 29°C et 30°C) de station météorologique de Rosso (fig7). Cela s'explique en partie par l'effet de la proximité de la mer sur le littoral ; la température moyenne varie de 25°C, par contre la température de l'air à l'intérieur se situe à 30°C (Hamerlynch, 1997).

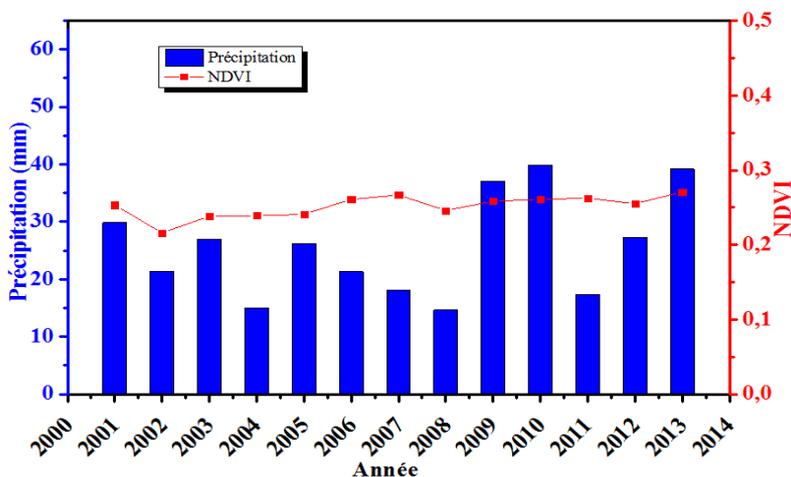


Figure 5. Relation entre la moyenne annuelle des précipitations et la moyenne annuelle de NDVI du Parc National du Diawling et sa zone périphérique

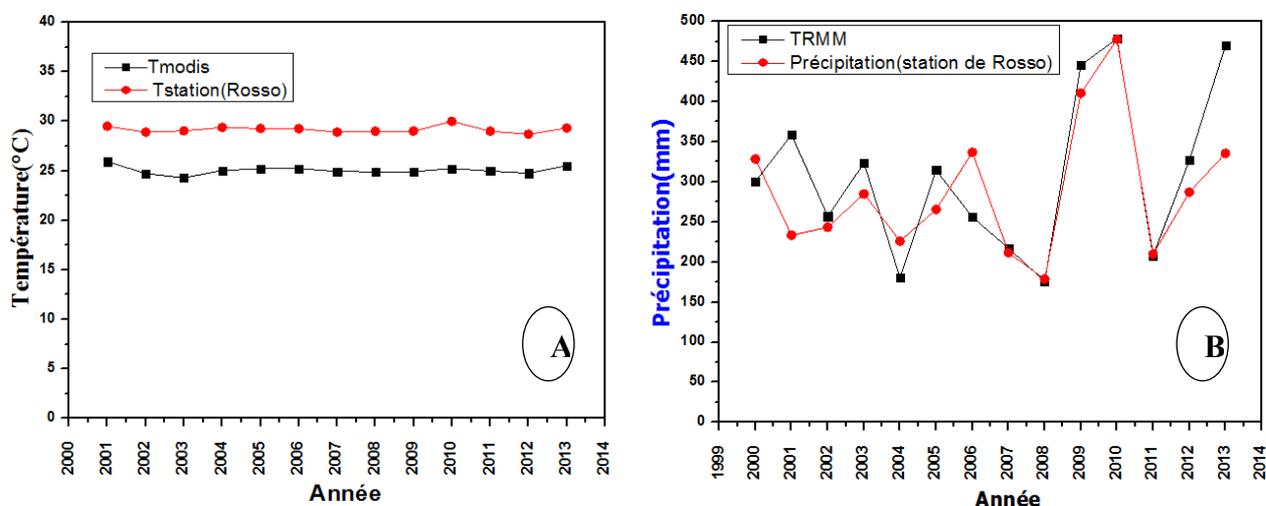


Figure 6. Diagrammes de relation entre les données satellites et les stations météorologiques de Rosso : températures annuelles (A) et précipitations annuelles (B)

### Conclusion

Ce travail a été effectué sur le Parc National du Darling (PND) et sa zone périphérique qui est considérée, à juste titre, comme un écosystème fragilisé, exposé au phénomène de la désertification (Ould Mohamedou Abdallahi., 1998). Le Parc National du Dawling a connu l'apparition d'une espèce aquatique envahissante *Typha australis*, qui a infligé des dégâts inestimables sur les zones humides de la vallée du fleuve Sénégal, qui est menacé directe pour la santé humaine, animale et la biodiversité dans le Parc National du Diawling (Diawara, 1997).

L'utilisation de la télédétection et SIG permet d'avoir des informations précises relatives aux précipitations et températures et de végétation sur la zone d'étude.

Les résultats ont également permis de construire des connaissances de compréhension sur le climat et la végétation du Parc National du Dawling et sa zone périphérique. L'évolution de la moyenne annuelle de l'indice de végétation (NDVI) suit celle des précipitations sauf pour certaines années (2006 et 2007).

## Bibliographie

- Collischonn B., Allasia D., Collischonn W. et Tucci C. E. M., 11-15 nov. 2006. Estimativas de precipitação por sensoriamento remoto passivo : desempenho do satélite TRMM na bacia do alto Paraguai até Descalvados. Dans *Anais 1<sup>o</sup> simposio de geotecnologias no Pantanal* (pp. 45-56). Campo Grande, Brésil.
- Collischonn B., Allasia D., Collischonn W. et Tucci C. E. M., 2007. Desempenho do satellite TRMM na estimativa de precipitação sobre a bacia do Paraguai superior. *Revista Brasileira de Cartografia*, **59**, 93-99.
- Diawara Y., 1997. *Rapport de consultation : actualisation des données de la végétation et validation des relevés cartographiques du Parc National du Diawling*. MDRE, UICN, 23 p.
- Duvail S., 2001. *Scénarios hydrologiques et modèle de développement en aval d'un grand barrage. Les usages de l'eau et le partage des ressources dans le delta mauritanien du fleuve Sénégal* (Thèse de doctorat). Géographie, Université Louis Pasteur Strasbourg I, France.
- Evans J., Geerken R., 2004. Discrimination between climate and human-induced dryland degradation. *Journal of Arid Environment*, **57**, 535-554.
- Hamerlynck O. & Cazottes F., 1998. Le Parc National du Diawling (Mauritanie) : infrastructures hydrauliques pour la restauration d'une plaine d'inondation et la création d'un estuaire artificiel. *Sud Sciences et Technologies*, **1**, 28-38.
- Hamerlynck O., Baba M. L. ould, Duvail S., 1999. The Diawling National Park, Mauritania: joint management for the rehabilitation of a degraded coastal wetland. *Vida Silvestre Neotropical*, **7**, 59-70
- Hamerlynck O. & ould Samba E. 1996. Le Parc National du Diawling : restauration d'une plaine d'inondation et création d'un estuaire artificiel. *Bulletin de liaison et d'information du groupe de travail oiseaux migrateurs du paléarctique occidental*, **14**, 31-40.
- Nicholson S. E., 1978. Climatic variations in the Sahel and other African regions during the past five centuries. *Journal of Arid Environments*, **1**, 3-24.
- Nicholson S. E., 1998. Interannual and interdecadal variability of rainfall over the African continent during the last two centuries. *Water resources variability in Africa during the 20th century* (Servat, Hugues, Fritsch et Hulmeeds), IAHS Publication n° 252, 107-116.
- Ouldi M. A., 1998. *Contribution à l'étude du Parc National du Diawling, eaux, sols, végétation. Contribution to study of the Diawling National Park water-soils-vegetation*, 155 p.
- Ozer P. 2000. Les lithométéores en région sahélienne : un indicateur climatique de la désertification. *GEO-ECO-TROP*, **24**, 317 p.
- Ozer P., Hountondji Y. C. Gassani J., Djaby B., de Longueville F., 2-5 juill. 2014. Evolution récente des extrêmes pluviométriques en Mauritanie (1933-2010). *Actes du XXVII<sup>ème</sup> colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, 2-5 juillet 2014 (pp. 394-400). Dijon, France.
- Servat E., Paturel J. E., Kouame B., Travaglio M., Ouedraogo M., Boyer J. F., Lubes-Niel H., Fritsch J.M., Masson J. M., Marieu B., 1998. Identification, caractérisation et conséquences d'une variabilité hydrologique en Afrique de l'Ouest et Centrale. *Water Resources Variability in Africa during the 20th Century*, 323-337.

## EVALUATION DES MODELES CLIMATIQUES AU MAROC : INDICES DES PRECIPITATIONS ET DES TEMPERATURES

FILAHY S.<sup>1,2</sup>, MOUHIR L.<sup>1</sup>, TRAMBLAY Y.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Laboratory of Process Engineering and Environment, Faculty of Sciences and Techniques, University of Hassan II, PO Box 146, Mohammedia, Morocco, sa.filahi@gmail.com

<sup>2</sup>Direction de la Météorologie Nationale, Casablanca, Morocco.

<sup>3</sup>IRD, HydroSciences Montpellier, UMR5569, Montpellier, France.

**Résumé** – Les événements extrêmes sont très néfastes pour les populations et l'économie. Une bonne connaissance des tendances de ces événements dans le futur doit nous permettre d'établir des mesures d'adaptation pertinentes au changement climatique. Nous proposons d'étudier ces événements à travers les indices élaborés par le groupe ETCCDI. Avant de faire des projections de ces indices avec des modèles climatiques régionaux (MCRs), il est très important de comparer les sorties de ces modèles avec les observations. Quatre modèles issus du programme CORDEX sont utilisés dans cette étude. Pour les valider, nous utilisons divers outils statistiques (biais, RMSE normalisé, diagramme de Taylor). Les scores de validation pour les quatre modèles étant similaires, nous proposons d'utiliser la moyenne de ces quatre MCRs pour des projections futures des indices climatiques.

**Mots-clés** : Evénements extrêmes, CORDEX, Modèle régional de climat, Indices climatiques.

**Abstract** – *Evaluation of regional climate models in Morocco: precipitation and temperature indices.* Extreme events have a big negative impact on people and the economy. A good knowledge of the trends in these events in the future allows us to take decisions on climate change mitigation. We propose to study these events through the indices developed by the group ETCCDI. Before making projections of these indices with regional climate models (RCMs), it is very important to validate them with observations. Four models from the CORDEX program are used in this study. We use the bias and standardized RMSE in addition to the Taylor diagram for the validation. As we did not find any optimal model for the projection, we will use an average of the four RCMs.

**Keywords**: Extreme events, CORDEX, Regional climate model, Climatic indices.

### Introduction

Un inventaire des événements climatiques extrêmes au Maroc durant les quatre dernières décennies a été réalisé et a fait l'objet d'une publication par Filahi et al. (2015). Ces indices ont été calculés sur la base d'observations quotidiennes des températures maximale et minimale et des précipitations, en utilisant l'approche recommandée par l'Équipe d'experts sur la détection des changements climatiques et les indices (ETCCDI). Les tendances de ces indices ont été estimées pour 20 stations météorologiques de 1970 à 2012. Le but de cette étude est d'évaluer la capacité des modèles climatiques régionaux (MCRs) à reproduire les indices des événements extrêmes observés au Maroc. Nous avons utilisé les sorties de MCRs participant au programme CORDEX (COordinated Regional climate Downscaling EXperiment ; Giorgi et al. 2009, Jones et al. 2011), notamment celles de trois modèles issus du domaine EuroCORDEX (KNMI, IPSL et UCLM) et d'un modèle du domaine MedCORDEX (CNRM ; tableau 1). Ces quatre modèles ont une résolution très fine de 0.11 degré (12 km). Le nord du Maroc qui fait partie de la zone des simulations Med- et EuroCORDEX, s'étend jusqu'au sud d'Agadir couvrant les 20 stations synoptiques utilisées dans cette étude. Il s'agit d'évaluer ici l'aptitude de chacun de ces modèles à simuler le climat passé. Par la suite, nous souhaitons utiliser le modèle qui aura simulé le climat passé du Maroc de la manière la plus réaliste pour réaliser des projections futures. Les informations issues de ces projections pourront permettre aux décideurs de prendre des décisions en ce qui concerne les adaptations aux changements climatiques.

**Tableau 1.** Modèles climatiques régionaux utilisés dans cette étude, leur institution d'origine et leur résolution horizontale.

Identification institut	Institution	Nom MRC	Résolution horizontale
CLMcom	Universidad de Castilla-La Mancha, Espagne	CCLM4-8-17	0.11 deg
CNRM	Centre National de Recherches Météorologiques, France	ALADIN52	0.11 deg
IPSL-INERIS	Institut Pierre-Simon Laplace, France	WRF331F	0.11 deg
KNMI	Royal Netherlands Meteorological Institute, Pays-Bas	RACMO22E	0.11 deg

## 1. Méthodologie

Les MCRs produisent des champs de température et de précipitations à des points de grille. Les stations synoptiques n'étant pas sur ces points de grille, nous avons, pour la comparaison, extrait les séries temporelles des points de grille les plus proches de nos stations. La distribution géographique des vingt stations synoptiques utilisées dans cette étude est présentée dans la figure 1 de l'étude menée par Filahi et al. (2015). Nous avons utilisé le logiciel RClindex pour calculer, pour chaque point de grille, les indices ETTCDI de la même façon que dans Filahi et al. (2015). L'évaluation de la performance des modèles est faite à l'aide du diagramme de Taylor (Taylor, 2001). Ce dernier résume sur un même graphique le degré de correspondance entre les modèles climatiques et les observations via l'analyse de la corrélation (position azimutale), de l'écart-type (distance par rapport à l'origine) et de l'erreur quadratique moyenne (RMSE ; distance par rapport à la référence, représentée par des cercles concentriques). En général, le meilleur modèle est celui qui se place à côté de la référence (point d'abscisse 1 sur l'axe des abscisses du diagramme de Taylor). La deuxième méthode pour la validation des quatre modèles s'appuie sur l'analyse du biais et du RMSE. Compte-tenu du nombre élevé d'indices climatiques et de modèles, nous utilisons le diagramme « portrait » afin de visualiser les résultats sur un même graphique. Les couleurs sont codées proportionnellement aux valeurs de biais et de RMSE, et chaque carré du diagramme est divisé en quatre triangles, chaque triangle représentant un modèle selon la légende. Nous avons calculé le biais relatif et le RMSE normalisé par la moyenne des observations à l'aide des formules suivantes :

$$\text{Biais} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{(O_i - S_i)}{O_i} \quad \text{Equation 1}$$

$$\text{NRMSE} = \frac{\text{RMSE}}{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n O_i} \quad \text{Equation 2}$$

où  $O_i$  représente les valeurs des moyennes annuelles des indices observés,  $S_i$  les valeurs des moyennes annuelles simulées par le modèle, et  $n$  le nombre d'années. L'erreur quadratique moyenne est donnée par :

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (O_i - S_i)^2} \quad \text{Equation 3}$$

Dans cette étude, le calcul est fait sur la période allant de 1989 jusqu'à 2008.

## 2. Résultats et discussion

### 2.1. Diagramme de Taylor

La figure 1 montre la corrélation entre les vingt-quatre indices extrêmes simulés par les quatre modèles et ceux observés. Chaque indice est représenté par une lettre de a à x selon le tableau 2. Une couleur est attribuée à chaque modèle, la couleur noire représentant le modèle CLM, la couleur bleue le modèle IPSL, la couleur rouge le modèle CNRM et la couleur verte le modèle KNMI. Ainsi, pour la station de Nouaceur par exemple, la lettre a en noir correspond à l'indice TN10p pour le modèle CLM. Sa corrélation avec les observations est d'environ 0,3. Le modèle le plus proche de la référence, sur le diagramme de Taylor, est celui qui simule au mieux la climatologie. Pour l'indice TN10p, nous concluons que le meilleur modèle est CLM, suivi, dans l'ordre, par les modèles CNRM, IPSL et KNMI. En réitérant cette analyse pour les vingt-quatre indices ETCCDI et pour les vingt stations, nous obtenons 480 indices-villes. Pour chaque ville et chaque indice, nous ne prenons en considération que le modèle classé en premier. On remarque qu'il n'y a pas de grandes différences dans le classement des modèles. Le modèle IPSL vient en premier avec 143 indices, suivi des modèles CLM avec 125 indices, KNMI avec 117 indices et CNRM avec 95 indices. Comme les points sont parfois superposés, il est très difficile de dire lequel des modèles est le plus performant.

**Tableau 2.** Correspondance de chaque indice à une lettre de a à x dans le diagramme de Taylor.

Lettre	Indice	Lettre	Indice	Lettre	Indice	Lettre	Indice
A	TN10P	G	TXx	M	DTR	S	R25
B	TX10P	H	TXn	N	RX1day	T	CDD
C	TN90P	I	TNx	O	RX5day	U	CWD
D	TX90P	J	TNn	P	SDII	V	R95p
E	WSDI	K	SU25	Q	R10mm	W	R99p
F	CSDI	L	TR20	R	R20mm	X	PRCPTOT

### 2.2. Portrait diagramme

L'erreur quadratique moyenne normalisée par la moyenne des observations (NRMSE) exprimée en pourcent renseigne sur l'écart relatif entre les observations et les quantités simulées par le modèle (équation 2). Plus le NRMSE est faible, et plus les quantités simulées par le modèle sont proches des observations puisque, pour un indice et une station donnés, les valeurs de RMSE pour chacun des modèles sont divisées par la même valeur qui est la moyenne des observations de la station. La figure 3 représente les valeurs de NRMSE pour tous les modèles et les indices en chaque station. Pour les 11 indices de précipitation, il semble qu'il n'y ait pas de modèle qui soit meilleur que les autres. Quand un indice est bien simulé par un modèle (en rouge clair sur la figure 3), il en est de même pour les trois autres modèles. Seul l'indice R99p qui représente les jours extrêmement pluvieux, apparaît en rouge plus foncé pour tous les modèles, ce qui signifie qu'il y a un écart avec la climatologie. Ce constat reste valable pour les indices de température pour lesquels les indices exprimés en percentiles (TN90p et TX90p) sont mieux simulés par les modèles CNRM et KNMI que par les deux autres modèles, même si leurs NRMSE ne dépassent pas 0.5%. Pour les indices représentant les températures absolues (TNn, TNx, TXn et TXx), les quatre modèles donnent des résultats similaires. La couleur bleue (valeur négative) pour le minimum annuel des températures maximales (TXn) à la station d'Ifrane indique que la moyenne des observations

des TXn est négative. Nous concluons que les quatre modèles simulent bien et de la même manière les observations.

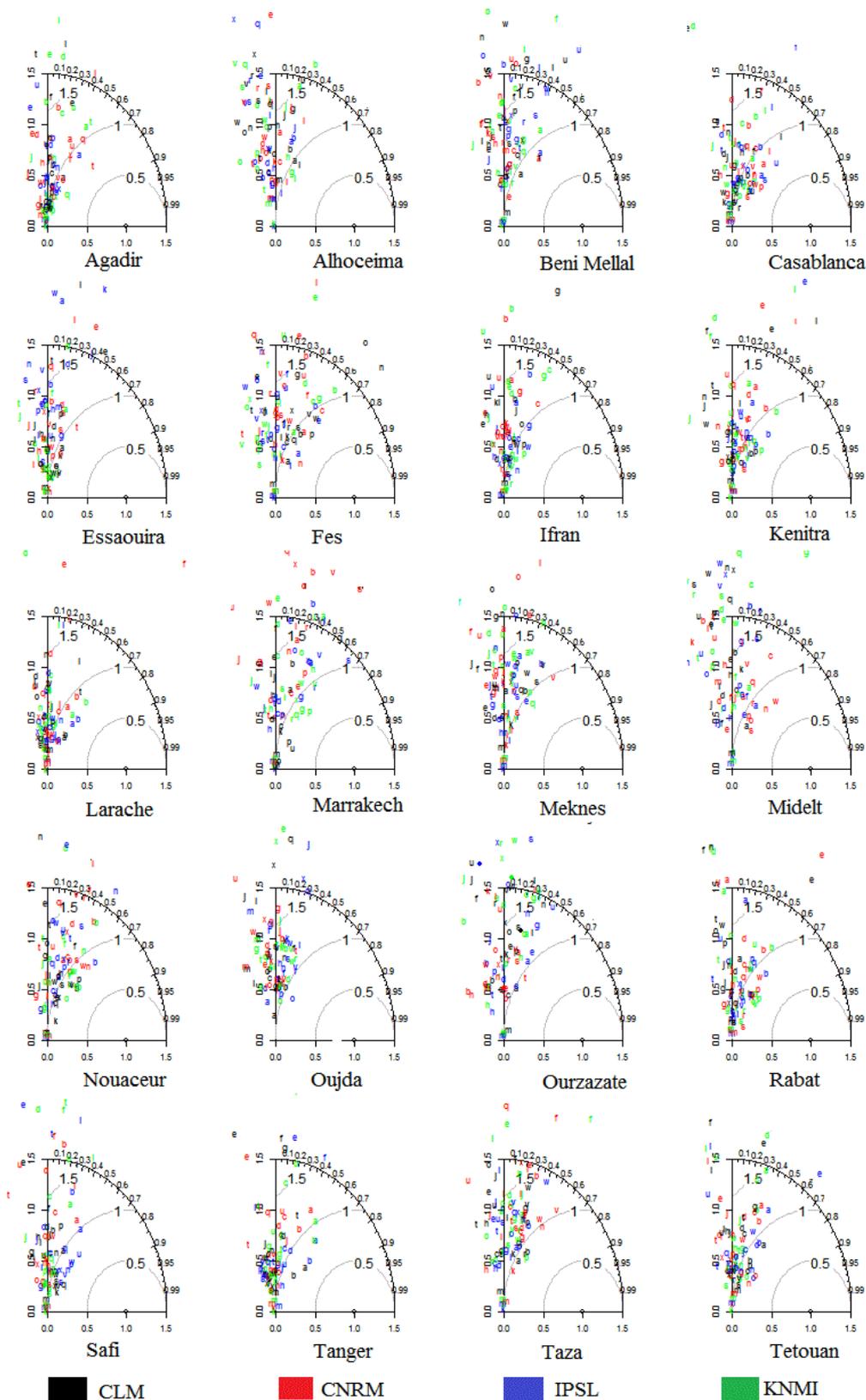
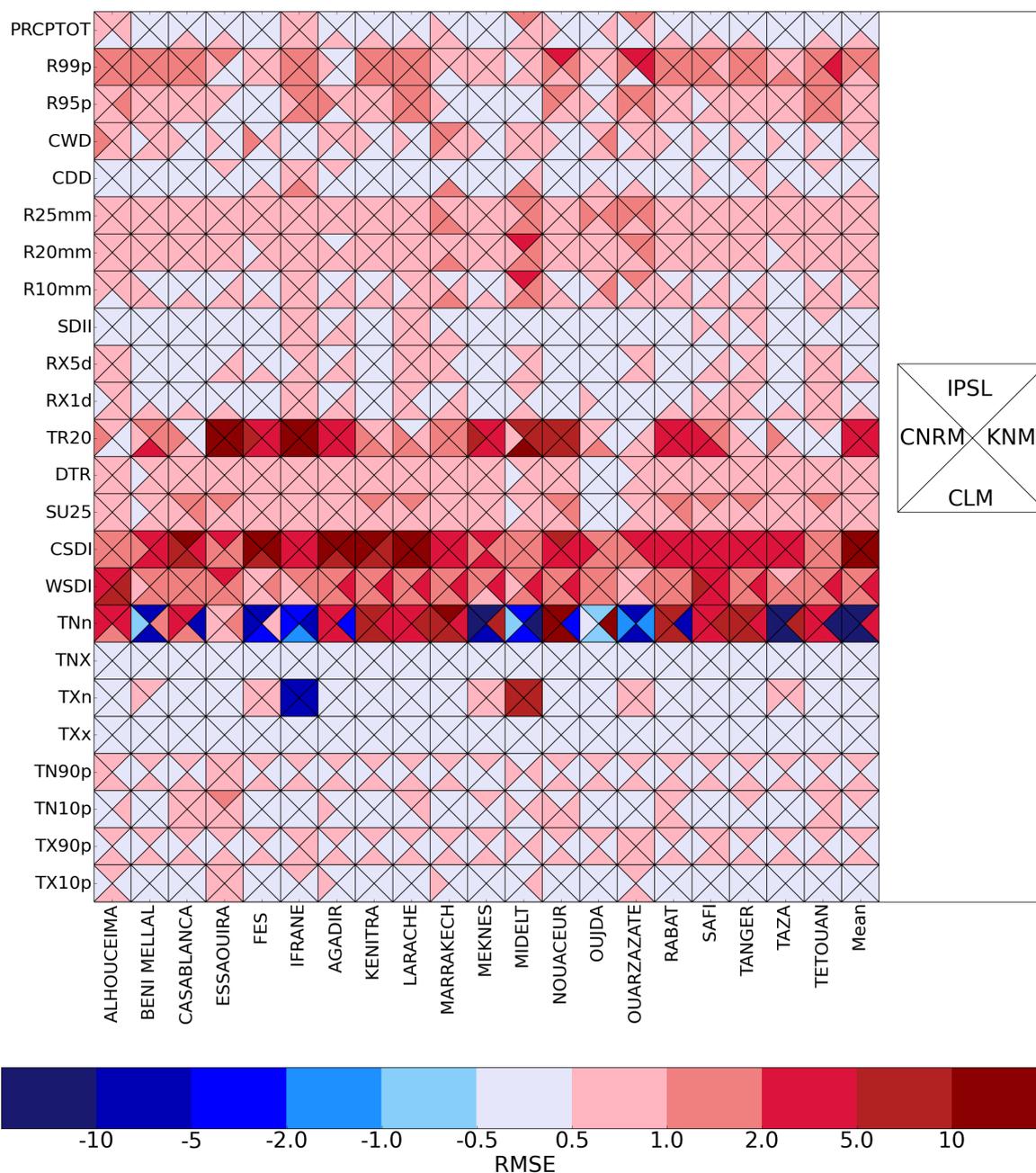


Figure 1. Diagrammes de Taylor pour les 20 stations et les 24 indices.



**Figure 2.** Diagramme « portrait » pour les 20 stations, 24 indices et 4 modèles climatiques.

Dans la figure illustrant le biais donné par l'équation 1 (figure non incluse), les valeurs sont exprimées en pourcent. La couleur rouge du triangle (biais positif) signifie que le modèle sous-estime les observations, tandis que la couleur bleue du triangle (biais négatif) signifie que le modèle surestime les observations. Les quatre modèles présentent des tendances quasi similaires pour les indices climatiques de précipitation. Pour les quatre indices des températures exprimées en percentiles (TN90p, TN10p, TX90p et TX10p), les deux modèles CNRM et KNMI les simulent mieux que les modèles IPSL et CLM. Pour les températures absolues, nous obtenons presque la même tendance avec les quatre modèles, le TNn présentant des biais négatifs et positifs dépendamment de la ville, et les couleurs qui lui sont attribuées sont plus foncées comparées aux autres indices des extrêmes de température. Pour les autres indices de température, il y a un mélange de couleur dépendamment des villes et

des couleurs, et nous ne pouvons pas conclure quant à l'aptitude d'un modèle à simuler les indices ETCCDI mieux que les autres.

## Conclusion

Selon les diagrammes de Taylor, nous ne pouvons pas conclure lequel des modèles est le meilleur parce que pour certains indices, nous avons trouvé que les points (i.e. les différents modèles) sont presque superposés et que la différence entre le premier et le deuxième modèle est minime. Pour vérifier la performance des modèles dans une région spécifique ou dans un régime climatique spécifique, nous avons trié selon les stations. Nous notons que le CLM est meilleur dans les stations situées dans le centre de la zone d'étude, le KNMI fonctionne bien dans les stations de l'intérieur, le CNRM est plus efficace dans l'extrême de la zone orientale et pour trois stations de l'Atlantique et l'IPSL dans deux stations sur la Méditerranée et deux stations à l'intérieur de la zone étudiée. Nous avons obtenu les mêmes conclusions lors de l'analyse des diagrammes « portrait ». Comme aucun modèle ne semble meilleur qu'un autre, nous proposons donc de faire les projections futures des indices représentant les événements extrêmes avec la moyenne des quatre modèles. Plusieurs études dans divers domaines de la modélisation numérique ont montré que la moyenne multi-modèle donne une meilleure prévision ou reproduit mieux les observations qu'un modèle unique (Knutti et al. 2010).

## Bibliographie

- Filahi S., Tanarhte M., Mouhir L., El Morhit M., & Trambly Y., 2015. Trends in indices of daily temperature and precipitations extremes in Morocco. *Theoretical and Applied Climatology*, **124**, 959-972.
- Giorgi F., Jones C., Asrar G. R., 2009. Addressing climate information needs at the regional level: the CORDEX framework. *World Meteorological Organization (WMO) Bulletin*, **58**, 175-183.
- Jones C., Giorgi F., Asrar G., 2011. *The coordinated regional downscaling experiment (CORDEX). An international downscaling link to CMIP5*. Southampton (UK), Clivar, 34-40.
- Knutti, R., Furrer, R., Tebaldi, C., Cermak, J., & Meehl, G. A., 2010. Challenges in combining projections from multiple climate models. *Journal of Climate*, **23**, 2739-2758.
- Taylor K. E., 2001. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, **106**, 7183-7192.

## DISTRIBUTION SPATIO-TEMPORELLE DES PRECIPITATIONS DE TYPE PMP UTILISANT UN MODELE DE CHAMP DE PLUIE : APPLICATION EN SUISSE

RECEANU R.<sup>1</sup>, FALLOT J.-M.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Hertig & Lador SA, CH-1176 St. Livres, ++41 (0)76 348 83 12, [receanuramona@gmail.com](mailto:receanuramona@gmail.com)

<sup>2</sup>Institut de géographie et durabilité, Université de Lausanne, CH-1015 Lausanne, +41(0)21 692 43 36, [Jean-Michel.Fallot@unil.ch](mailto:Jean-Michel.Fallot@unil.ch)

**Résumé** – Les précipitations maximales probables (PMP) représentent les pluies extrêmes les plus élevées raisonnablement possibles (période de retour d'environ 10'000 ans) qui sont notamment utilisées pour dimensionner des barrages contre des crues extrêmes. En Suisse, ces précipitations sont représentées sous forme des cartes avec une résolution horizontale de 2 km. Cet article présente la méthode nécessaire pour utiliser les cartes de type PMP dans le but final d'estimer la crue maximale probable (PMF) pour les barrages. Cette méthode a été développée suite aux problèmes rencontrés avec une application inadéquate des PMP. Ces problèmes peuvent être résolus par la distribution spatio-temporelle des PMP avec une résolution affinée conservant les données physiques. La conception de la méthode de distribution spatio-temporelle des précipitations se base sur la création de champ de pluie. Cette méthode a été validée en s'appuyant sur des événements extrêmes de type supercellulaire et confirme la possibilité de reproduire des structures réelles de pluie en utilisant un algorithme de champ de pluie.

**Mots-clés** : Précipitations maximales probables (PMP), champ de pluie, supercellule, modèle, distribution des précipitations.

**Abstract** – *Spatio-temporal distribution of extreme precipitation (PMP) using rain field model : application in Switzerland.* Probable Maximum Precipitation (PMP) represents the extreme rainfall that is the highest reasonably possible value (minimal return period about 10'000 years) used to decide on the size of dams in the case of extreme floods. In Switzerland these precipitation values are represented in the form of maps with a horizontal resolution of 2 km. This article presents the required methodology to use the PMP maps with the final goal of estimating the Probable Maximum Flood (PMF) for dams. This method was developed following problems encountered through the inadequate application of the PMP. These problems can be solved by the spatio-temporal distribution of the PMP with a fine resolution conserving the physical data. The design of the method is based on the creation of the rain field. This method was validated by using extreme events of supercellular type and confirms the possibility of reproducing real rain structure by using an algorithm based on rain field.

**Keywords:** Probable maximum precipitation (PMP), rain field, supercell, model, rainfall distribution

### Introduction

Les précipitations et crues extrêmes ont fait l'objet de nombreuses études, car leurs intensités tendent à augmenter avec le réchauffement global du climat (IPPC, 2013). Elles peuvent être calculées à l'aide de méthodes statistiques et déterministes. Les valeurs des précipitations extrêmes peuvent être estimées à partir des analyses statistiques effectuées sur des séries de mesures pluviométriques d'une certaine durée (Fallot et Hertig, 2013). Ces méthodes se sont constamment améliorées, mais certains points faibles restent encore impossibles à résoudre, comme la forme entière d'un hydrogramme de crue (Receanu, 2013). Cela justifie le développement de méthodes déterministes.

L'estimation des précipitations extrêmes utilisant les méthodes déterministes consiste à représenter par des lois analytiques les phénomènes atmosphériques responsables des précipitations. Ces méthodes sont valables seulement si la modélisation des phénomènes est « réaliste » au sens où elle doit tenir compte des phénomènes prépondérants sollicités par les précipitations extrêmes et utiliser des méthodes de résolution adéquate. Parmi les méthodes déterministes, la méthode PMP (Probable Maximum Precipitation) est la plus utilisée pour calculer les précipitations maximales probables sur un bassin versant donné. Cette méthode

offre une alternative intéressante aux méthodes statistiques, qui présentent des lacunes (Bérod, 1994).

La méthodologie proposée en Suisse pour calculer les précipitations extrêmes de type PMP tient compte des mécanismes de type orographique et convectif. Elles sont calculées en utilisant un modèle météorologique pour les précipitations orographiques et la méthode de Haiden (1991) pour les pluies convectives. Les résultats finaux des deux approches sont présentés sous forme de cartes de type PMP pour différentes durées de la pluie (1, 3, 6, 9, 12 et 24 heures) avec une résolution horizontale de 2 km sur l'ensemble de la Suisse. Ces résultats ont été validés sur la base de mesures in situ pour des durées de 24 heures et 3 heures (Audouard et al., 2006).

Ces PMP peuvent être utilisées pour calculer des crues extrêmes probables (PMF) en Suisse selon la méthode PMP-PMF (OFEN/OFEG, 2003). Toutefois, une utilisation inadéquate de ces PMP peut conduire à des calculs de crues trop élevées et irréalistes (Receanu, 2013). Pour cette raison, un modèle de distribution spatio-temporelle des précipitations extrêmes a été développé et il est présenté dans cet article.

## 1. Distribution des précipitations extrêmes

### 1.1 Modèle mathématique

La méthode développée est basée sur la création de « champ de pluie » en donnant leurs intensité, vitesse et direction de déplacement. Au cœur du modèle de calcul se trouve une équation d'advection-diffusion (Brutsaert, 1974 cité par Jinno et al., 1993). Cette équation a été modifiée pour inclure la direction du vent sous forme d'un vecteur de vitesse décomposé sur les deux axes x et y (Receanu, 2013). Par rapport à l'équation de Jinno, où la zone de pluie se déplace toujours dans la « direction de déplacement de l'orage », la direction de déplacement devient une composante explicite dans l'équation. Il s'agit d'une contribution importante, car elle permet d'introduire aussi des variations spatio-temporelles dans la structure du vent, ou même de spécifier un champ vectoriel du vent différent à tout moment de la simulation.

La forme finale de l'équation modifiée est la suivante :

$$P(x, y) = \frac{I}{4\pi(D_x D_y)^{\frac{1}{2}}(t - t_0)} \exp \left\{ -\frac{[x - x_0 - v_x(t - t_0)]^2}{4D_x(t - t_0)} - \frac{[y - y_0 - v_y(t - t_0)]^2}{4D_y(t - t_0)} - \gamma(t - t_0) \right\}$$

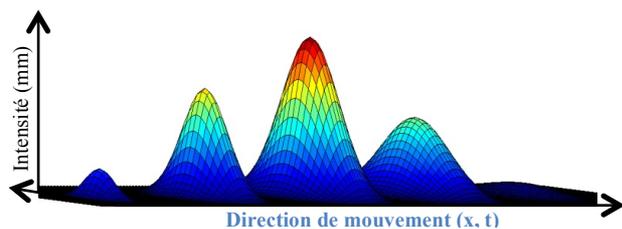
$v_x, v_y$  = vitesse d'advection de la cellule de précipitations dans la direction du déplacement en m/min ;  $D_x, D_y$  = coefficients de diffusion en x et respectivement en y en  $m^2/s$  ;  $\gamma$  = coefficient de développement/dissipation de l'intensité en  $min^{-1}$ ,  $T$  = temps d'occurrence de la cellule en min.,  $I$  = intensité des précipitations.

À partir de cette équation, l'intensité de la pluie peut être prédite à tout moment et sur tous les points du domaine de calcul.

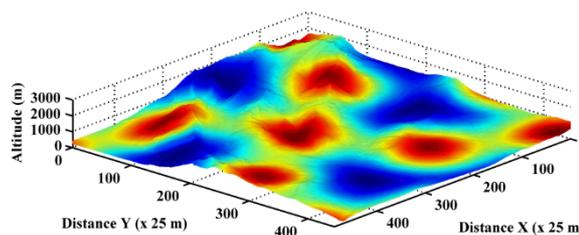
Le comportement du champ de pluie du modèle passe par deux phases : l'advection et la diffusion. Initialement, à sa formation, le champ de pluie a une taille réduite, avec une intensité relativement élevée autour du centre. En se déplaçant, sa taille augmente en même temps que l'intensité de la pluie, jusqu'au moment où celle-ci atteint son intensité maximale. Puis, la taille du champ de pluie continue d'augmenter, mais l'intensité commence à diminuer (Figure 1 – partie droite).

La pluie est structurée de manière à garantir la cohérence physique du volume donné par une pluie mesurée ou de type PMP dans le temps et dans l'espace. La figure 2 montre un

exemple avec 6 champs de pluie modélisés pour un bassin versant préalpin dans le Nord-Est de la Suisse (Sitter).



**Figure 1.** Évolution du champ de pluie à quatre instants de temps différents sur la surface (x,y). Les couleurs représentent l'intensité de la pluie (mm/h).

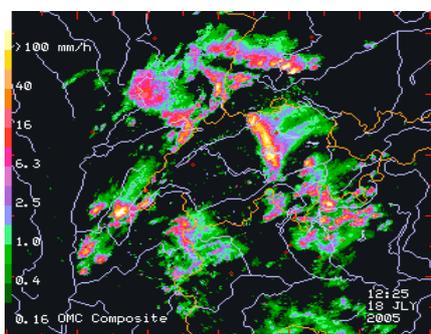


**Figure 2.** Position initiale des champs de pluie (les couleurs jaune-rouge) sur le terrain pour le bassin versant de la Sitter, Suisse

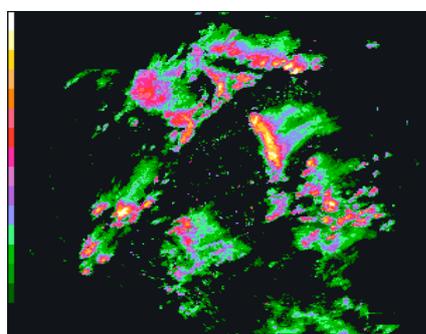
Le vent déplace ces champs de pluie sur le terrain et ils peuvent même sortir du domaine. Dans ce cas, on suppose qu'un champ de pluie identique entre dans le domaine sur le côté opposé et remplace le champ de pluie disparu (condition de bord cyclique).

### 1.2 Traitement des images radar

Le modèle de distribution spatio-temporelle des précipitations extrêmes et la taille des champs de pluie ont été validés à partir d'analyses d'images radar pour des orages supercellulaires en Suisse, car ils génèrent les averses les plus intenses. Les orages supercellulaires du 18 juillet 2005 ont été choisis ici pour effectuer une validation du comportement global du modèle, car il s'agit d'un événement extrême de courte durée pour lequel il existe des données spatio-temporelles de précipitations de bonne qualité (Peyraud, 2013). Ces données sont des images radar brutes ayant un pas de temps de 5 minutes pendant 24 heures (Figure 3). Les précipitations mesurées par les images radar ont été comparées avec celles enregistrées par 5 stations météorologiques traversées par cette supercellule (Figure 8). Les intensités maximales des précipitations mesurées sur 10 minutes par les stations de Genève-Cointrin et de Payerne (11.5 et 0.8 mm) lors du passage de cette supercellule sont proches de celles obtenues avec le radar (14.0 et 0.9 mm). Par contre, les intensités maximales des précipitations mesurées par les stations de Nyon, Pully et du Moléson sont environ 2 fois plus basses que celles du radar. Les pluviomètres peuvent sous-estimer les précipitations en cas de violents orages avec de la grêle et des vents forts et les images radar contiennent aussi des approximations (Peyraud, 2013). Après cette vérification, les images radar brutes ont dû être corrigées, afin de pouvoir les utiliser pour la validation du modèle.



**Figure 3.** Image radar des orages supercellulaires du 18.07.2015 dans la région des Alpes (MeteoSuisse)



**Figure 4.** Image radar numérique des orages supercellulaires du 18.07.2015 après correction

Une première correction a été réalisée pour enlever les rivières (en bleu clair) et les frontières des pays (en orange), ainsi que tout le texte (en blanc). Après cette étape, les couleurs représentant l'intensité de la pluie restent, mais des trous subsistent dans les champs

de pluie (moins de 5% des points sur la zone d'intérêt). Pour la deuxième correction, ces trous ont été remplis par une interpolation linéaire (Figure 4), sans changer les valeurs des autres points. Enfin, l'échelle des intensités des pluies a été reconstituée en utilisant une échelle exponentielle et en associant à chaque couleur de la carte l'intensité qui convient. Les résultats sont présentés dans les figures 5 à 7, avec des images détaillées de la supercellule qui a traversé le Sud-Ouest de la Suisse durant l'après-midi du 18 juillet 2015.

Ces figures révèlent que la supercellule est d'abord composée de deux cellules (Figure 5) qui ensuite s'agrandissent jusqu'à ne former qu'une seule cellule (Figure 6). Après un certain temps, elle commence à se diviser en plusieurs cellules avec une taille plus petite (Figure 7). L'intensité de la pluie diminue avec le déplacement des champs de pluie.

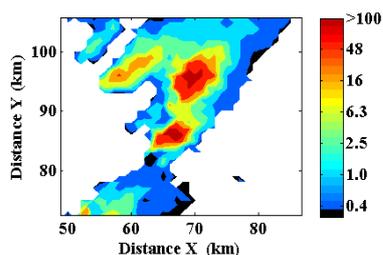


Figure 5. La supercellule à 15h00

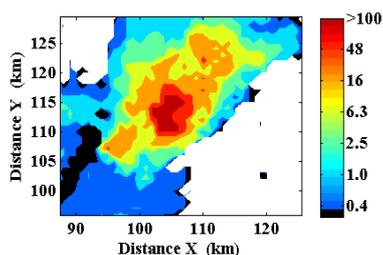


Figure 7. La supercellule à 16h00

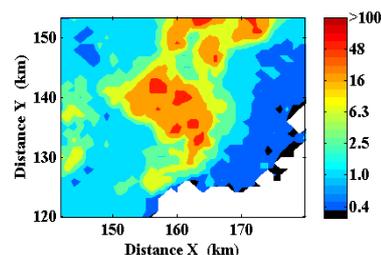


Figure 8. La supercellule à 17h25

## 2. Validation du modèle à l'aide d'un épisode d'orage supercellulaire

Les hydrogrammes obtenus à partir des images radar ont été utilisés pour calibrer et valider le modèle des champs de pluie. La calibration a comme but de trouver les paramètres limite de l'équation d'advection-diffusion. L'étape de validation prévoit de reproduire les mêmes structures de pluie retrouvées sur les images radar avec le modèle.

Les paramètres inclus dans l'équation d'advection diffusion ont été ajustés pour reproduire l'orage supercellulaire du 18 juillet 2005 qui a traversé le Sud-Ouest de la Suisse (lac Léman). Il s'agit du nombre des champs de pluie, de leur géométrie, de leur amplitude maximale et de leur vitesse de déplacement. La validation de ces paramètres a été faite par la comparaison des résultats obtenus entre le modèle de distribution de la pluie et les images radar.

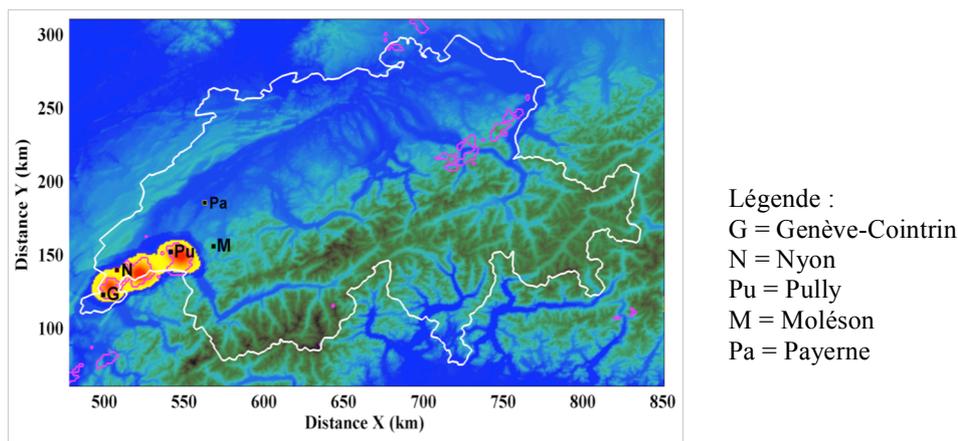
Pour reproduire le comportement de la supercellule, les nombres des champs de pluie imposés dans le modèle de distribution ont été choisis à partir des images radar (Figure 5-couleur rouge). Les champs de pluie donnés par l'équation d'advection-diffusion ont la forme d'une gaussienne bidimensionnelle. Les deux variances initiales allongées spatiales de cette gaussienne ont été choisies pour donner aux champs de pluie une forme qui se rapproche de celles illustrées sur les images radar. Ensuite, ces champs de pluie (dans ce cas deux) ont reçu des coordonnées correspondant à la position initiale de départ en dehors de la Suisse, de manière à reproduire la forme des champs de pluie observée quand ils passent au-dessus du lac Léman.

L'ampleur maximale de la pluie a été fixée à 160 mm/h, valeur mesurée le 18 juillet 2005. Enfin, le dernier paramètre important dans le développement de champs de pluie avec des orages supercellulaires est le vent. Un champ vectoriel de vent distribué spatialement a été calculé pour l'ensemble de la Suisse, à partir de la vitesse mesurée de 18 m/s par le radiosondage de Payerne à une altitude de 2500 m/mer. Ce calcul a été réalisé avec un modèle atmosphérique 3D et hydrodynamique (Hertig, 2003 ; Audourd et al., 2006). Ces résultats ont été intégrés dans le modèle de distribution de la pluie.

Une fois ces paramètres établis, il a fallu vérifier si les champs de pluie développés arrivent à suivre la trajectoire de la supercellule durant la période étudiée. Pour cela, les

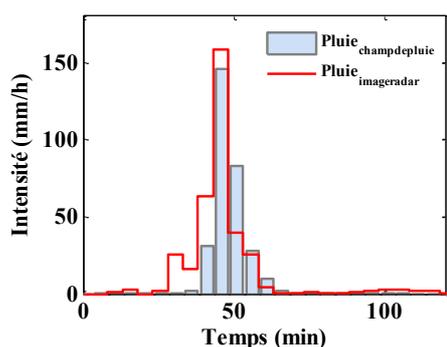
champs de pluie créés à l'aide de l'équation d'advection diffusion (en rouge-jaune) ont été superposés sur les champs de pluie obtenus à partir des images radar (en rose) sur toute la durée de la supercellule. La figure 8 montre cette superposition pour trois moments. Les résultats obtenus montrent un bon accord entre les champs de pluie développés par le modèle et ceux reconstitués à partir de données réelles (images radar).

La bonne correspondance obtenue entre le vrai champ de pluie supercellulaire et le modèle d'advection diffusion permet de calculer les hyétogrammes de pluie. Ils ont été calculés sur plusieurs points du terrain pour pouvoir ensuite les comparer avec ceux de l'épisode du 18 juillet 2005. Seuls les hyétogrammes de deux points sur la trajectoire de la supercellule sont présentés ici (Figures 9 à 10).

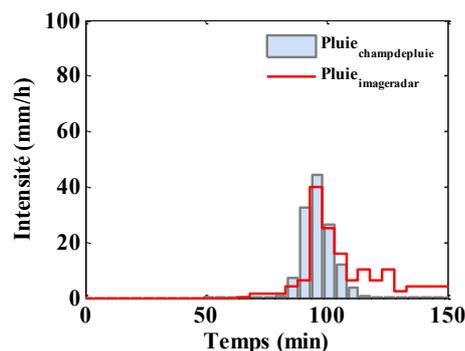


**Figure 8.** Superposition à trois moments de temps différents du déplacement des champs de pluie calculés par le modèle (zones jaunes-rouges) et ceux déterminés à partir des images radar (contours en rose).

Les hyétogrammes obtenus montrent une bonne correspondance entre la distribution de la pluie calculée et les images radar. Ces images révèlent que cet orage supercellulaire n'a produit des précipitations intenses que sur une courte durée, avec une intensité maximale de la pluie de 160 mm/h mesurée par le radar pendant 5 minutes.



**Figure 9.** Hyétogrammes de pluie calculé par le modèle en bleu clair et mesuré par les images radar en rouge [x = 539 km, y = 151 km]



**Figure 10.** Hyétogrammes de pluie calculé par le modèle en bleu clair et mesuré par les images radar en rouge [x = 569 km, y = 169 km]

Cette bonne correspondance montre que le modèle de champ de pluie présenté ici est capable de reproduire des structures de pluies extrêmes réalistes et qu'il peut être utilisé pour distribuer une PMP dans l'espace et dans le temps. De bons accords ont également été obtenus entre les structures de pluie mesurées et celles simulées avec ce même modèle pour d'autres épisodes et pour d'autres bassins versants en Suisse (Receanu, 2013).

Un modèle hydrologique a ensuite été développé pour calculer des crues extrêmes réalistes dans des bassins versants alpins à partir de pluies extrêmes (PMP) distribuées selon la méthode présentée ici. Ce modèle hydrologique a également été validé pour plusieurs événements extrêmes mesurés (Receanu, 2013).

## Conclusion

Cet article présente les bases théoriques de la méthode de distribution spatio-temporelle de la pluie de type PMP, ainsi qu'une validation de cette méthode pour des orages supercellulaires. Une distribution spatio-temporelle des pluies extrêmes est nécessaire pour calculer des crues extrêmes réalistes dans un bassin versant à partir de la carte des PMP de la Suisse (Receanu, 2013). La structure de ces pluies et les vents influencent les hydrogrammes de crues et le débit de pointe à l'exutoire d'un bassin (Receanu et al., 2013).

La pluie est distribuée à l'aide d'une équation d'advection-diffusion dans laquelle une composante de la direction de vent a été introduite, dans le but de pouvoir utiliser un champ vectoriel de vent calculé avec un modèle météorologique. La validation du modèle de champ de pluie a été réalisée sur des épisodes extrêmes avec des orages supercellulaires à partir des images radar fournies par MeteoSuisse. Les hyétogrammes calculés par le modèle de champ de pluie sont proches de ceux obtenus à partir du traitement des images radar pour ces épisodes extrêmes, ce qui prouve que ce modèle est capable de reproduire des structures de pluie réalistes. Toutefois, les intensités de pluie calculées par ce modèle sont tributaires de celles mesurées par les radars (ou les pluviomètres).

## Bibliographie

- Audouard A., Hertig J.-A., Fallot J.-M., 6-9 juill. 2006. Modélisation des précipitations extrêmes en Suisse. *Actes du 19<sup>ème</sup> colloque de l'Association Internationale de Climatologie (AIC)*, 6-9 septembre 2006 (pp. 83-88). Epernay, France.
- Bérod D., 1994. *Contribution à l'estimation des crues rares à l'aide de méthodes déterministes. Apport de la description géomorphologique pour la simulation de processus d'écoulement* (Thèse de doctorat 1319). École Polytechnique Fédérale de Lausanne, Suisse.
- Brutsaert W., 1974. More on an approximate solution for nonlinear diffusion. *Water Resources Research*, **10**, 1251-1252.
- Fallot J.-M., Hertig J.-A., 2013. Détermination des précipitations extrêmes en Suisse à l'aide d'analyses statistiques et augmentation des valeurs extrêmes durant le 20<sup>e</sup> siècle. *Mém. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, **25**, 13-24
- Haiden T., 1991. *A deterministic approach to the determination of orographic PMP*. Institute of Meteorology and Geophysics, University of Vienna, Austria.
- Hertig J.-A., 2003. Some indirect scientific paternity of Alan G. Davenport. *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, **91**, 1329-1347.
- IPCC, 2013. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press, 1535 p
- Jinno K., Kawamura A., Berndtsson R., Larson M., Niemczynowicz J., 1993. Real-time rainfall prediction at small space-time scales using a two-dimensional stochastic advection-diffusion model. *Water Resources Research*, **29**, 1489-1504.
- OFEN/OFEG, 2003. *Evaluation des crues dans les bassins versants de Suisse*. Rapport de l'Office fédéral de l'Energie (OFEN) et de l'Office fédéral des Eaux et de la Géologie (OFEG). Berne, 114 p.
- Peyraud L., 2013. Analysis of the 18 July 2005 Tornadoic Supercell over the Lake Geneva Region. *AMS Journals Online - Weather and Forecasting*, **28**, 1524-1551.
- Receanu R. R., 2013. *Simulation fine des précipitations et des crues extrêmes. Application aux petits bassins versants alpins non glaciaires* (Thèse de doctorat). Université de Lausanne, Suisse.
- Receanu R. R., Hertig J.-A., Fallot J.-M., 2013. Modélisation hydrologique des précipitations et des crues extrêmes dans les bassins versants alpins. *Mém. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, **25**, 25-44.

## LE CONCEPT DE « TIME OF EMERGENCE » APPLIQUÉ AUX TEMPERATURES MAXIMALES D'ÉTÉ SUR LE BASSIN MÉDITERRANÉEN

ULLMANN, A.<sup>1</sup>, ROUCOU, P.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Centre de Recherches de Climatologie, UMR 6282 Biogéosciences, Université de Bourgogne Franche Comté, Albin.ullmann@u-bourgogne.fr, Pascal.roucou@u-bourgogne.fr

**Résumé** – Dans le contexte du changement climatique se pose la question du moment à partir duquel la tendance au réchauffement deviendra significative par rapport à la variabilité naturelle. C'est le concept de « time of emergence ». Ce moment est défini ici à partir des températures maximales estivales moyennes sur le bassin méditerranéen selon les trajectoires RCP4.5 et RCP8.5. La cartographie obtenue montre que la période se situe autour de 2040-50 (2060-70) sur le bassin oriental (occidental). Ce changement définitif d'état moyen devrait être en moyenne plus précoce d'environ 15 ans pour la trajectoire RCP8.5 par rapport à la trajectoire RCP4.5.

**Mots-clés** : changement climatique, time of emergence, température maximale estivale, Méditerranée

**Abstract** – *Time of emergence of Mediterranean summer maximum temperature.* The time at which the signal of climate change emerges from the noise of natural climate variability is called "time of emergence". This time is analyzed here based on summertime mean maximum temperature in the Mediterranean basin for RCP8.5 and RCP4.5 scenarios. This time would be around 2040-50 (2060-70) in the eastern (western) basin. Differences between the optimistic and pessimistic scenarios give a mean shift of around 15 years with the time of emergence occurring earlier for RCP8.5 scenario.

**Keywords**: climate change, time of emergence, summertime maximum temperature, Mediterranean basin.

### Introduction

Le bassin méditerranéen est une zone de transition majeure entre le climat tropical et celui des moyennes latitudes. Il est considéré dans le dernier rapport du GIEC comme un « hot spot » du changement climatique en raison de la rapidité des changements d'ores et déjà observés (IPCC, 2013). La question du moment à partir duquel l'homme aura définitivement impacté le climat sans que celui-ci ne revienne jamais à un état moyen est souvent au cœur des débats. La notion de « time of emergence » permet d'appréhender cette partie du questionnement sur le changement climatique. En effet, grâce aux modèles climatiques, il est possible de simuler la variabilité naturelle du climat sous l'effet des forçages naturels uniquement, et de la comparer à celle simulée au 21<sup>ème</sup> siècle pour différentes trajectoires de forçages anthropiques. Il devient donc possible d'estimer un moment, ou plutôt une période, à partir de laquelle le changement climatique d'origine anthropique aura définitivement fait basculer les conditions climatiques dans un nouvel état moyen. Cette nouvelle information sur le changement climatique est particulièrement importante en termes de communication et peut favoriser l'action auprès des décideurs, notamment en termes de gestion des risques climatiques. Après avoir présenté les données et la méthode, cette étude propose d'estimer le « time of emergence » des températures estivales dans le bassin méditerranéen pour deux scénarios du changement climatique.

### 1. Données et méthodes

#### 1.1. Données

Les températures maximales quotidiennes des réanalyses ERA-Interim (résolution 1,5° ; Berrisford *et al.*, 2011) de l'ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather

Forecast) sont utilisées sur la période 1979-2005 entre [-15°O - 40°E] et [25°N - 55°N] pour établir une comparaison avec les températures simulées.

L'analyse du signal du changement climatique des températures maximales quotidiennes est réalisée à partir des simulations pour deux trajectoires RCP (Representative Concentration Pathways) établies par Moss *et al.* (2010) et par Meinshausen *et al.* (2011) : (i) RCP4.5, +4,5 W/m<sup>2</sup> allant vers une stabilisation des températures en fin de siècle (+2,5°C en moyenne). (ii) RCP8.5, +8,5 W/m<sup>2</sup> produisant une augmentation de 5°C environ en moyenne d'ici à 2100.

Pour appréhender la variabilité naturelle du climat simulé, les expériences « pre-industrial control » (Pi control) sont utilisées. Il s'agit de simulations faites avec les valeurs de concentrations atmosphériques en gaz à effet de serre, en aérosols et en ozone fixées à celles de 1850 avant la révolution industrielle (en incluant les variations naturelles du forçage solaire). Les simulations « historiques » sont également utilisées sur la période 1979-2005 afin de procéder à une comparaison avec les réanalyses ERA-Interim. Il s'agit de simulations réalisées avec l'évolution observée de la concentration atmosphérique en gaz à effet de serre ainsi que des forçages naturels. Comme les institutions proposent souvent différents modèles ou différentes versions d'un même modèle, un seul modèle par institution est conservé ici afin de ne pas donner plus de poids à une institution plutôt qu'une autre. Au final, 10 modèles (programme CMIP5 – Coupled Intercomparison Project Phase 5) sont utilisés dans cette étude (tableau 1). Pour faciliter les comparaisons entre les simulations et les réanalyses, les températures simulées par les modèles ont été interpolées à la même résolution de 1.5°.

**Tableau 1.** Modèles CMIP5 utilisés dans cette étude et l'institution d'origine

<b>Organismes</b>	<b>Modèles</b>
Australian Community Climate and Earth-System Simulator (ACCESS)	ACCESS-G
Beijin Normal University (BNU)	BNU-ESM
Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM)	CNRM-CM5
Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization (CSIRO)	CSIRO-mk3.6.0
Institute for Numerical Mathematics (INM), Russian Academy of Sciences	INM-CM4
Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL)	IPSL-CM5-MR
Center of Climate System Research - Tokyo (CCSR)	MIROCS
Max Planck Institute (MPI) for Meteorology, Germany	MPI-ESM-LR
Meteorological Research Institute (MRI), Japan	MRI-CGCM3
National Oceanic and Atmospheric Administration - USA (NOAA)	GFDL-ESM2G

## 1.2. Méthode

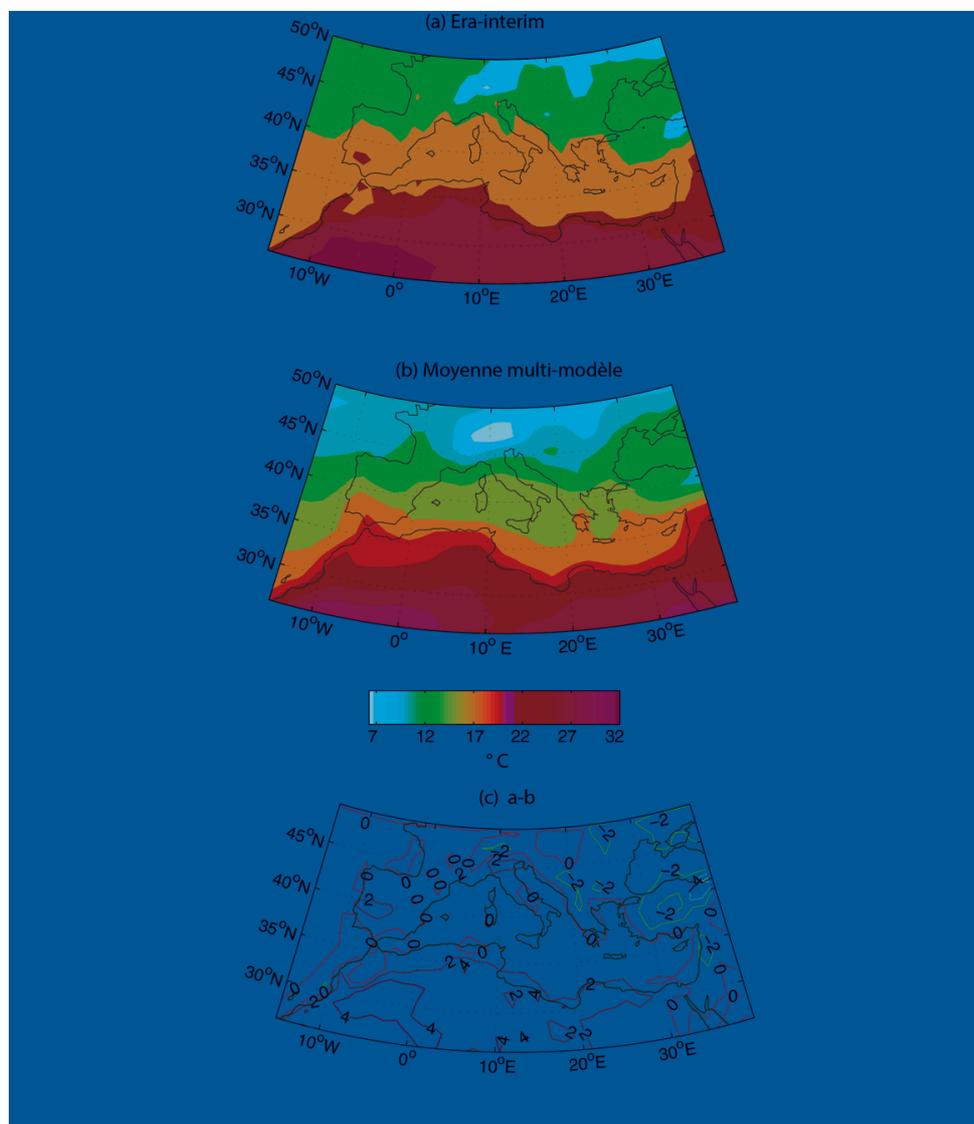
Il n'y a pas de définition ou métrique unique du « time of emergence » (Toe). Cette notion dépend du choix des variables, de l'échelle de temps et d'espace, de la référence à partir de laquelle le changement est mesuré et du seuil à partir duquel la notion d'émergence est définie (Kirtman *et al.* 2013). Estimer le Toe d'un signal climatique nécessite l'estimation du signal du changement climatique (S) et de la variabilité naturelle ou interne du climat ou le « bruit » (B). En cohérence avec la définition de Hawkins et Sutton (2012), la variabilité interne du système climatique est considérée comme du « bruit climatique ». La variabilité interne au système climatique se produit en l'absence de forçages externes et intègre les processus intrinsèques de l'atmosphère, de l'océan et du couplage océan-atmosphère (Madden, 1976 ; Feldstein 2000 ; Deser *et al.* 2012). Le Toe est défini comme le temps (année, décennie) à partir duquel le rapport signal / bruit (S/B) dépasse définitivement un certain seuil (1 ou 2). Le signal et le bruit de la température maximale sont calculés pour la période de mai à août (« saison »), pour chaque modèle et en chaque point de grille. Les simulations Pi control sont utilisées pour estimer le bruit, défini ici comme la moyenne + 2 fois l'écart-type de la variabilité interannuelle des températures maximales saisonnières moyennes. Le signal est

défini comme la température saisonnière moyenne des simulations selon les trajectoires RCP4.5 et RCP8.5 de 2006 à 2100. Le Toe sera alors l'année à partir de laquelle le signal (les températures saisonnières moyennes dans les trajectoires RCP) dépassera définitivement la variabilité naturelle (la température saisonnière moyenne + 2 fois l'écart type dans Pi control).

## 2. Résultats

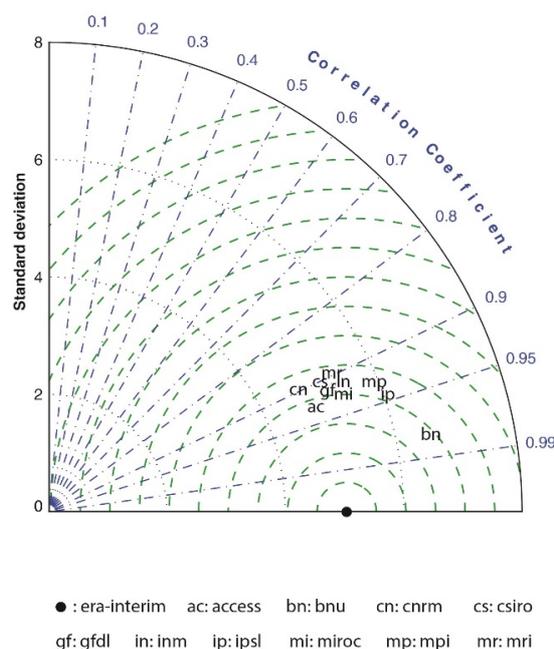
### 2.1. Température maximales observées et simulées sur la période 1979-2005

La figure 1 présente les températures maximales saisonnières moyennes calculées sur la période 1979-2005 pour ERA-Interim (figure 1a) et la moyenne multi-modèle des simulations historique pour le même période (figure 1b). La géographie des températures autour du bassin méditerranéen est quasi similaire entre les réanalyses et les modèles. Un léger biais chaud est observé sur la rive sud du bassin oriental mais aucune anomalie entre les réanalyses et les simulations n'est significative par un test de Student (figure 1c). Les modèles numériques simulent donc de façon robuste les températures saisonnières moyennes autour du bassin méditerranéen.



**Figure 1.** (a) Températures maximales saisonnières (mai-août) moyennes sur la période 1979-2005 (ERA-Interim). (b) Moyenne multi-modèle des températures maximales saisonnières (mai-août) moyennes sur la période 1979-2005 (run historique). (c) a-b.

La figure 2 présente le diagramme de Taylor qui permet d'analyser les performances individuelles des modèles en termes de capacité à reproduire les températures maximales saisonnières moyennes. Cette représentation synthétise l'inter-comparaison entre les caractéristiques spatio-temporelles observées et simulées via l'analyse de la corrélation spatiale (lignes tiretées), de l'écart-type (lignes pointillées) et de l'erreur quadratique moyenne (lignes tiretées incurvées). Pour chaque modèle, les corrélations spatiales entre observation et simulation sont toujours supérieures à 0.9 (figure 2). Tous les modèles montrent également de faibles biais en termes d'erreurs quadratiques moyennes et d'écart-type (figure 2). En résumé, sur la période 1979-2005, les températures maximales saisonnières moyennes simulées par les 10 modèles sont significativement corrélées avec celles observées avec de faibles biais.

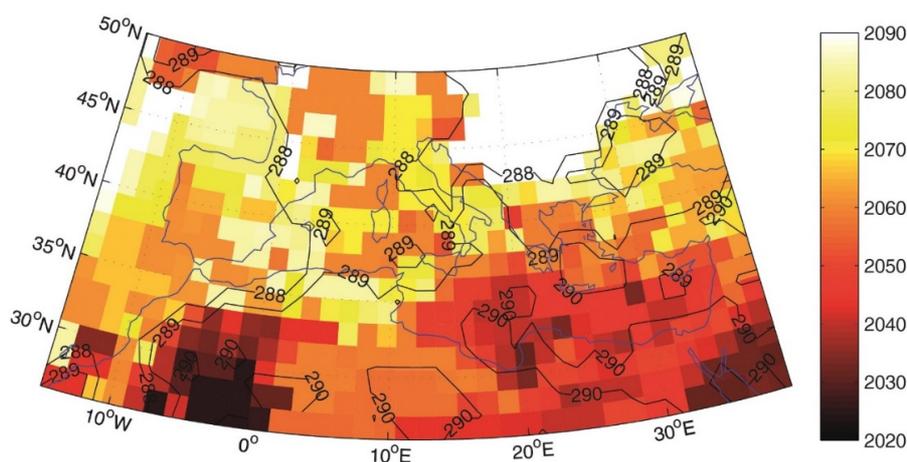


**Figure 2.** Diagramme de Taylor des températures maximales saisonnières (mai-août) moyennes sur la période 1979-2005 pour les 10 modèles individuels.

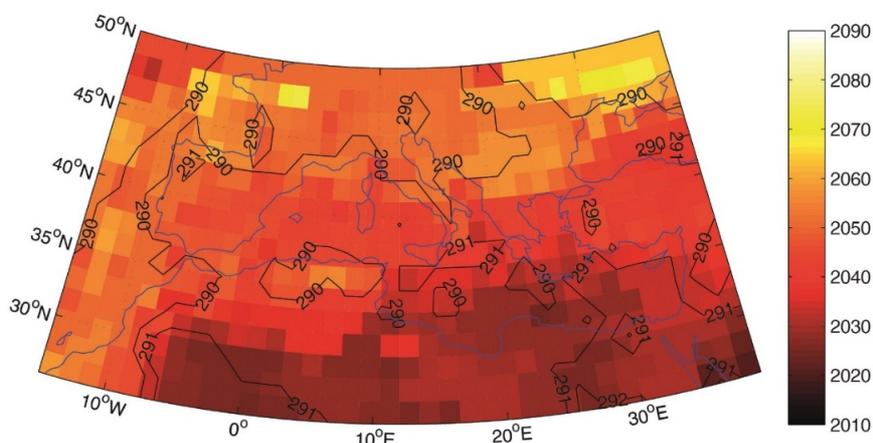
## 2.2. Time of emergence

Pour les deux scénarios du changement climatique (RCP4.5 et RCP8.5), une géographie des Toe se dessine autour du bassin méditerranéen (figures 3 et 4). En effet, il apparaît clairement que sur le bassin oriental, les températures maximales saisonnières moyennes devraient définitivement dépasser la variabilité naturelle du climat aux alentours de 2040-50 pour la trajectoire RCP4.5 (figure 3) et 2025-35 pour la trajectoire RCP8.5 (figures 4). Ces valeurs sont tardives de plus de 20 ans sur le bassin ouest pour lequel le Toe apparaît aux alentours de 2060-70 (RCP4.5) et 2045-55 (RCP8.5). De plus, le signal du réchauffement devrait émerger sur la partie sud du bassin oriental au moins 10 ans avant la partie nord. Ces résultats semblent cohérents avec les travaux de Hertig et Jacobeit (2008) qui projettent un réchauffement des températures estivales en méditerranée plus rapide sur le bassin est que sur le bassin ouest. En été, la configuration barométrique large échelle favorise le passage des vents provenant du nord de l'Afrique et du Sahara vers la partie central et est de la Méditerranée y provoquant un réchauffement plus rapide qu'ailleurs (Maheras et Kutiel, 1999 ; Xoplaki *et al.*, 2003). Comme le Sahara devrait se réchauffer de manière importante au cours du 21<sup>ème</sup> siècle (Hawkins et Sutton, 2012), l'apport d'air chaud en été pourrait devenir

de plus en plus intense en Méditerranée centrale et sur l'ensemble du bassin est, favorisant le dépassement de la variabilité naturelle des températures maximales en été plus précocement que sur le bassin ouest. Il est intéressant de noter qu'à l'ouest, les températures maximales saisonnières moyennes de la rive sud (Maroc, Algérie, Tunisie) ne devraient pas émerger de la variabilité naturelle du climat avant celles de la rive nord (figures 3 et 4). Cependant, surtout pour la trajectoire RCP8.5, certains secteurs pourraient avoir un Toe plus précoce. C'est le cas notamment de la péninsule ibérique et du sud de l'Adriatique avec des échéances aux alentours de 2035-40 (figure 4).



**Figure 3.** Time of emergence des températures maximales saisonnières (mai-août) moyennes. Valeur médiane des 10 modèles, scénario RCP4.5. Les isolignes indiquent la température correspondante à la date de l'émergence (en K).



**Figure 4.** Time of emergence des températures maximales saisonnières (mai-août) moyennes. Valeur médiane des 10 modèles, scénario RCP8.5. Les isolignes indiquent la température correspondante à la date de l'émergence (en K).

## Conclusion

Le concept de « time of emergence » est défini comme le temps (année, décennie) à partir duquel le signal du changement climatique, qui dépend de l'action des forçages internes (naturels) et externes (notamment anthropiques) dépassera définitivement la variabilité

naturelle du climat qui ne dépend elle que des forçages internes et naturels. De ce fait, il est possible d'estimer un moment à partir duquel les actions anthropiques auront définitivement modifié l'état moyen « naturel » du climat. Concernant les températures maximales saisonnières moyennes (période mai à août) du bassin méditerranéen, le changement définitif d'état moyen devrait être plus précoce dans le bassin oriental (aux alentours de 2040-50) que dans le bassin occidental (aux alentours de 2060-70). Ces dates sont décalées d'environ 15 ans selon la trajectoire RCP considérée. Certes, comme tous les indices climatiques issus de la statistique appliquée aux simulations numériques du climat, la robustesse de la notion de « time of emergence » peuvent être discutées et améliorées. Cependant, il faut garder à l'esprit qu'il doit être considéré comme un indicateur d'une période (une décennie par exemple) et non pas comme une date précise. Néanmoins, cette échéance a le mérite de rendre beaucoup moins abstraite la notion de changement climatique anthropique face aux fluctuations naturelles du climat ce qui peut favoriser l'action auprès des décideurs en proposant un « point de non-retour » du changement climatique.

## Bibliographie

- Berrisford P., Kallberg P., Kobayashi S., Dee D., Uppala S., Simmons A.J., Poli P., Sato H., 2009. Atmospheric conservation properties in ERA-Interim. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **137**, 1381-1399.
- Deser C., Phillips A., Bourdette V., Teng H., 2012. Uncertainty in climate change projections: the role of internal variability. *Climate Dynamics*, **38**, 527-546
- Feldstein S. B., 2000. The timescale, power spectra, and climate noise properties of teleconnection patterns. *Journal of Climate*, **13**, 4430-4440
- Hawkins E., Sutton R., 2012. Time of emergence of climate signals. *Geophysical Research Letters*, **39**, L01702, doi:10.1029/2011GL050087
- Hertig E., Jacobeit J., 2008. Downscaling future climate change: Temperature scenarios for the Mediterranean area. *Global and Planetary Change*, **63**, 127-131.
- IPCC, 2013. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press, 1535 p.
- Kirtman, B., S.B. Power, J.A. Adedoyin, G.J. Boer, R. Bojariu, I. Camilloni, F.J. Doblas-Reyes, A.M. Fiore, M. Kimoto, G.A. Meehl, M. Prather, A. Sarr, C. Schär, R. Sutton, G.J. van Oldenborgh, G. Vecchi and H.J. Wan, 2013. Near-term climate change: projections and predictability. Dans T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex et P. M. Midgley (éds.) *Climate Change 2013: The Physical Science Basis Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change* (pp.953-1028). Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press, 1535 p.
- Madden RA., 1976. Estimates of the natural variability of time-averaged sea-level pressure. *Monthly Weather Review*, **104**, 942-952
- Maheras P., Kutiel H., 1999. Spatial and temporal variations in the temperature regime in the Mediterranean and their relationship with circulation; 1860-1990. *International Journal of Climatology*, **19**, 1697-1715
- Meinshausen M., Smith S. J., Calvin K., Daniel J. S., Kainuma M. L. T., Lamarque J. F., Matsumoto K., Montzka S. A., Raper S. C. B., Riahi K., Thomson A., Velders G. J. M., van Vuuren D. P. P., 2011. The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300. *Climate Change* **109**, 213-241.
- Moss, R. H., Edmonds J. A., Hibbard K. A., Manning M. R., Rose S. K., Van Vuuren D. P., Carter T. R. *et al.*, 2010. The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature*, **463**, 747-756.
- Xoplaki E., Gonzales-Rouco J. F., Luterbacher J., Wanner H., 2003. Mediterranean summer air temperature variability and its connection to the large-scale atmospheric circulation and SSTs. *Climate dynamics*, **20**, 723-739.

## **Climat et ressources en eau**

---



## UNE NOUVELLE APPLICATION DES PREVISIONS SAISONNIERES EN FRANCE POUR LA GESTION DE LA RESSOURCE EN EAU

BEAULANT A.-L.<sup>1</sup>, VIEL C.<sup>1</sup>, SOUBEYROUX J.-M. <sup>1</sup>, DEMERLIAC S.<sup>2</sup>, CERON J.-P.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Meteo France, Direction de la Climatologie et des Services Climatiques, 42 av. G. Coriolis, 31257 Toulouse, anne-lise.beaulant@meteo.fr, christian.viel@meteo.fr, jean-michel.soubeyroux@meteo.fr, jpceron.wmo@gmail.com

<sup>2</sup>Etablissement Public Territorial de Bassin Seine Grands Lacs, 8 rue Villiot, 75012 Paris, stephane.demerliac@seinegrandslacs.fr

**Résumé** – Météo France a développé dans le cadre du projet EUPORIAS un prototype de service climatique au pas de temps saisonnier à destination des gestionnaires de la ressource en eau. Il s'appuie sur un système de prévision saisonnière hydrologique composé d'un modèle d'impact hydrologique (SIM) alimenté par des prévisions saisonnières (Arpège Climat). Le prototype a été conçu en lien étroit avec les utilisateurs dont l'EPTB Seine Grands Lacs, pour la prise de décision en matière de gestion des étiages. Des produits spécifiques ont été définis ainsi qu'une méthode originale dénommée Placébo permettant d'évaluer l'apport du service pour l'utilisateur. Malgré une prévisibilité saisonnière limitée sous nos latitudes, les premiers résultats confirment l'apport potentiel du prototype pour améliorer la prise de décision. Des travaux sont prévus dans les prochains mois pour préparer une future mise en œuvre opérationnelle.

**Mots-clés** : prévision saisonnière hydrologique, ressource en eau, services climatiques.

**Abstract** – A new seasonal forecast application for water resource management in France Météo France has developed in the project EUPORIAS a prototype of seasonal climate service for water resources managers. It relies on a seasonal hydrological forecast system consisting of a hydrological impact model (SIM) powered by seasonal forecasts (Arpège Climat). The prototype was designed with stakeholders (as EPTB Seine Grands Lacs) in charge of low flow management through an analysis of their decision making process. Specific products have been tailored and assessed by users thanks to an original method called Placebo. Despite limited seasonal predictability in our latitudes, the first results confirm the potential contribution of the prototype to improve decision making. Work is planned in the coming months to prepare for a future operational implementation.

**Keywords:** hydrological seasonal forecast, water resource, climate services

### Introduction

La prévision saisonnière, élément du Cadre Mondial pour les Services Climatologiques (Organisation Mondiale de la Météorologie, 2012) est un outil précieux dans la perspective d'adaptation aux changements climatiques, notamment pour la ressource en eau (Ludwig et al, 2012). A ce jour, la gestion des étiages en France s'appuie principalement sur des systèmes de prévisions basés sur des informations climatologiques utilisées en entrée de modèles hydrologiques d'impacts (Pushpalatha, 2013). L'hypothèse sous-jacente est celle d'un climat stationnaire et de la répétition dans le futur proche de saisons climatiques déjà rencontrées dans le passé récent, ce qui peut être discutable compte tenu de la rapidité du changement climatique actuel (rapport de synthèse IPCC, 2014). Les prévisions saisonnières peuvent constituer une alternative pour mieux prendre en compte l'évolution du climat (Vitart et al, 2012). Dans certains pays tropicaux où la prévisibilité à l'échelle saisonnière est très forte (Australie, Brésil, etc.), l'utilisation des prévisions saisonnières est courante et a remplacé l'ancienne stratégie. C'est le cas par exemple, en Australie, au Brésil et en Afrique dans le secteur de l'agriculture (Meinke and Hochman, 2000, Lemos et al., 2002), ou dans celui de la gestion de l'eau (Bader et al., 2006). En Europe, de telles applications de la prévision saisonnière sont beaucoup plus rares notamment du fait de la faible prévisibilité à l'échelle saisonnière (Doblas-Reyes, 2010).

Le projet européen FP7 EUPORIAS (<http://www.euporias.eu>), auquel Météo-France participe, est entièrement dédié au développement de services climatiques aux échelles

saisonniers à décennales. L'objectif est de valoriser l'information de prévision saisonnière en l'intégrant dans le processus de décision d'utilisateurs spécifiques. Dans ce contexte, Météo France a proposé un prototype de service climatique qui s'adresse aux gestionnaires de la ressource en eau. Il est basé sur l'adaptation d'un système de prévision saisonnière hydrologique sur la France (Singla et al., 2012), aux besoins des organismes confrontés aux enjeux de la prise de décision à échéance saisonnière, notamment pour des besoins de gestion de barrages réservoirs servant au soutien d'étiage.

Le prototype, dénommé RIFF (River Flow Forecasts for France <http://riff.predictia.es/fr>), a été développé en lien étroit avec plusieurs utilisateurs et notamment l'EPTB Seine Grands Lacs. La première partie du résumé présentera le processus de décision de SGL pour la gestion des étiages et les produits spécifiques de prévision saisonnière préparés à leur intention. La deuxième partie s'appuiera sur une méthode spécifique d'évaluation du prototype (le concept Placébo) pour en mesurer la plus-value en mode rejeu passé. Les étapes vers la mise en œuvre opérationnelle du service seront discutées en conclusion.

## 1. Le prototype de service climatique RIFF pour la gestion de la ressource en eau

### 1.1 Enjeux et processus de décision pour la gestion saisonnière des étiages

Le secteur de la ressource en eau est un secteur climato-sensible dont les échéances d'anticipation sont en adéquation avec celles de la prévision saisonnière notamment pour optimiser la gestion du stock d'eau disponible dans les réservoirs amont.

Ainsi, pour assurer au mieux ses missions, l'EPTB Seine Grands Lacs (SGL) doit programmer les valeurs de remplissage des réservoirs et les restitutions d'eau plusieurs mois à l'avance. Ces programmations pouvant être réajustées en cours de saison (<http://www.seinegrandslacs.fr/>).

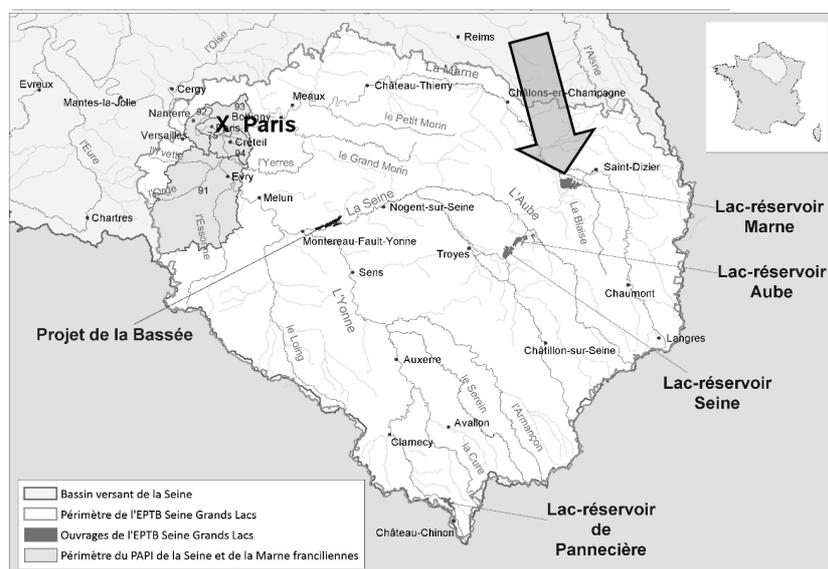


Figure 1. Territoire d'emprise de l'EPTB Seine Grands Lacs

L'EPTB gère plusieurs lac-réservoirs en amont de la Seine dont le réservoir Marne auquel nous sommes particulièrement intéressés (Fig. 1). Construit en 1974, il peut stocker 350 Mm<sup>3</sup> d'eau. Ce lac-réservoir, plus grand lac artificiel de France. Il est alimenté par un bassin versant de 2 900 km<sup>2</sup>.

Pour assurer sa mission de soutien de l'étiage, principalement de juillet à octobre, SGL est en charge de la programmation des restitutions d'eau visant à

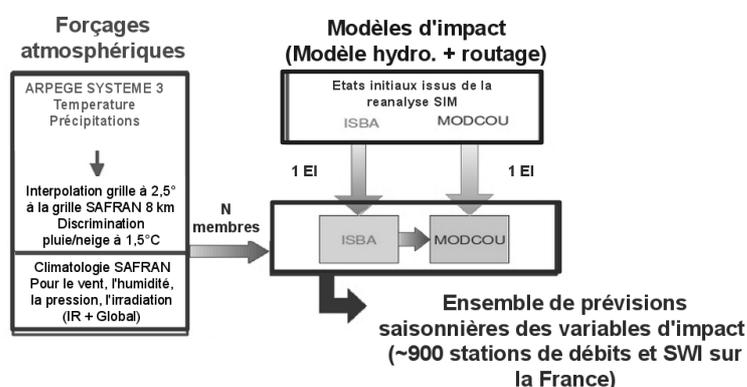
maintenir des débits minimums sur la Seine et ses affluents, servant à la fois pour l'alimentation en eau potable de la région parisienne, la dilution des effluents des stations d'épuration et les différents usages économiques (industries, navigation, etc.). Ces restitutions doivent prendre en compte aussi le besoin de vidange des réservoirs avant l'hiver pour les besoins de lutte contre les crues. La programmation, préparée à partir de mai, consiste en

l'adaptation des courbes de délestage, approuvées lors de réunion de son Comité Technique de Coordination. Ces courbes peuvent être ajustées au cours de la période en fonction des besoins. Pour leur élaboration, SGL a défini une méthode basée sur la connaissance des conditions initiales (état de remplissage du lac, hydrologie des rivières en amont alimentant le réservoir), et des outils simples d'extrapolation de l'évolution des débits aval basés sur l'expérience des années passées et l'étude statistique de 100 ans de données reconstituées.

Dans un contexte de forte tension sur le partage de la ressource et les impacts attendus du changement climatique sur le bassin (Habets et al, 2013), les gestionnaires sont en attente de nouveaux outils permettant d'optimiser la prise de décision à l'échelle saisonnière.

### 1.2 La chaîne de prévisions saisonnières hydrologiques : SIM-PS

Le prototype RIFF est basé sur l'utilisation de la chaîne de prévision saisonnière hydrologique SIM-PS. Cette chaîne, destinée initialement à l'évaluation de la prévisibilité saisonnière hydrologique en France (Céron et al, 2010), fournit des prévisions probabilistes de débits sur presque 900 stations hydrologiques en France (Fig. 2).



**Figure 2.** Schéma de la chaîne de prévision saisonnière hydrologique SIM-PS

opérationnelle à Météo France depuis 2004 pour le suivi en temps réel de la ressource en eau (Soubeyroux et al., 2008).

Dans le cadre du projet EUPORIAS, ISBA-MODCOU est forcé par des prévisions saisonnières issues du modèle ARPEGE-Système 3 de Météo-France (Déqué et al., 1999), disposant d'un rejeu sur la période 1979-2007, pour produire un ensemble de prévisions saisonnières de débits. Ce travail s'inspire de la méthodologie utilisée pour les prévisions d'ensemble de débits à moyenne échéance (Rousset-Regimbeau, 2007).

### 1.3 Les produits

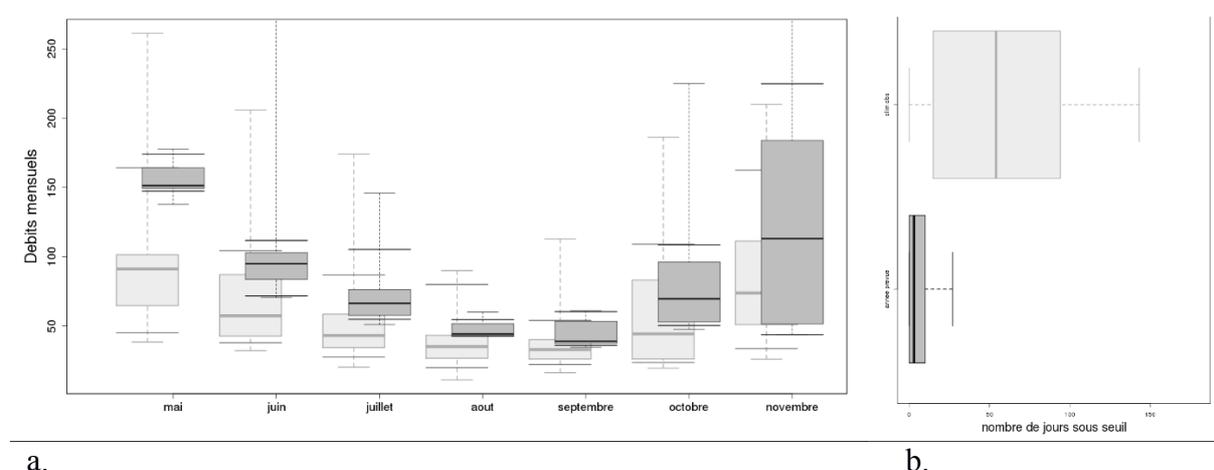
Un travail spécifique de conception conjointe avec SGL a été nécessaire pour spécifier des produits adaptés aux besoins de l'utilisateur et à la prévisibilité saisonnière sur le bassin, réputée pour être faible contrairement aux latitudes tropicales (Kim et al., 2012).

La Figure 3 présente deux exemples de produits probabilistes définis avec l'utilisateur. Le graphique 3a compare au pas de temps mensuel la prévision des débits en aval du barrage à la climatologie. Le graphique 3b est un produit intégré qui représente pour la prévision et la climatologie, le nombre de jours avec un débit inférieur à un seuil critique, défini par l'utilisateur.

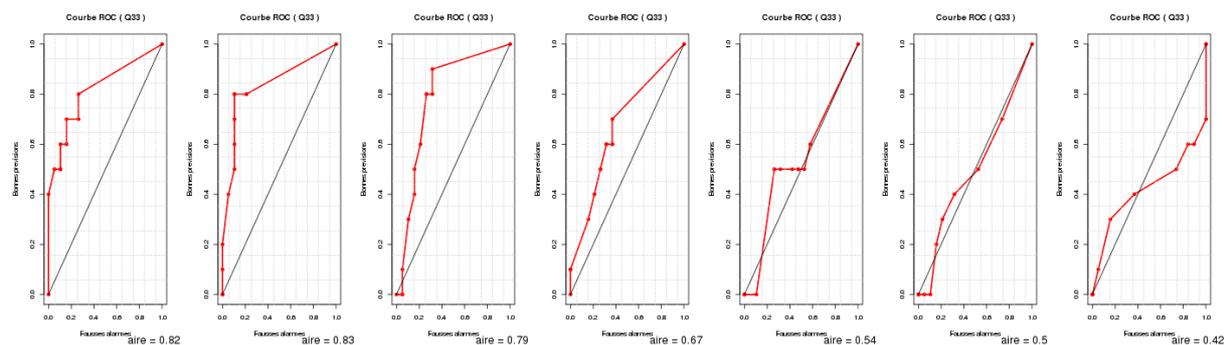
Cette chaîne intègre un schéma de surface appelé ISBA de type SVAT (Soil Vegetation Atmosphere Transfert) qui simule les échanges d'eau et d'énergie entre le sol, la végétation et l'atmosphère, couplé à un modèle hydrogéologique appelé MODCOU (Habets et al., 2008) assurant le transfert le routage vers les rivières et les nappes.

Cette chaîne hydrologique est utilisée de manière

Différents scores statistiques sur la performance des produits proposés ont été calculés sur la période historique et explicités à l'utilisateur pour recommandation d'usage. Ainsi sur la Figure 4, les scores pour les prévisions initialisées en mai indiquent qu'il y a de la prévisibilité jusqu'au mois d'août, mais pas au-delà.



**Figure 3.** Exemple de produits. a. Les prévisions de débits mensuels (boîtes à moustaches grises) sont fournies pour les 7 mois à venir, et sont mises en regard des climatologies mensuelles de débits (en jaune). b. la boîte à moustaches en gris donne les prévisions du nombre de jours d'étiage sur la période (en gris) en comparaison du nombre de jours d'étiage fournis par la climatologie (boîte à moustaches jaune).



**Figure 4.** Courbes ROC pour les prévisions mensuelles de mai à novembre (graphes individuels de gauche à droite) du tercile inférieur de débit à la station de Gournay à partir du système de prévision saisonnière SIM initialisé au 1<sup>er</sup> mai.

## 2. Evaluation du prototype pour l'anticipation des étiages

### 2.1 Une méthode d'évaluation originale : le Placébo

L'évaluation de l'utilité de l'information apportée par la prévision saisonnière est un objectif ambitieux du projet EUPORIAS. Pour réaliser cette évaluation, Météo France a proposé un protocole spécifique appelé protocole Placébo, basé sur le principe du placebo utilisé en médecine.

Le principe de ce protocole est de fournir deux jeux de prévisions d'impacts : le premier issu réellement de la prévision saisonnière c'est-à-dire issu du forçage de la chaîne SIM par des prévisions saisonnières tel que décrit précédemment, et le second issu de cette même chaîne SIM (partant d'un même état initial) cette fois, forcée par des conditions atmosphériques tirées aléatoirement dans la climatologie couvrant 1979-2007. Ces deux jeux sont exploités à l'aveugle par l'utilisateur, ignorant s'il utilise de vraies prévisions

saisonniers ou une prévision basée sur la climatologie. A partir de ces deux jeux de produits, l'utilisateur simule sa prise de décision sur l'ensemble des situations passées.

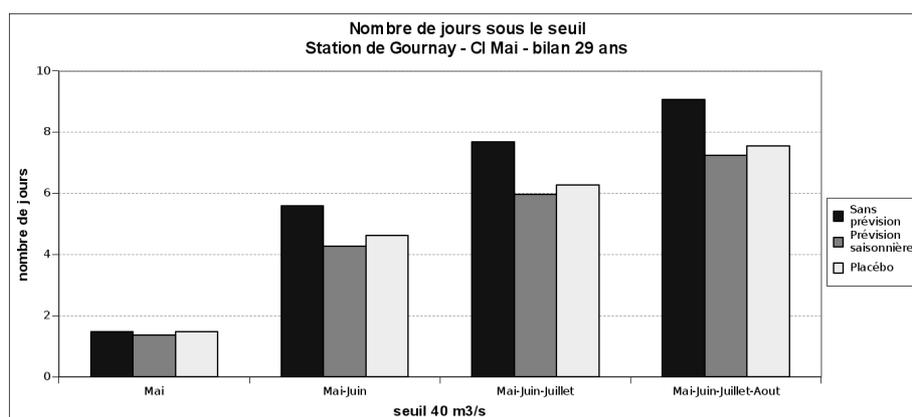
L'avantage majeur de ce protocole est d'assurer une parfaite objectivité entre les décisions prises avec le jeu placebo et celles prises avec la prévision saisonnière.

## 2.2 Premiers résultats

Ce protocole a été appliqué par SGL pour sa programmation de gestion de l'étiage du mois de mai, pour 29 situations passées correspondant à la période de rétro-prévisions 1979-2007 du modèle de prévisions saisonnières.

Pour chaque situation, en plus des prévisions, SGL dispose d'information sur le contexte hydrologique et notamment l'état de remplissage du réservoir. La décision consiste à proposer la courbe de restitution la plus appropriée compte tenu du contexte et des prévisions. Pour compléter l'expérience, SGL a aussi rejoué les situations passées en n'utilisant aucune information de prévision, c'est-à-dire en n'utilisant ni le placebo ni la prévision saisonnière, ce qui correspond plus ou moins à leur pratique habituelle.

Une métrique a été définie en commun pour mesurer la qualité de la courbe proposée, basée sur le nombre de jours pour lesquels le débit est inférieur au seuil critique. Le débit simulé est estimé en considérant le débit pseudo-naturel et celui déduit de la courbe de restitution. La Figure 5 montre les résultats pour une station particulière avec le nombre de jours de dépassement en fonction du type de prévision utilisé.



**Figure 5.** Evaluation de la qualité des prévisions initialisées avec les conditions de Mai. La métrique est appliquée pour différentes périodes d'intégration allant de 1 mois (Mai) à 4 mois (MJJA).

On constate une légère plus-value apportée par la prévision saisonnière par rapport au placebo. Mais ces premiers résultats établis sur une seule station nécessitent d'être validés sur d'autres stations.

Il apparaît également que l'expérience « sans information » est celle qui donne les scores les plus faibles, confirmant la plus-value potentielle de la chaîne hydrologique pour l'utilisateur.

## Discussion et conclusion

Ce travail réalisé dans le cadre du projet EUPORIAS est un exemple prometteur d'application de la prévision saisonnière en Europe. Nos interactions avec SGL pour le bassin de la Seine et avec d'autres institutions françaises comme le SMEAG ([www.smeag.fr](http://www.smeag.fr)) pour le bassin de la Garonne, montrent les enjeux existants aux échéances saisonnières et l'intérêt d'une démarche de mise en forme des informations climatiques pour une application directe dans les processus de décision. Le protocole Placebo expérimenté dans ce projet permet ainsi

de mesurer de manière objective et pertinente (métrique adaptée) l'impact de l'information climatique sur les prises de décision des utilisateurs.

La mise en place d'un service climatique opérationnel reste cependant à consolider. Au cours de l'été 2016, une expérimentation temps réel sera menée en s'appuyant sur des versions opérationnelles des modèles utilisés (en prévisions saisonnière et modélisation hydrologique) et une plateforme web pour l'accompagnement des utilisateurs et la mise à disposition des données. D'autres applications du prototype en matière de prévision d'humidité des sols ou de stock nival sont aussi envisagées pour répondre aux besoins d'autres utilisateurs tels que le Comité de Suivi Hydrologique National.

## Bibliographie

- Bader J. C., Piedelièvre J.-P., Lamagat J.-P., 2006. Prévision saisonnière du volume de crue du fleuve Sénégal : utilisation des résultats du modèle Arpège Climat. *Hydrological Sciences Journal*, **51**, 406-417.
- Céron J. P., Tanguy G., Franchistéguy L., Martin E., Regimbeau F., Vidal J. P., 2010. Hydrological seasonal forecast over France: feasibility and prospects. *Atmospheric Science Letters*, **18**, 78-82.
- Déqué M., Braun A., Piedelièvre J.-P., Marquet P., Dandin P., Guérémy J.-F., Geleyn J.-F., Bazile E., Piriou J.-M., Yessad K., Courtier P., Rochas P., 1999. *Arpege version 3, documentation algorithmique et mode d'emploi*. Disponible sur : [www.cnrm.meteo.fr](http://www.cnrm.meteo.fr)
- Doblas-Reyes F. J., 6-9 sept. 2010. *ECMWF Seminar on Predictability in the European and Atlantic regions*.
- Habets F., Boone A., Champeaux J. L., Etchevers P., Franchistéguy L., Leblois E., ... & Noilhan J., 2008. The SAFRAN-ISBA-MODCOU hydrometeorological model applied over France. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **113**.
- Habets F., Boe J., Déqué M., Ducharne A., Gascoïn S. et al, 2013. Impact of climate change on the hydrogeology of two basins in Northern France. *Climatic Change*, **121**, 771-785.
- IPCC, 2014. Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Genève, Auteur, 151 p.
- Kim H. M., Webster P., Curry J., 2012. Seasonal prediction skill of ECMWF System 4 and NCEP CFSv2 retrospective forecast for the Northern Hemisphere Winter. *Climate Dynamics*, **32**, 2957-2973.
- Lemos M. C., Finan T. J., Fox R. W., Nelson D. R., Tucker J., 2002. The use of seasonal climate forecasting in policymaking: lessons from Northeast Brazil. *Climatic Change*, **55**, 479-507.
- Ludwig F., Kabat P., Van Schaik H., Van der Valk M., 2012. *Climate Change Adaptation in the Water Sector*. 304 p.
- Meinke H, Hochman Z., 2000. Using seasonal climate forecasts to manage dryland crops in northern Australia. Dans Hammer G.L., Nicholls N., Mitchell C. (eds.), *Applications of Seasonal Climate Forecasting in Agricultural and Natural Ecosystems: The Australian Experience*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 149-165.
- OMM, 2012. Le Cadre Mondial pour les Services Climatiques : innovation et adaptation. *Bulletin de l'Organisation Mondiale de la Météorologie*, **61**, 4-8.
- Pushpalatha R., 2013. *Simulation et prévision des étiages sur des bassins versants français : approche fondée sur la modélisation hydrologique*. Paris, AgroParisTech et Irstea (Antony), 230 pp.
- Rousset-Regimbeau, F., 2007. *Modélisation des bilans de surface et des débits sur la France, application à la prévision d'ensemble des débits* (Thèse de doctorat). Université Paul Sabatier, Toulouse, France.
- Singla S., Céron J.-P., Martin E., Regimbeau F., Déqué M., Habets F., Vidal, J.-P., 2012. Predictability of soil moisture and river flows over France for the spring season. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **16**, 201-216.
- Soubeyroux J.-M., Martin E., Franchistéguy L., Habets F., Noilhan J., Baillon M., Regimbeau F., Vidal J.-P., Le Moigne P., Morel S., 2008. Safran-Isba-Modcou (SIM) – Un outil pour le suivi hydrométéorologique opérationnel et les études. *La Météorologie*, **63**, 40-45.
- Vitart F., Robertson A. W., Anderson D. L., 2012. Projet de prévision infra-saisonnière à saisonnière : faire la soudure entre le temps et le climat. *Bulletin de l'OMM*, **61**, 23-28.

## IMPACT DU CHANGEMENT CLIMATIQUE SUR LES RESSOURCES EN EAU DU BASSIN DE LA CASAMANCE

BODIAN A.<sup>1</sup>, BACCI M.<sup>2</sup>, DIOP M.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Laboratoire Leïdi « Dynamique des milieux et développement » Université Gaston Berger (UGB), BP 234, Saint Louis, Sénégal, ansoumana.bodian@ugb.edu.sn, bodianansoumana@gmail.com

<sup>2</sup>IBIMET-CRN, Italie, m.bacci@ibimet.cnr.it

<sup>3</sup>Centre National de Recherche Agronomique (ISRA), Sénégal, mbaye.diop@isra.sn/mbdiop@gmail.com

**Résumé** – La présente étude propose une évaluation de l'impact potentiel des changements climatiques sur les écoulements du bassin versant de la Casamance. Pour ce faire, les sorties de cinq modèles climatiques du dernier exercice CMIP5 du GIEC (CCSM4, CNRM, HADGEM2-ES, ICHEC et MIROC5), avec deux scénarios d'évolution de gaz à effet de serre (RCP 4.5 et RCP 8.5), sont utilisés en entrée du modèle hydrologique GR2M afin de simuler les écoulements à l'échelle des bassins versants à l'horizon 2028. Une analyse des résultats obtenus permet de constater que pour le scénario RCP 4.5, deux modèles climatiques prévoient une baisse des écoulements entre -3,27 % et -32 % et trois modèles climatiques prévoient une augmentation des écoulements de 10 % à 138 %. Pour le scénario RCP 8.5, par contre, trois modèles climatiques prévoient une baisse des écoulements entre -7,8 % et -42,5 % et deux modèles climatiques prévoient une augmentation des écoulements entre 7,5 % et 115,7 %.

**Mots-clés** : Bassin de la Casamance, modélisation pluie-débit, scénarios climatiques, GR2M.

**Abstract** – *Impact of Climate Change on Water Resources in the Casamance River Basin.* This study provides an assessment of the potential impact of climate change on water resources in the Casamance river basin. For that purpose, the outputs of five CMIP5 climate models with two Representative Concentration Pathways (RCPs) of greenhouse gases concentration trajectories (RCPs 4.5 and 8.5) are used as input to the GR2M hydrological model to simulate flows at the scale of the watershed by 2028. An analysis of the results shows that for the RCP 4.5 scenario, two climate models predict a decrease in flows between -3.27% and 32% and three climate models predict a 10% to 138% increase in flow. For the RCP 8.5 scenario, on the contrary, three climate models predict a decrease in flows between -7.8% and -42.5%, and two climate models predict an increase of flows between 7.5% and 115.7%.

**Keywords**: Casamance river basin, rainfall-runoff modeling, climate scenarios, GR2M.

### Introduction

L'étude des impacts potentiels des changements climatiques sur les ressources en eau est un enjeu important. En effet, la gestion optimale de la ressource en eau, en quantité comme en qualité, est une condition essentielle du développement durable de nos pays. Ce développement s'accompagne inéluctablement d'une croissance des besoins, dans un contexte de croissance démographique, notamment au Sénégal. Ainsi, dans cette étude, les sorties de cinq modèles climatiques sont utilisées en entrée du modèle hydrologique GR2M, dont la robustesse à simuler les écoulements en contexte africain a été démontrée par plusieurs auteurs (Ouédraogo *et al.*, 1998 ; Ardoin-Bardin *et al.*, 2009 ; Mahé *et al.*, 2005 ; Bodian, 2011 ; Bodian *et al.* 2012 et 2015a) afin de simuler les écoulements à l'échelle des bassins versants de la Casamance à Kolda à l'horizon 2028 (période 2016-2040). L'exploitation des résultats de ces simulations permet de déterminer dans quelles mesures les écoulements de la Casamance seront affectés par des modifications du climat à moyen terme.

La Casamance est un petit fleuve côtier qui se caractérise par la faiblesse des pentes et une invasion profonde de la mer à l'intérieur du bassin. Cela occasionne la salinisation des terres agricoles. En effet, la mer remonte le cours principal de la Casamance jusqu'à Dianamalari à 152 km de l'embouchure (Dacosta, 1989). La station hydrologique de Kolda contrôle l'écoulement du bassin supérieur.

## 1. Données, outil et méthodes

### 1.1 Données

#### 1.1.1 Données observées

Les données mensuelles observées de précipitation et des autres paramètres climatiques, proviennent des Directions de la Météorologie Nationale (DMN) de la Gambie, de la Guinée Bissau et du Sénégal. Elles concernent dix sept postes pluviométriques et une station synoptique où sont mesurés les paramètres climatiques. Les données hydrologiques de la station de Kolda proviennent de la base de données de la Direction de la Gestion et de la Planification des Ressources en Eau (DGPRES). Elles s'étendent sur la période 1964-2007. Cette période (1964-2007) a été choisie comme référence pour cette étude. Elle a la particularité de présenter des données communes (pluie, ETP et débit) qui comportent peu de lacunes. La répartition spatiale des stations climatiques et hydrométriques est présentée sur la Fig. 1.

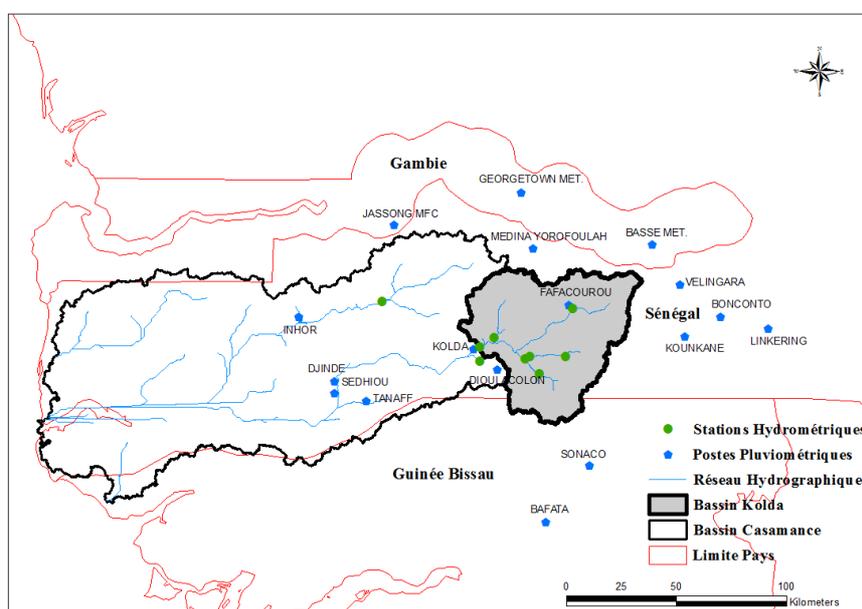


Figure 1. Situation de la Casamance à Kolda et des stations climatiques et hydrométriques

#### 1.1.2 Modèles climatiques

Cinq modèles climatiques globaux (Tableau 1) ont été choisis parmi les Representative Concentration Pathways (RCP, Taylor *et al.* 2012) disponibles en choisissant le scénario moyen (RCP 4.5) et pessimiste (RCP 8.5). Ce choix a été motivé par la disponibilité des données et l'utilisation fréquente de ces modèles dans les études d'impacts (Amadou *et al.* 2014, Bop *et al.* 2014). La concordance des modèles est plus grande dans le cas des températures et ils prévoient toujours une augmentation des températures (Paturel 2014, Amadou *et al.* 2014, Bop *et al.* 2014, Bodian *et al.* 2015b). Ceci a justifié le choix d'un seul modèle (MIROC5) pour les scénarios de température. La résolution spatiale de ces MCG est présentée dans le tableau 1.

**Tableau 1.** Résolutions et abréviations des modèles utilisés

Centre de modélisation	Nom abrégé du modèle	Résolution (lat x long)
Canadian Center for Climate Modelling and Analysis CCCMA	CanESM2	0.25°× 0.25°
Irish Centre for High-End Computing	ICHEC	0.5°× 0.5°
Met Office Hadley Centre – MOHC	HadGEM2-ES	0°25'× 0°25'
Atmosphere and Ocean Research Institute (The University of Tokyo), National Institute for Environmental Studies, and Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology	MIROC5	0°25'× 0°25'
CNRM-CM5 ESM developed at Météo-France and CERFACS <a href="http://www.cnrm.meteo.fr/cmip5/IMG/pdf/Voldoire_et_al_CD_online.pdf">http://www.cnrm.meteo.fr/cmip5/IMG/pdf/Voldoire_et_al_CD_online.pdf</a>	CNRM CERFACS	0°25'× 0°25'

## 1.2 Méthodes

Le modèle GR2M (modèle du Génie Rural à 2 paramètres Mensuel) est un modèle pluie-débit global à deux paramètres. Ce modèle a connu plusieurs versions, proposées successivement par Kabouya et Michel (1991), Makhlouf et Michel (1994) et Mouelhi *et al.*, (2006), qui ont permis d'améliorer progressivement ses performances. La structure du modèle GR2M, bien qu'empirique, l'apparente à un modèle conceptuel à réservoirs, avec une procédure de suivi de l'état d'humidité du bassin qui semble être le meilleur moyen de tenir compte des conditions antérieures et d'assurer un fonctionnement en continu du modèle. Ainsi, sa structure associe un réservoir de production et un réservoir de routage ainsi qu'une ouverture sur l'extérieur autre que le milieu atmosphérique. Ces trois fonctions permettent de simuler le comportement hydrologique du bassin. Une description détaillée du modèle et son schéma conceptuel peuvent être trouvés dans Makhlouf et Michel (1994) et Mouelhi *et al.*, (2006). Le modèle GR2M nécessite des données de pluie et d'ETP à l'échelle mensuelle. Les pluies moyennes ont été calculées à partir des données des stations présentées à la Fig. 2, selon la méthode du Krigeage (Baillargeon, 2005) et les données d'évapotranspiration (ETP) selon la formule de Penman (1948) à partir des données climatiques de la station synoptique de Kolda. En effet, la variabilité spatiale de l'ETP mensuelle est faible dans cette région et le modèle GR2M utilisé est peu sensible à cette variable (Paturel *et al.*, 1995 ; Ardoin-Bardin *et al.*, 2001).

La méthode adoptée dans ce travail comporte les étapes suivantes : (i) calage-validation du modèle GR2M sur la période de référence 1964-2007 avec les données observées puis simulation des écoulements observés pour évaluer la performance du modèle à simuler les débits observés ; (ii) élaboration des scénarii climatiques ; (iii) simulation des débits futurs à l'horizon 2028 en utilisant les jeux de paramètres validés à l'étape (i). Deux critères quantitatifs ont été utilisés pour évaluer la performance du modèle GR2M en calage et en validation : (i) le critère de Nash (Nash et Sutcliffe, 1970) calculé sur les débits qui est d'usage courant en hydrologie et basé sur la somme des erreurs quadratiques ; et (ii) le coefficient d'appréciation du bilan volumique, qui est un élément essentiel lorsqu'on s'intéresse à la ressource en eau (Ardoin, 2004).

## 2. Résultats

### 2.1. Performance du modèle en calage et en validation

Le tableau 2 donne une synthèse des résultats obtenus en calage et en validation. Les valeurs du critère de Nash et du bilan volumique en calage et en validation sont, de façon

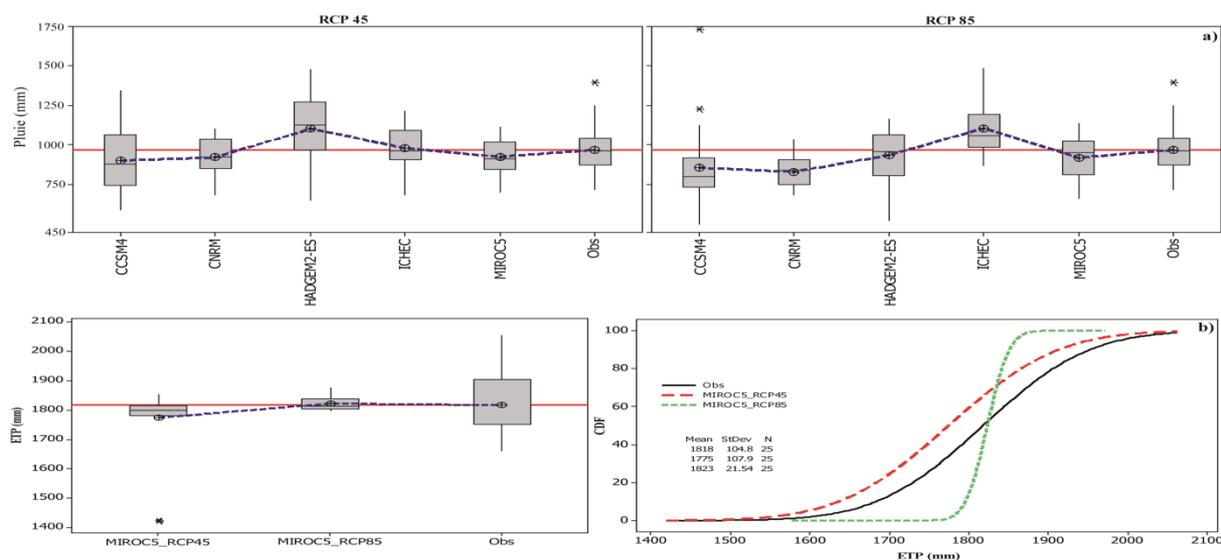
générale, bonne car supérieure à 0,60. Les valeurs des paramètres (X1 et X2) ainsi obtenus sont utilisées pour la simulation des écoulements futurs.

**Tableau 2.** Performance du modèle GR2M en calage-validation

	Critères d'efficacité (%)		Paramètres	
	<i>Nash(Q)</i>	Bilan	X1	X2
Calage (1974-1985)	89.6	113.3	8.01	0.43
Validation (1968-1973)	67.3	67.8		

## 2.2. Evolution des forçages climatiques à l'horizon 2028

L'évolution des forçages climatiques à l'horizon 2028 par rapport à la période de référence 1983-2007 est présentée à la figure 2. Elle varie en fonction des modèles climatiques et des différents scénarios. Ainsi, pour le scénario RCP 4.5 trois modèles climatiques (CCSM4, CNRM et MIROC5) prévoient une baisse des pluies comprise entre -4,61 et -7 %. Seuls deux modèles climatiques (HADGEM2\_ES et ICHEC) prévoient une augmentation des précipitations de l'ordre de 1,13 à 13,70 %. La baisse des précipitations s'intensifie avec le scénario RCP 8.5, avec des taux de variation des moyennes compris entre -3,53 (HADGEM2\_ES) et -14,45 % (CNRM). Globalement, même s'il n'y a pas de consensus entre les modèles climatiques, la moyenne de ces modèles annonce un changement de précipitation à l'horizon 2028 à peine perceptible.

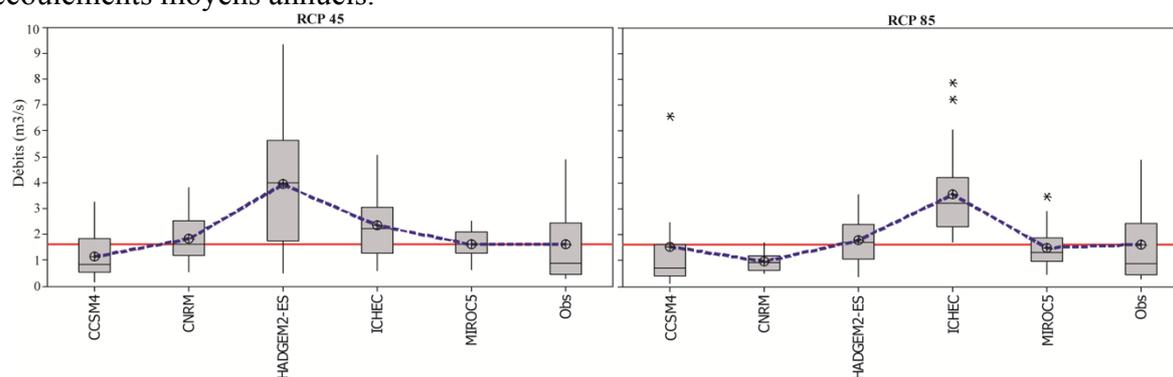


**Figure 2.** Evolution des forçages climatiques à l'horizon 2028 (2016-2040) par rapport à la période de référence 1983-2007 : (a) représente les pluies (b) l'évapotranspiration. La ligne rouge représente la moyenne des valeurs observées sur la période de référence 1983-2007.

## 2.3. Evolution des écoulements à l'horizon 2028

La figure 3 présente une série de boîtes à moustaches montrant les statistiques des débits annuels projetés à l'horizon 2028 par rapport à ceux de la période de référence 1983-2007. En hypothèse moyenne (scénario RCP 4.5) deux modèles climatiques (CCSM4 et MIROC5) sur cinq prévoient une baisse des écoulements moyens annuels variant entre -3,3 % et -32 %. Les modèles climatiques CNRM, ICHEC et HADGEM2\_ES prévoient une augmentation des écoulements de 10 %, 41,76 % et 138,4 % respectivement. La moyenne calculée à partir des simulations des cinq modèles climatiques donne une augmentation des écoulements de 31 %. En hypothèse pessimiste (scénario RCP 8.5), trois des cinq modèles climatiques prévoient une baisse des écoulements comprise entre -7,8 % et -42,5 %. Seuls deux modèles climatiques

prévoient une augmentation de 7,5 % à 115,7 % des écoulements. Pour le scénario RCP 8.5, la moyenne de l'ensemble des simulations produit une augmentation de 12,5 % des écoulements moyens annuels.



**Figure 3.** Evolution des écoulements de la Casamance à l'horizon 2028 (2016-2040) par rapport à la période de référence 1983-2007 : la ligne rouge représente la moyenne des valeurs observées sur la période de référence 1983-2007.

## Conclusion

Cette étude vise essentiellement à donner une idée sur les impacts potentiels d'un changement climatique sur les apports en eau de la Casamance à Kolda. Ainsi, en hypothèse moyenne (scénario RCP 4.5), la moyenne des cinq modèles climatiques donne une augmentation des écoulements de 31 %. Pour le scénario RCP 8.5, la moyenne de l'ensemble des simulations produit une augmentation de 12,5 % des écoulements moyens annuels. Cette augmentation des écoulements (par conséquent des disponibilités en eau) dans le bassin de la Casamance est en accord avec la tendance actuelle des pluies à l'échelle du Sénégal qui se caractérise par un retour à des conditions humides même si les volumes précipités sont encore inférieures aux quantités d'avant la grande sécheresse des années 1970 (Bodian, 2014).

Cependant, ces résultats obtenus doivent être maniés avec beaucoup de précaution en raison de quelques difficultés inhérentes aussi bien à la modélisation hydrologique qu'aux incertitudes issues des modèles climatiques.

## Remerciement :

Nous remercions la République d'Italie à travers la Direction de la Coopération et le Gouvernement du Sénégal qui ont financé ce présent travail dans le cadre du Programme d'Appui au Programme National d'Investissement en Agriculture du Sénégal (PAPSEN).

## Bibliographie

Amadou A., Gado D. A., Seidou O., Seidou S. I., Ketvara S., 2014. Changes to flow regime on the Niger River at Koulikoro under a changing climate. *Hydrological Sciences Journal*, **60**, 1709-1723. DOI:10.1080/02626667.2014.916407.

Ardoin S., Dezetter A., Servat E., Bocquillon C., 2001. Redéfinition des fonctions de production des modèles globaux de relation pluie-débit en milieu semi-aride africain. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **333**, 611-616.

Ardoin-Bardin S., 2004. *Variabilité hydro-climatique et impacts sur les ressources en eau de grands bassins hydrographiques en zone soudano-sahélien* (Thèse de doctorat). Université de Montpellier II, France.

Ardoin-Bardin S., 2009. Using general circulation model outputs to assess impacts of climate change on runoff for large hydrological catchments in West Africa. *Hydrological Sciences—Journal—des Sciences Hydrologiques*, **54**, 77-89.

Baillargeon S., 2005. *Le krigeage : revue de la théorie et application à l'interpolation spatiale de données de précipitations* (Mémoire M. Sc). Faculté de Sciences et de Génie, Université Laval, Québec, Canada.

- Bodian A., 2014. Caractérisation de la variabilité temporelle récente des précipitations annuelles au Sénégal (Afrique de l'ouest). *Revue Physio-Géo-Géographie Physique et Environnement*, **VIII**, 297-312.
- Bodian A., 2011. *Approche par modélisation pluie-débit de la connaissance régionale de la ressource en eau : Application au haut bassin du fleuve Sénégal* (Thèse de doctorat). Université Cheikh AntaDiop de Dakar, Sénégal.
- Bodian A., Dezetter, Dacosta H., 2012. Apport de la modélisation hydrologique pour la connaissance de la ressource en eau : Application au haut bassin du fleuve Sénégal. *Revue de Climatologie*, **9**, 109-125.
- Bodian A., Dezetter A., Dacosta H., 2015a. Rainfall-Runoff Modelling of Water Resources in the Upper Senegal River Basin. *International Journal of Water Resources Development*. <http://dx.doi.org/10.1080/07900627.2015.1026435>
- Bodian A., Dezetter A., Diop L., 26-30 oct. 2015b. Evolution des apports en eau au barrage de Manantali à l'horizon 2050. Dans *Conférence Internationale FRIEND/UNESCO sur l'hydrologie des grands bassins africains*, Hammamet, Tunisie.
- Bop M., Amadou A., Seidou O., Kébé C. M. F., Ndione J. A., Sambou S. and Sanda I. S., 2014. Modeling the Hydrological Dynamic of the Breeding Water Bodies in Barkedji's Zone. *Journal of Water Resource and Protection*, **6**, 741-755. <http://dx.doi.org/10.4236/jwarp.2014.68071>
- Dacosta H., 1989. *Précipitation et écoulement dans le Bassin de la Casamance* (Thèse 3ème cycle). Département géographie, FLSH, Université Cheikh AntaDiop de Dakar, Sénégal.
- Kabouya M., Michel C., 1991. Estimation des ressources en eau superficielle aux pas de temps mensuel et annuel, application à un pays semi-aride. *Revue des Sciences de l'Eau*, **4**, 569-587.
- Mahé G., Paturel J. E., Servat E., Conway D., Dezetter A., 2005. Impact of land use change on soil water holding capacity and river modeling of the Nakambe River in Burkina-Faso. *Journal of Hydrology*, **300**, 33-43.
- Makhlouf Z., Michel C., 1994. A two-parameter monthly water balance model for French watersheds. *Journal of Hydrology* **162**, 299-318.
- Mouelhi S., Michel C., Perrin C., Andréassian V., 2006. Stepwise development of a two-parameter monthly water balance model. *Journal of Hydrology* **318**, 200-214.
- Nash J. E. et Sutcliffe J. V., 1970. River flow forecasting through conceptual models. Part I-A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, **10**, 282-290.
- Ouédraogo M., Servat E., Paturel J.-E., Lubès-Niel H., Masson J.-M., 1998. Caractérisation d'une modification éventuelle de la relation pluie-débit autour des années 1970 en Afrique de l'ouest et centrale non-sahélienne. Proc. of the Abidjan Conf., Ivory Coast, *Water Resources Variability in Africa during the XX<sup>th</sup> Century*, 315-321.
- Paturel J.-E., 2014. Exercice de scénarisation hydrologique en Afrique de l'Ouest - Bassin du Bani, *Hydrological Sciences Journal*, **59**, 1135-1153, DOI: 10.1080/02626667.2013.834340
- Paturel J.-E., Servat E., Vassiliadis A., 1995. Sensitivity of conceptual rainfall-runoff algorithms to errors in input data - case of the GR2M model. *Journal of Hydrology*, **168**, 11-125.
- Penman, H. L., 1948. Natural Evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings Royal Society London*, 120-145.
- Taylor K. E., Stouffer R. J., Meehl G. A., 2012. An Overview of CMIP5 and the Experiment Design. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **93**, 485-498. DOI: <http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1>

## INFLUENCE DES FACTEURS CLIMATIQUES SUR LA DISTRIBUTION DE L'EAU D'IRRIGATION DANS LE VIGNOBLE DE MONTANA (SUISSE)

CALIANNO M.<sup>1</sup>, REYNARD E.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Institut de géographie et durabilité, Université de Lausanne, Géopolis Mouline, CH-1015 Lausanne, Suisse, martin.calianno@unil.ch, emmanuel.reynard@unil.ch

**Résumé** – Les volumes d'eau d'irrigation distribués au vignoble de Montana ont été mesurés de manière directe et continue durant la saison d'irrigation 2015, grâce à une sonde débitmètre. Cette méthode a permis d'obtenir une série temporelle journalière de la distribution d'eau d'irrigation destinée à l'entièreté d'un vignoble, sans avoir recours à des méthodes indirectes de mesure ou à des approximations. La chronique d'irrigation est ensuite comparée aux données climatologiques (précipitation et température) durant la même période. Ceci permet d'illustrer les déterminants climatiques des demandes en eau pour l'irrigation, ainsi que d'autres facteurs, tels que le mode de gestion de l'eau et les pratiques d'irrigation des vigneron.

**Mots-clés** : demande en eau, distribution en eau, irrigation, vignoble.

**Abstract** – *Influence of climatic factors on irrigation water distribution in the Montana vineyard (Switzerland)*. Irrigation water volumes distributed to the Montana vineyard were directly and continuously monitored during the 2015 irrigation season, using a flow meter sensor. This method produced daily temporal series of irrigation for a whole vineyard, without using indirect measurements or approximations. The irrigation water distribution time series was then compared to climatological data (rainfall and temperature) during the same period. This illustrates the climatic factors influencing irrigation water demands, as well as other factors, such as the water management strategy and winemakers' irrigation practices.

**Keywords**: water demand, water distribution, irrigation, vineyard.

### Introduction

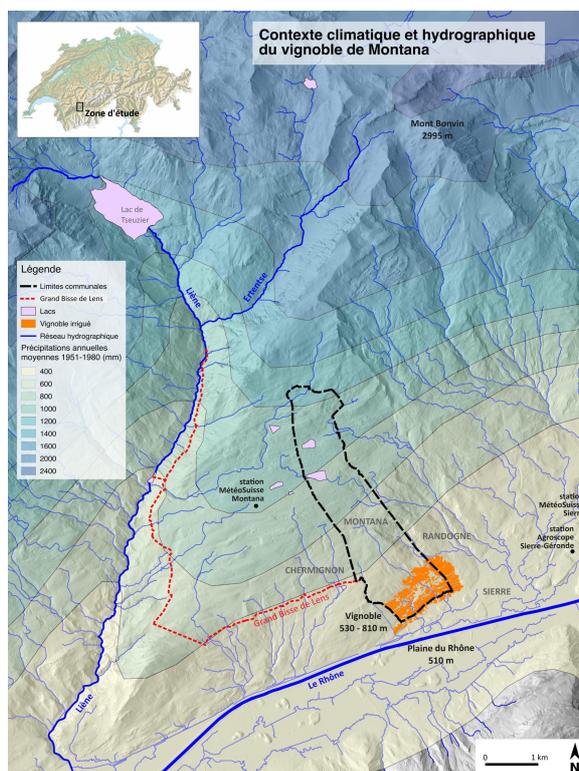
Parmi les facteurs influençant la demande en eau pour l'irrigation, les conditions climatiques sont régulièrement mises en avant et largement utilisées dans les modèles de prévision des besoins en eau des plantes. En effet, les données climatiques spatialisées deviennent accessibles et leur utilisation dans la prévision des besoins en eau pour l'agriculture – en combinaison avec des données agrologiques – est une pratique désormais reconnue et largement utilisée, comme par exemple la méthode développée par la FAO (Allen et al., 1998). Toutefois, la demande en eau pour l'irrigation ne repose pas uniquement sur des facteurs bioclimatiques. Les facteurs techniques et humains, notamment les pratiques d'utilisation de l'eau, doivent également être pris en compte (Reynard et al., 2014). Les pertes du réseau d'irrigation, les habitudes des irrigants, la pratique de tournus d'arrosage, ainsi que la répartition des droits d'eau entre usagers sont autant de facteurs qui, *in fine*, vont peser sur la demande et ainsi sur les volumes d'eau effectivement distribués à l'irrigant. Ces facteurs sont propres à un territoire et à des acteurs particuliers et ne sont souvent pas généralisables. C'est pourquoi l'acquisition de ce type de données est rarement effectuée lors des modélisations prospectives de la demande en eau d'irrigation car cela nécessite un travail au cas par cas. L'évaluation des demandes en eau futures se base alors essentiellement sur les données climatologiques (par exemple Klein et al., 2014).

Cette étude propose d'évaluer l'importance des facteurs climatiques influençant la demande en eau d'irrigation, dans le cas du vignoble irrigué de la commune de Montana, dans le Valais central (Suisse). Pour cela, un débitmètre a été installé en amont du réseau d'irrigation et mesure depuis le printemps 2015 les volumes d'eau d'irrigation distribués au vignoble (cet apport étant considéré comme équivalent à la demande, si l'on soustrait les pertes se produisant entre le débitmètre et les parcelles). Du point de vue climatique, la saison

d'irrigation 2015 est intéressante puisqu'une canicule et une sécheresse ont touché la Suisse durant plusieurs semaines en juin et juillet. Dans cet article, nous présentons le contexte climatique particulier du Valais central, la méthode utilisée pour la sélection des données climatologiques, les mesures par débitmètre, puis les résultats des mesures.

## 1. Contexte climatique du vignoble irrigué de Montana

Le vignoble de Montana est situé dans le Valais central, sur le coteau exposé au Sud surplombant la plaine du Rhône entre 530 et 810 m d'altitude (Fig. 1).



**Figure 1.** Localisation du vignoble de Montana, hydrographie et répartition des hauteurs annuelles moyennes corrigées des précipitations 1951-1980 (modifié depuis la planche 2.2 de l'Atlas hydrologique de la Suisse).

La région étudiée couvre 74.8 hectares sur les communes de Montana, Sierre et Randogne et constitue la zone viticole alimentée par le réseau d'irrigation de Montana. En raison d'un climat continental, en situation d'abri, le Valais central est la région la plus sèche de Suisse, avec des précipitations n'excédant pas 700 mm par an (Tabl. 1). Au cours des dernières décennies, les températures moyennes ont augmenté d'environ 1°C par rapport à la période 1961-1990, alors que les précipitations progressaient dans une proportion très faible (Tabl. 1).

**Tableau 1.** Normes climatologiques pour trois stations du Valais central en été (juin-août).

Source : MétéoSuisse.

Station	T <sub>an</sub> [°C] 1961-90	T <sub>an</sub> [°C] 1981-2010	T <sub>été</sub> [°C] 1961-90	T <sub>été</sub> [°C] 1981-2010	P <sub>an</sub> [mm] 1961-90	P <sub>an</sub> [mm] 1981-2010	P <sub>été</sub> [mm] 1961-90	P <sub>été</sub> [mm] 1981-2010
Sion (482m)	9.2	10.1	18	19.1	598	603	155	169
Sierre (536m)	–	–	–	–	657	672	160	171
Montana (1427m)	5.4	6.1	12.9	13.9	681	692	189	196

L'irrigation des vignes y est donc quasiment systématique et autorisée par la législation. En raison d'importants gradients pluviométriques, les parties hautes du versant sont par contre très arrosées et les précipitations annuelles dépassent 2500 mm à 3000 m d'altitude (Fig. 1).

Le réseau hydrographique est toutefois très incisé (Fig. 1) ce qui réduit la disponibilité naturelle en eau sur les interfluves. Or, ces interfluves, moins abrupts et exposés au soleil, sont préférés par l'Homme (habitat, stations de ski, agriculture). Du point de vue des usages de l'eau, cette inadéquation spatiale entre ressource et demande a conduit au développement d'infrastructures de transfert d'eau (canaux d'irrigation, appelés *bisses*, tunnels, réseaux) depuis les vallées latérales riches en eau vers les coteaux secs (Reynard, 2001).

En plus du climat, d'autres facteurs entrent en jeu dans le volume d'eau d'irrigation demandé (*in fine* distribué) et l'organisation de l'irrigation du vignoble valaisan : la profondeur et le type de sol, qui déterminent la réserve utile en eau pour la plante ; le type de cépage et de porte-greffe ; le cycle de développement de la plante, nécessitant un apport d'eau à des moments précis ; les pratiques viticoles, visant le rendement (forte irrigation, dilution des sucres du raisin) ou la qualité (une contrainte hydrique modérée favorise des raisins plus sucrés) ; les techniques d'irrigation (gravitaire, aspersion, goutte à goutte) ; les pratiques d'irrigation (les vignerons professionnels tendent à mieux connaître l'état hydrique de leurs vignes et arrosent moins systématiquement que les vignerons amateurs qui ont tendance à arroser d'office une fois venu leur tour d'irrigation) ; le mode de tarification de l'eau ; la gestion collective (avec calendriers d'irrigation) ou individuelle de l'irrigation.

## 2. Méthodologie

L'objectif étant de comparer les facteurs climatiques avec la distribution d'eau d'irrigation du vignoble de Montana, cette section décrit la méthode employée pour récolter ces données.

### 2.1 Sélection des données climatologiques

Premièrement, une étude climatologique régionale été menée pour mettre en évidence l'importance de l'événement caniculaire de l'été 2015 dans le Valais central. Les températures moyennes et le cumul des précipitations des mois d'été (juin-août) ont été analysés pour la station *MétéoSuisse* de Sion (située à 482 m, à environ 12 km à l'ouest du vignoble de Montana) et considérée comme représentative du climat régional. Ensuite, pour interpréter les mesures de distribution d'eau d'irrigation de la saison 2015, les données journalières de température et de précipitation de la station climatologique de Sierre-Géronde (gérée par *Agroscope*) ont été analysées. Cette station est la plus proche de la zone d'étude (5 km), sur le même versant orienté au Sud. Son altitude (542 m) est semblable à celle du vignoble (Fig. 1).

### 2.2 Mesure de la distribution en eau d'irrigation par sonde débitmètre

Une sonde débitmètre a été installée sur le réseau d'irrigation en amont du vignoble, de manière à mesurer l'eau destinée spécifiquement aux vignes, le réseau permettant aussi l'irrigation des prairies de la commune, plus haut sur le coteau. L'objectif est de mesurer l'eau distribuée à l'ensemble du vignoble pour produire une vision globale de l'utilisation de l'eau à l'échelle du vignoble. La sonde *e-Flow Meter* utilisée est un débitmètre à effet Vortex (CLA-VAL, 2011) inséré dans un coupe-pression déjà existant (Fig. 2), permettant d'éviter d'importants travaux. La sonde est en service durant la saison d'irrigation (de mi-avril à fin octobre) et la mesure de débit (en m<sup>3</sup>/s) est instantanée : une valeur est enregistrée chaque minute et les données sont envoyées toutes les heures vers un serveur. Cette méthode par sonde débitmètre est efficace mais reste sensible à la turbidité de l'eau d'irrigation, qui ne subit pas de traitement. Deux cas d'encrassement de la turbine d'alimentation se sont produits suite à des orages amenant de l'eau chargée en sédiments fins, stoppant la mesure de débit durant 7 jours au début juillet et 5 jours à la fin juillet 2015. Pour obtenir des volumes d'eau distribués selon la surface irriguée, qui soient comparables avec les précipitations, la

superficie du vignoble a été numérisée à partir de photographies aériennes. Les mesures en  $\text{m}^3/\text{s}$  ont ainsi été transformées en  $\text{m}^3/\text{jour}/\text{m}^2$ , puis en  $\text{mm}/\text{jour}$ .

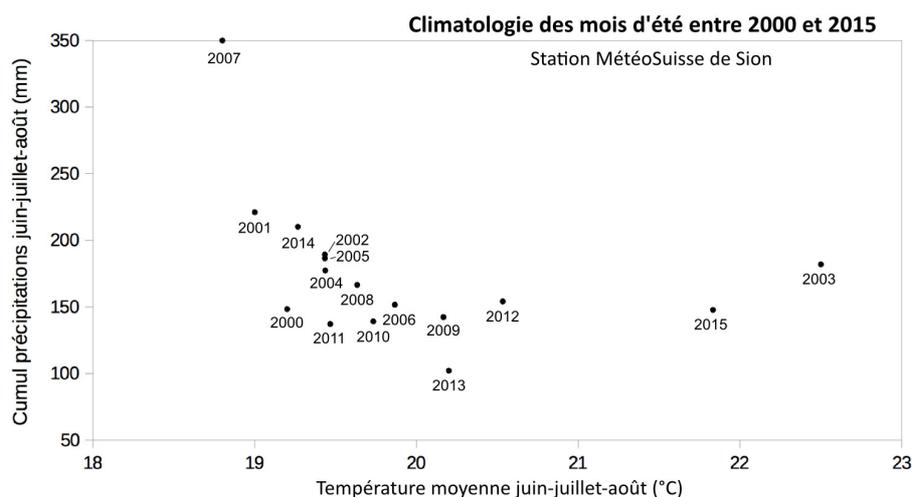


**Figure 2.** Sonde *e-FlowMeter* (à droite de l'image) insérée dans un coupe-pression du réseau d'irrigation, en amont du vignoble de Montana. Photo : Martin Calianno.

### 3. Résultats et discussion

#### 3.1 Climat des mois d'été dans la région de Sion

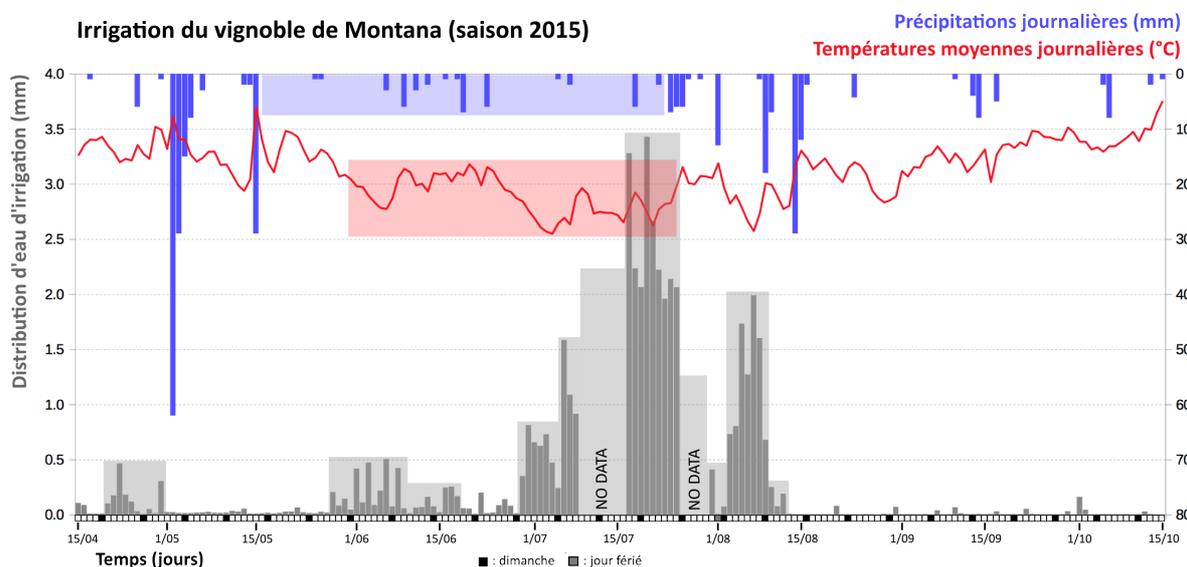
L'irrigation a pour objectif de pallier au déficit hydrique qui se fait sentir durant les mois d'été (juin-août), qui correspondent à la période végétative de la vigne. D'après nos entretiens auprès des vignerons de Montana, un arrosage idéal est de 40 mm par parcelle. Lors des années sèches un, voire deux arrosages sont nécessaires en été. En septembre, le recours à l'irrigation (par aspersion) est évité, les grappes pouvant être endommagées par un apport en eau intense (risque de pourriture). L'intensité du stress hydrique varie toutefois d'une année à l'autre en fonction des conditions météorologiques. Pour qualifier l'intensité du stress hydrique durant l'été 2015 par rapport à une période plus longue, le cumul des précipitations et les températures moyennes des mois de juin-juillet-août à Sion sont reportés pour les 16 dernières années sur la figure 3. L'été 2015 est le second été le plus sec et chaud ( $21.8^\circ\text{C}$  et 147.7 mm) de la période après l'été 2003, ce qui suppose que l'irrigation a été particulièrement nécessaire.



**Figure 3.** Comparaison des années comprises entre 2000 et 2015 sur la base des précipitations et températures estivales (juin-août) à Sion. Source : MétéoSuisse.

### 3.2 Distribution d'eau d'irrigation au vignoble de Montana durant l'été 2015

Les valeurs journalières de distribution d'eau au vignoble de Montana mesurées par la sonde débitmètre durant la saison d'irrigation 2015 (de mi-avril à fin octobre) sont mises en relation avec les précipitations et températures moyennes journalières mesurées à la station climatologique de Sierre-Géronde (Fig. 4).



**Figure 4.** Eau d'irrigation distribuée au vignoble de Montana durant la saison d'irrigation 2015 (avril – octobre) ; cumul des précipitations et températures moyennes journalières à la station climatologique de Sierre-Géronde. Bande bleue : période particulièrement sèche ; bande rouge : période particulièrement chaude ; bandes grises : principales périodes d'irrigation.

On observe une grande variabilité de la distribution en eau (entre 0 et 3.5 mm/jour) au cours de la saison d'irrigation. Trois périodes d'irrigation ont pu être mises en évidence. La première est visible à la fin avril (0.1-0.5mm/jour sur 5 jours). Il s'agit essentiellement d'apports aux plantations de nouvelles vignes. Une deuxième période, plus longue, a eu lieu en juin (0.1-0.5 mm/jour sur 30 jours). Ces deux périodes sont séparées par un mois sans irrigation (mai), certainement en raison de deux épisodes pluvieux au début mai (106 mm) et à la mi-mai (33 mm). La véritable saison d'irrigation a démarré le 29 juin et s'est terminée le 10 août. L'irrigation a été particulièrement intense à partir du 17 juillet, avec des apports journaliers de l'ordre de 2 mm pendant une dizaine de jours, et des valeurs dépassant 3 mm par jour le 20 juillet. La durée de cette période d'arrosage intensif est un minimum, les mesures ayant été tronquées par la panne du débitmètre. La première semaine d'août suscite encore une assez forte demande en eau d'arrosage, les valeurs restant toutefois en deçà de celles de juillet (0.7 à 2 mm/jour). Entre le 29 juin et le 1<sup>er</sup> septembre, l'irrigation est divisée en trois tours de 18 jours chacun, qui répartissent le vignoble en secteurs d'arrosage afin de garantir une distribution en eau suffisante. On observe que cette année, malgré l'important déficit hydrique de l'été, un troisième tour d'irrigation n'a pas été nécessaire. Ceci semble lié à une baisse des températures et à deux épisodes pluvieux survenus entre le 9 et le 16 août. Il faut aussi noter que les résultats en mm durant cette période de tournus correspondent aux volumes distribués aux différents secteurs d'irrigation, rapportés à la surface totale du vignoble. Pour comparer ces chiffres avec les cumuls de précipitation, il faut raisonner en terme de cumuls sur toute la période d'irrigation, représentant l'eau distribuée à l'entièreté du vignoble. En première estimation, si l'on prend la moyenne des bornes encadrant les lacunes de mesures et que l'on considère une irrigation constante pour cette période, le cumul de distribution d'eau d'irrigation pour les mois d'été (juin-août) est de 65 mm, alors que le cumul des précipitations a été de 147 mm à Sierre-Géronde sur la même période. Avec

comme référence 40 mm par arrosage (et donc par tournus de 18 jours), cette estimation indique que toutes les parcelles n'ont pas été irriguées lors des deux premiers tours : certaines n'ont reçu qu'un tour d'arrosage et d'autres n'ont probablement pas été irriguées du tout.

L'intensité et la dynamique de ce cycle d'irrigation dépendent de la combinaison : (1) de facteurs climatiques, en raison d'une longue période particulièrement sèche et chaude de la mi-mai à la mi-juillet, avec notamment deux pics de sécheresse au début juin (avec 2 mm de pluie sur 20 jours et un pic de température à 24°C) et de mi-juin à mi-juillet (avec 9 mm de précipitations sur 30 jours et des températures journalières moyennes constamment au dessus de 20°C) ; (2) de facteurs agronomiques et viticoles, car les jeunes plants de vigne ont besoin d'être irrigués en début de saison (ce qui correspond aux pics d'avril et juin), alors que la plus grande part des besoins en eau de la vigne se situe entre juin et août ; (3) de facteurs sociétaux, car l'irrigation du vignoble de Montana est organisée suivant un calendrier qui laisse libre l'irrigation d'avril à juin et de septembre à octobre. Des arrosages alternés (tournus) sont organisés en juin et juillet, période durant laquelle les vigneron ont l'habitude d'irriguer. On observe aussi une forte baisse de l'irrigation les dimanches et les jours fériés.

Si l'on revient d'une manière plus générale sur la relation entre climat et irrigation, les résultats de l'année 2015 montrent que durant la période végétative de la vigne (juin-août), les viticulteurs ont recours de manière systématique à l'irrigation lorsque les températures journalières moyennes dépassent 20°C, à la suite d'une période durablement sèche (cumuls inférieurs à 10 mm sur plusieurs jours). L'intensité et la durée de ces périodes sèches et chaudes influent quant à elles sur les volumes d'eau d'irrigation distribués : plus l'épisode de stress hydrique est prononcé et durable, plus l'irrigation se généralise à l'entièreté du vignoble. Lorsque la sécheresse est moins prononcée ou à l'amorce d'une période sèche, seule une partie du vignoble est irriguée.

## Conclusion

C'est la première fois qu'une mesure des quantités d'eau effectivement distribuées par le réseau d'irrigation de ce type de vignoble est effectuée de manière directe et continue. Les résultats obtenus indiquent un cumul de distributions d'eau d'irrigation de 65 mm entre juin et août, correspondant à 44% des précipitations de la période. La variabilité de la chronique d'irrigation est due à la combinaison de facteurs climatiques, agronomiques et sociétaux. Cette chronique indique que l'intensité de l'irrigation (les volumes) est fortement dépendante des conditions climatiques (températures et précipitations), alors que les variations journalières (pics, creux) et la période d'irrigation intensive sont liées aux facteurs sociétaux et agronomiques. Les deux prochaines saisons d'irrigation (2016, 2017) seront également suivies et permettront une analyse comparative. De plus, des modèles agro-climatiques seront utilisés pour recréer les séries temporelles de besoin en eau de la vigne.

## Bibliographie

- Allen R. G., Pereira L. S., Raes D., Smith M., 1998. Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements. *FAO Irrigation and Drainage Paper*, **56**, Rome, Food and Agriculture Organization.
- CLA-VAL, 2011. *CLA-VAL e-FlowMeter Débitmètre à effet Vortex*. Brochure technique [En ligne]. Disponible sur <http://www.cla-val.ch/Portals/0/News/LIN041F.pdf> (consulté le 9 février 2016).
- Klein, T., Holzkämper A., Calanca P., Fuhrer J., 2014. Adaptation options under climate change for multifunctional agriculture: a simulation study for western Switzerland, *Reg Environ Change*, **14**, 167–184.
- Reynard E., 2001. Aménagement du territoire et gestion de l'eau dans les stations touristiques alpines, le cas de Crans-Montana-Aminona (Valais, Suisse). *Rev Geogr Alpine*, **89**, 7–19.
- Reynard, E., Bonriposi M., Graefe O., Homewood C., Huss M., Kauzlaric M., Liniger H., Rey E., Rist S., Schädler B., Schneider F., Weingartner R., 2014. Interdisciplinary assessment of complex regional water systems and their future evolution : how socioeconomic drivers can matter more than climate, *WIREs Water*, **14**, 413–426.

## VARIABILITE PLUVIOMETRIQUE ET PROBLEME D'APPROVISIONNEMENT EN EAU DANS LA VILLE DE PARAKOU AU BENIN

ETENE C. G.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Laboratoire Pierre Pagny Climat, Eau, Ecosystème et Développement (LACEEDE), Université d'Abomey-Calavi, 01 BP 526, Cotonou, Bénin, [cyr\\_gervais\\_etene@hotmail.com](mailto:cyr_gervais_etene@hotmail.com)

**Résumé** – La présente recherche vise à analyser les impacts de la variabilité pluviométrique sur les ressources en eau à Parakou. Une ville confrontée à un problème récurrent d'approvisionnement eau surtout du fait que pendant les périodes sèches, les puits et les rivières sources d'alimentation sont tributaires de la pluie. L'analyse des données pluviométriques à l'aide de l'Indice Standardisé de Précipitation sur la période 1960-2010 a permis de caractériser les déficits pluviométriques. Les investigations en milieu réel appuyées des indicateurs ont aidé à apprécier les difficultés liées à l'approvisionnement eau dans le secteur d'étude. Il résulte de ce travail que la durée de la saison humide au cours de laquelle les eaux pluviales dépassent largement les besoins des populations se rétrécit. Par contre la durée de la saison sèche s'allonge si bien que les eaux se raréfient et les populations endurent des difficultés pour accéder à l'eau de consommation et pour d'autres usages. Ainsi, 40 % des ménages utilisent l'eau des citernes pendant la saison pluvieuse. Par contre en saison sèche, 60 % des populations utilisent les puits et les rivières.

**Mots-clés** : Parakou (Bénin), variabilité pluviométrique, ressource en eau, mobilisation

**Abstract** – **Rainfall variability and water supply problem, in the city Parakou of Benin.** This research aims to analyze the impact of rainfall variability on water resources in Parakou. A city facing a recurring problem of water supply especially because during dry periods, wells and power sources rivers are dependent on rain. Analysis of rainfall data using the Standardized Precipitation Index for the period 1960-2010 allowed us to characterize the rainfall deficits. Investigations real environment supported indicators helped to appreciate the difficulties in supplying water in the study area. They result from this work that the duration of the wet season during which rain water far exceed the needs of populations is narrowing. As against the length of the dry season lengthens so that water is scarce and people are suffering difficulties to access drinking water and for other uses. Thus, 45% of households use water from cisterns during the rainy season. On the other hand, in the dry season, 60% of people use wells and rivers.

**Keywords:** Parakou (Benin), rainfall variability, water, resource mobilization

### Introduction et justification

Depuis plus de vingt ans, nous sommes régulièrement nourris d'une actualité où se mêlent pollution, pénuries, inondations. L'eau est présentée comme une ressource en passe de devenir de plus en plus rare, qu'il faut utiliser désormais avec plus de parcimonie (Zimmer, 2013). Le Bénin reçoit en moyenne entre 700 mm et 1300 mm de hauteur de pluie par an, répartis sur 70 à 110 jours, de l'extrême Nord au Sud-est. Cette pluviométrie relativement bonne est caractérisée par une importante variabilité spatio-temporelle (PNE-Bénin, 2009). Ainsi, les perturbations climatiques observées depuis la fin des années 1960, se traduisent entre autres par une réduction d'amplitude annuelle moyenne des hauteurs totales de pluies de 180 mm. On a enregistré ainsi, une intensification des sécheresses pendant la même période, notamment dans les années 1970 et 1980 (Afouda, 1990 ; Houndenou, 1999 et Ogouwalé, 2014).

Située dans le département de Borgou au nord du Bénin à 407 km de Cotonou entre 9°18' et 9°22' de latitude Nord et 2°33' et 2°37' de longitude Est (figure 1) (Adam et Boko, 1993), la ville de Parakou est caractérisée par un climat de type soudanien. La hauteur moyenne annuelle de pluie tourne autour de 1100 mm par an. Malgré cette quantité d'eau tombée, la population de Parakou a des difficultés pour satisfaire leurs besoins en eau. Les ressources en eau superficielle (cours et plan d'eau) sont insuffisantes et les nappes phréatiques sont situées

à des profondeurs élevées. A cela, s'ajoute l'insuffisance d'infrastructures hydrauliques. La plupart des ouvrages publics existants se trouvent dans un état de dysfonctionnement total. Face à cette situation, les populations n'ont d'autres alternatives que les eaux de puits et les eaux pluviales. Mais ces eaux n'arrivent pas à couvrir leurs besoins en eau tout au long de l'année. C'est ce qui tente de justifier la présente recherche.

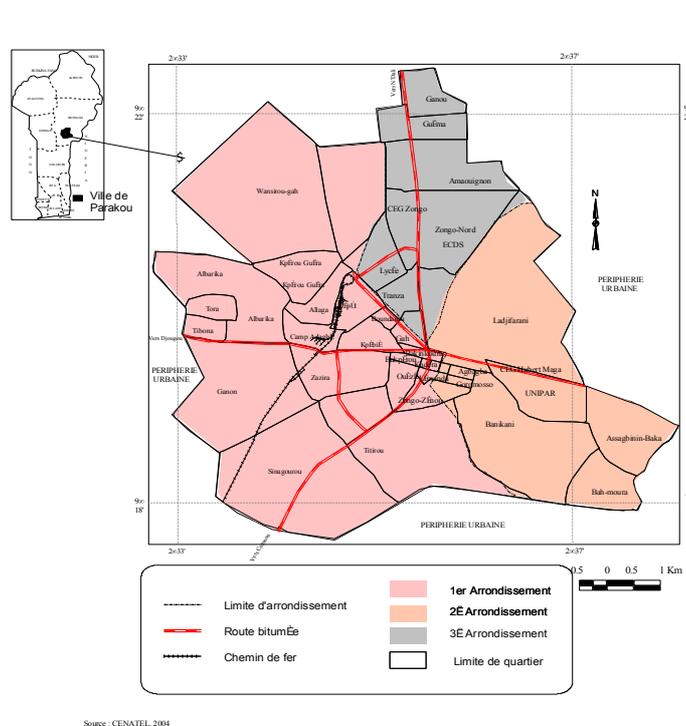


Figure 1. Situation géographique de la ville de Parakou

## 2. Données et méthodes

Les données utilisées dans le cadre de ce travail sont des statistiques liées à la hauteur de pluies (1960-2010) et de l'ETP de station de Parakou d'une part, et aux données démographiques collectées à l'INSAE d'autre part. En outre, des informations socio anthropologiques ont été obtenues auprès de la population, des autorités locales et autres acteurs.

De même, les investigations de terrain ont permis d'appréhender le mode d'approvisionnement en eau de boisson de même que le mode d'usage et de conservation. La statistique descriptive a été mise à contribution.

Ainsi, l'indice pluviométrique a permis d'identifier les séquences sèches ou déficitaires, les séquences humides ou excédentaires et les séquences moyennes ou normales sur la période (1960-2010). L'indice est déterminé à partir de la formule :

$$I_p = \frac{(X_i - \bar{X})}{\sigma}$$

où  $X_i$  est la pluviométrie de l'année  $i$ ,

$\bar{X}$  la pluviométrie moyenne interannuelle sur la période de référence et

$\sigma$  : l'Écart type de la série.

Si  $I_p < 0$  : l'année est sèche ou déficitaire.

Si  $I_p = 0$  : l'année est dit moyenne ou normale.

Si  $I_p > 0$  : l'année est humide ou excédentaire.

Par ailleurs, le bilan climatique (Bc) exprime la différence entre la somme des abats pluviométriques (P) et celle de l'évapotranspiration potentielle (ETP). Il a servi à analyser le rythme des excédents ou des déficits en eau à l'échelle mensuelle, et calculé à partir de la formule :

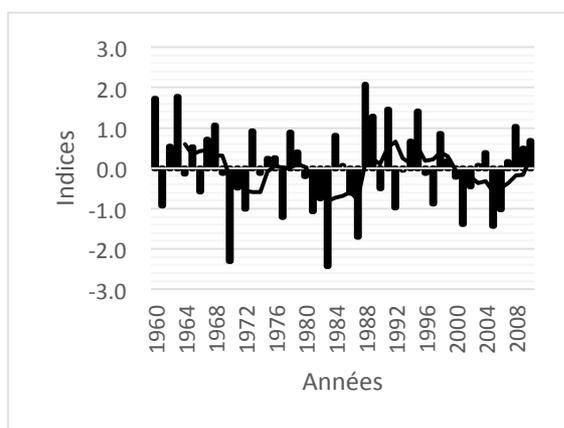
$$Bc = P - ETP$$

- Si  $Bc > 0$  ou  $< 0$ , alors le bilan est excédentaire ou déficitaire ;
- Si  $Bc = 0$ , alors le bilan est équilibré.

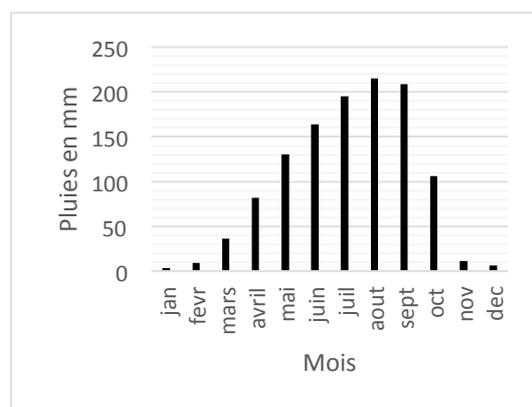
### 3. Résultats

#### 3.1. *Physionomie pluviométrique de Parakou*

Elle a été étudiée à partir de la variabilité des hauteurs de pluies interannuelle et mensuelle dans le secteur d'étude (figures 2 et 3).



**Figure 2.** Variabilité interannuelle des pluies à Parakou (1960-2010)



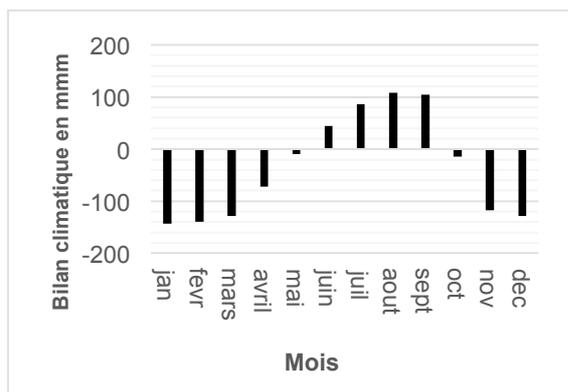
**Figure 3.** Régime pluviométrique mensuel à Parakou (1960-2010)

L'analyse de la figure 2 permet de constater que la décennie 1960 est marquée par une forte fréquence des années humides (70 %) tandis que la période 1971-1989 est plutôt caractérisée par une forte fréquence des années sèches (76 %) et la décennie 1990 est marquée par une reprise. Les années sèches se manifestent entre autres, par une installation tardive des pluies et/ou rupture pluviométrique au cœur de la saison pluvieuse et une fin précoce des précipitations. C'est dans ce contexte pluviométrique difficile que les besoins en eau s'accroissent consécutivement à l'accroissement de la population.

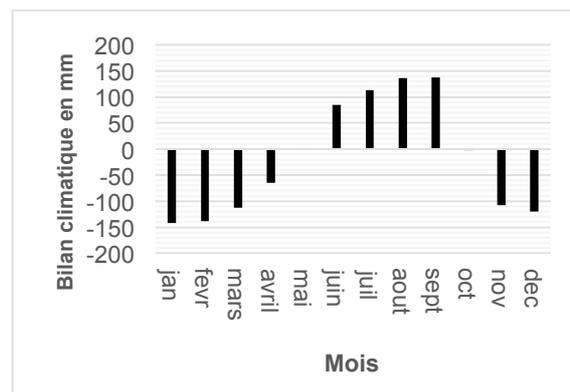
La figure 3 présente le régime pluviométrique moyen à Parakou. Ce régime est unimodal avec un optimum à partir du mois d'août. Les hauteurs de pluie sont de 36 mm en mars, de 215 mm en août et de 106 mm en octobre pour atteindre les minima de 4 et de 2 mm respectivement en décembre et janvier. Cette situation conditionne la disponibilité des ressources en eau dans la ville de Parakou.

#### 3.2. *Impact de la variabilité pluviométrique sur l'approvisionnement en eau à Parakou*

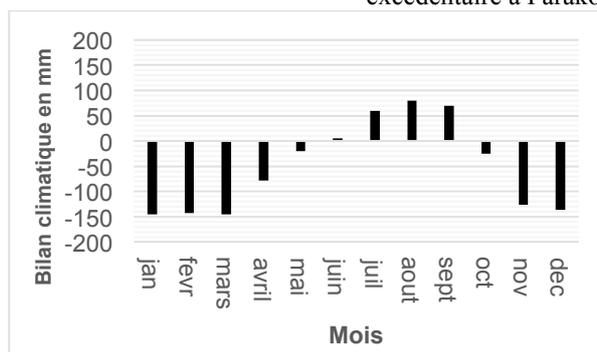
Pour apprécier les impacts de la variabilité pluviométrique sur l'approvisionnement en eau dans le secteur d'étude, l'étude du bilan climatique a été faite (figures 4a, 4b et 4c).



**Figure 4a.** Bilan climatique moyen mensuel de Parakou (1960-2010)



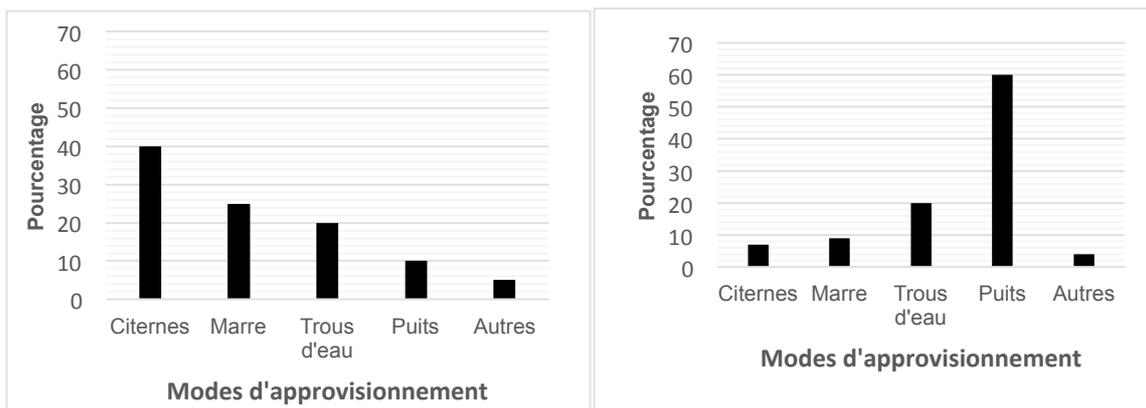
**Figure 4b.** Bilan climatique mensuel en année excédentaire à Parakou (1960-2010)



**Figure 4c.** Bilan climatique mensuel en année déficitaire à Parakou (1960-2010)

L'analyse de ces figures montre que le bilan climatique à Parakou, au pas de temps mensuel (figure 4a), est positif de juin à septembre, suivi d'un déficit considérable d'octobre à mai. Les excédents hydriques sont de 45 mm en juin, 86 mm en juillet, 108 mm en août et de 104 mm en septembre. Par contre, le bilan est déficitaire de - 14 mm en octobre, -118 mm en novembre, -128 mm en décembre, - 143 mm en janvier, - 140 mm en février, - 129 mm en mars, - 72 mm en avril, et - 10 mm en mai.

La figure 4b présente une situation de bilan climatique en année extrêmement humide. Selon les analyses, 2 années sur 10 qui peuvent présenter cette situation. Par contre la figure 4c indique un bilan climatique en année extrêmement sèche. Selon les statistiques 4 années sur 10 se retrouvent dans cette situation d'extrême déficit. Cette situation est due surtout à une forte demande évaporatoire de l'atmosphère. Pendant cette période, les marigots, les rivières et les puits se tarissent, les citernes et les trous d'eau s'assèchent. Face à cette contrainte pluviométrique, les populations sont obligées de varier leurs modes d'approvisionnement en eau surtout selon les saisons (figure 5a et b).



**Figure 5a.** Différentes modes d'approvisionnement en eau des ménages en saison pluvieuse à Parakou

**Figure 5b.** Différentes modes d'approvisionnement en eau des ménages en saison sèche à Parakou

L'analyse de la figure 5a montre que 40 % des ménages utilisent l'eau des citernes pendant la saison pluvieuse. C'est la période au cours de laquelle les puits sont temporairement mis au repos. Cependant, 20 % et 25 % des populations enquêtées utilisent l'eau des rivières et des trous d'eau (Photo 1). Par contre les 15 % s'adonnent respectivement aux eaux de puits et autres sources d'approvisionnement. Par contre en saison sèche, 60 % des investigués utilisent les puits suivi des trous d'eau (Photo 2) (20 %), des marres (9 %), citernes (6 %) et autres sources 5 % (figure 5b).

Au total, la prééminence des citernes au cours de la saison pluvieuse se justifie par le fait qu'elles sont plus proches des habitations et sont presque remplies d'eau. Par contre en saison sèche, elles se tarissent d'où l'affluence des ménages vers les puits.



**Photo 1.** Rivière Okpara exploitée pour alimenter la population en eau potable à Parakou



**Photo 2.** Approvisionnement en eau d'un trou dans un quartier périphérique de Parakou

## Conclusion

La présente étude sur la variabilité pluviométrique et le problème d'approvisionnement en eau dans la ville de Parakou a permis de mettre en évidence les liens directs entre les perturbations pluviométriques et la disponibilité en eau de la population du secteur d'étude.

La physionomie pluviométrique a permis de déterminer les mois et les années franchement humide et sec. Ainsi, lorsque les années ou les mois sont déficitaires, les besoins en eau de la population sont hypothéqués selon les 80 % des populations enquêtées. Car les différentes

sources d'approvisionnement en eau à savoir les puits, citernes, cours d'eau, etc. dépendent plus des eaux pluviales.

Ainsi, les enjeux futurs de cette ville est la problématique de la maîtrise de l'eau dans un contexte des changements climatiques et surtout de la croissance démographique et l'étalement urbain.

### **Bibliographie**

Adam K. S. et Boko M., 1993. *Le Bénin*. Cotonou, Ed. du Flamboyant, 93 p.

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). Paris IV Sorbonne, France.

Houndéno C., 1999. *Variabilité climatique et maïsiculture en milieu tropical humide, diagnostic et modélisation* (Thèse de doctorat). Unité Mixte de Recherche 5080 du Centre National de Recherche Scientifique, Paris, France.

Ogouwalé R., 2013. *Changements climatiques, dynamique des états de surface et perspectives sur les ressources en eau dans le bassin versant de l'Okpara à l'exutoire de Kaboua* (Thèse de doctorat). EDP/FLASH, Université Abomey-Calavi, Cotonou, Bénin.

PNE-Bénin, 2009. *Livre bleu Bénin. L'eau, l'assainissement, la vie et le développement humain durable*. Cotonou, Auteur, 103 p.

Zimer D., 2013. *L'empreinte eau, les faces cachées d'une ressource vitale*. Paris, Editions Charles Léopold Mayer, 212 p.

# LA SECURITE HYDRIQUE EN TUNISIE FACE AUX CHANGEMENTS CLIMATIQUES

HAJRI J.<sup>1,2</sup>, HAJRI M.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Unité de recherche Géomatique et Géosystème URIIES41 Université de Manouba 2010 Manouba, Tunis, Tunisie, jamil\_hajri2011@yahoo.fr, mouadh.hajri@hotmail.com

<sup>2</sup>Centre Tunisien pour les Études de la Sécurité Globale, C.C. Avenue Tahar Sfar-Manar 2, Tunis, Tunisie.

**Résumé** – L'étude s'intéresse à la politique et aux solutions adoptées par l'État et la société civile pour faire face aux impacts néfastes potentiels des changements climatiques (CC) sur les ressources hydriques caractérisées déjà par rareté, l'irrégularité temporelle et spatiale et parfois la mauvaise qualité. Trois points sont soulevés dans ce cadre : les projections climatiques et leurs impacts potentiels sur les ressources hydriques, la stratégie adoptée par l'État et la société civile en matière de CC et les atouts de la sécurité hydrique. Si la situation est caractérisée actuellement par un équilibre assez fragile, elle ne le sera pas dans un avenir très proche (2030 selon les projections). La solution ne peut être qu'une stratégie globale qui implique tous les acteurs et qui considère la sécurité hydrique comme une partie de la sécurité nationale voir même de la sécurité maghrébine.

**Mots-clés** : pronostics des ressources hydriques, impacts potentiels, adaptation, gouvernance, gestion intégrée.

**Abstract** – *Water safety in Tunisia facing climate changes.* The study is interested in politics and the solutions adopted by the State and civil society to address the potential adverse impacts of climate changes (CC) on water resources already characterized by scarcity, the temporal and spatial irregularity and sometimes poor quality. Three points were outlined in this context: climate projections and their potential impacts on water resources, the strategy adopted by the State and civil society in the CC and strengths of water security. If the situation is currently characterized by a rather delicate balance, it will not be in the very near future (2030 projected). The solution can only be a comprehensive strategy that involves all stakeholders and considers water security as a part of national security or even the North African security

**Keywords**: predictions of water resources, potential impacts, adaptation, governance, integrated management.

## Introduction

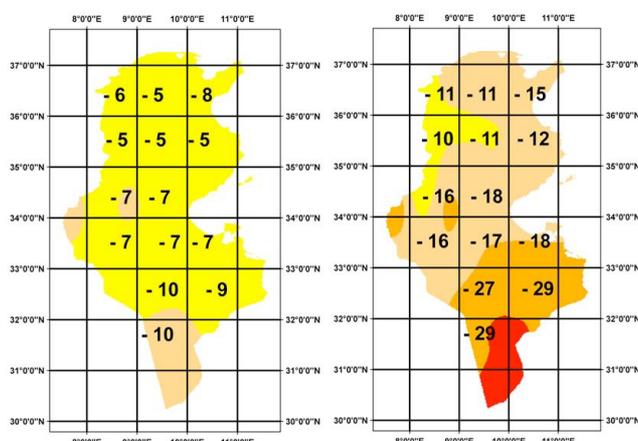
La Tunisie est un pays pauvre en eau. En effet, nos ressources hydriques sont non seulement modestes, mais encore, très irrégulières dans le temps et inégalement répartie dans l'espace et parfois de mauvaises qualités. Elles subissent aujourd'hui les effets de plusieurs contraintes : un climat qui devient de plus en plus contraignant et agressif et une pression anthropique qui devient de plus en plus forte. Ces contraintes peuvent s'aggraver avec les changements climatiques (CC). Dans ce contexte la présente étude s'intéresse à répondre à une question fondamentale : comment se sécuriser des impacts potentiels des CC sur nos ressources hydriques ?

## 1. Pronostics climatiques futures et impacts potentiels sur les ressources hydriques en Tunisie

### 1.1. Résultats des projections futures du climat en Tunisie

Rappelons que les projections climatiques pour la Tunisie aux horizons 2020 et 2050 ont été construites sur la base des résultats du modèle Had CM3. C'est un modèle britannique récent proposé pour la Tunisie par le Tyndall Centre. Il est développé par le « Hadley Centre », basé sur la circulation générale et couplé atmosphère océan. C'est un des modèles les plus utilisés au sein de l'Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC, 2001). Deux scénarios moyens et plus probables de ce modèle (A2 et B2) ont été privilégiés par rapport à la période de référence 1961-1990, période marquée déjà par une variabilité forte du climat (Hajri, 2013). Ces projections prévoient une augmentation de la température en Tunisie entre

+0.8°C à +1.3°C à l'horizon 2020. Cette augmentation s'accentuerait davantage en 2050 et pourrait atteindre +1.8°C et +2.7°C du Nord au Sud du pays. Quant aux précipitations, les projections climatiques laissent prévoir une tendance générale à la baisse qui serait faible à l'horizon 2020 mais qui s'accentuerait rapidement à l'horizon 2050 (MAE et GIZ, 2011) (Fig.1).



**Figure 1.** Baisses (%) des précipitations moyennes annuelles du modèle HadCM3 (scénarioA2) par rapport à la période de référence à l'horizon 2020 (gauche) et à l'horizon 2050 (droite) (Source : MAE et GIZ, 2011). (L'intensité des couleurs indique l'intensité des baisses).

## 1.2 Impacts potentiels du CC sur les ressources hydriques en Tunisie

Les impacts du CC sur l'avenir des ressources hydriques ne sont pas parfaitement clairs suite aux difficultés de modélisation de ces pronostics climatiques. Ceci aggrave sûrement les risques climatiques et exige la mise en place des stratégies globales et complémentaires.

Cependant, les projections prévoient les principaux impacts suivants :

- Un déficit hydrique en augmentation continue : cet indice est calculé sur la base des projections des précipitations et de la demande climatique (ETP). Si les précipitations vont connaître une diminution, l'ETP augmenterait de +100 mm/an dans la région Nord-Ouest (NO) et de +180 mm/an dans le Sud (SD). Elle est intermédiaire dans le Centre (CR) et la région côtière Nord et Centre (CT), respectivement de +120 mm et +75 mm/an. Cette demande climatique augmenterait d'avantage à l'horizon 2050 (MAE et GIZ, 2011). Ainsi, le déficit hydrique connaîtra en conséquence une augmentation continue (Tab.1).

**Tableau 1.** Déficit hydrique aux différents horizons sous CC des grandes régions de Tunisie. Source : MAE et GIZ, 2011

Régions	2020	2050
NO	+ 12%	+ 25%
CT	+ 11%	+26%
CR	+ 14%	+ 31%
SD	+ 18%	+ 39%

- Accroissement généralisé de la demande en eau. D'après les projections des bilans ressources/besoins, l'année **2020** va être une date indicative à une diminution significative du potentiel en eau et à une augmentation de terme la demande en eau (Hajri, 2013) ;
- Régression continue des potentialités hydriques.

Le tableau 2 résume les principaux impacts potentiels des CC sur les ressources hydriques à 2020 et 2050.

Selon l'étude stratégique « Agriculture et Changements Climatiques » (MARH et GIZ, 2007), les ressources diminueraient de la sorte en 2030 :

- diminution de 28 % des nappes phréatiques de forte salinité, des nappes littorales et des aquifères non renouvelables ;
- diminution des eaux de surface d'environ 5 % ;
- diminution des précipitations estivales.

**Tableau 2.** Évolution des ressources globales en eau (en Mm<sup>3</sup>) aux différents horizons sous CC. Source : MARH, 2005.

Désignations	2020			2050		
	Potentialités	Mobilisées	Exploitées	Potentialités	Mobilisées	Exploitées
Grands barrages	2700	2131	1385	2700	1889	1229
Nappes phréatiques	781	781	591	805	805	308
Nappes profondes	1791	1535	1215	2079	1731	1214
<b>Total Eaux conventionnelles</b>	<b>5272</b>	<b>4447</b>	<b>3191</b>	<b>5584</b>	<b>4426</b>	<b>2751</b>
Eaux traitées	400	156	156	512	292	292
Eaux dessalés	00	47	47	00	80	80
<b>Total Eaux Non Conventionnelles</b>	<b>400</b>	<b>203</b>	<b>203</b>	<b>512</b>	<b>372</b>	<b>372</b>
<b>Total général</b>	<b>5672</b>	<b>4650</b>	<b>3394</b>	<b>4798</b>	<b>4798</b>	<b>3123</b>

Selon le WRI (2016), la Tunisie risque de perdre plus de 80% de ses ressources en eau d'ici 2040. Il y aura une dégradation prévisible de la qualité des eaux de surface et souterraines (pollution par lessivage, surexploitation des nappes). Ajoutons dans ce cadre l'augmentation de la salinité des nappes côtières consécutives à une augmentation des besoins en irrigation et à l'augmentation des phénomènes d'intrusion marine.

## 2. Quelle stratégie en matière des changements climatiques ? S'adapter et agir...

L'adaptation a constitué durant toute notre histoire une réponse efficace à la variation et à la variabilité ainsi qu'à la rareté de l'eau. Cette adaptation s'est traduite par la création de structures ingénieuses qui ont largement rationalisé l'exploitation de cette ressource naturelle : mgouds, foggaras, citernes, galeries, adductions, systèmes de partage des eaux dans les oasis, etc.

De nos jours, il est certain que les impacts de CC peuvent constituer des sérieux handicaps qui freinent le développement du pays. Pour minimiser les effets de ces impacts, il « semble important que la Tunisie mette en place petit à petit un vrai développement à faible carbone et à forte résilience climatique (Low-Emission and Climate-Resilient Development) » (MEDD, 2012). On se trouve aujourd'hui ainsi, devant un besoin d'adaptation à un niveau d'impact élevé qui touchera entre autre, nos ressources hydriques.

Dans ce cadre, la stratégie adoptée se base sur deux orientations, mentionnées en bas.

### 2.1 Amélioration et développement de la gestion des connaissances sur les changements climatiques

Il est connu que les pronostics futurs sur le climat de la Tunisie sont basés sur des hypothèses issues des modèles internationaux. Ces modèles sont fondés sur des paramètres variables d'une région à l'autre. Donc, l'amélioration de nos connaissances sur les différents aspects de ce sujet et leurs impacts potentiels est déterminante d'une affinité de ces hypothèses. Le développement de nos connaissances sur les tendances et sur les extrêmes climatiques est fortement recommandé. Il est recommandé aussi de pointer les priorités de recherche sectorielle sur le CC tout en valorisant l'existant. Pour atteindre ces objectifs le renforcement des synergies dans les études de vulnérabilités est devenu une nécessité, tout en optant une approche multisectorielle et à une échelle spatiale plus rationnelle.

## 2.2 La mise en place d'une bonne gouvernance des CC

### 2.2.1 Qu'est-ce qu'une gouvernance et comment la rendre bonne et efficiente ?

« La gouvernance est un processus complexe qui implique une participation à plusieurs niveaux au-delà de l'État » (Hamza, 2009 p. 11). L'objectif fondamental ici est le développement, la bonne gestion et l'usage rationnel et durable des ressources en eau. La figure 2 résume les caractéristiques d'une bonne gouvernance et les clés pour l'atteindre et d'une manière efficiente. Ainsi, la bonne gouvernance « doit avoir comme finalité d'intégrer de manière efficace et irréversible la prise en compte des changements climatiques dans le processus de planification du développement dans les différents secteurs clé » (REE, 2010-2011 p. 86).

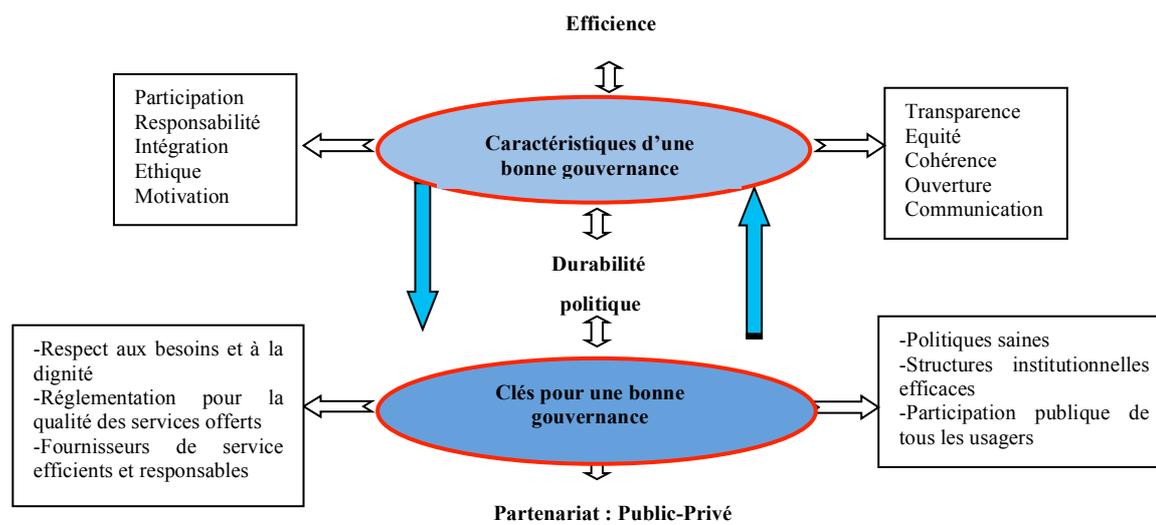


Figure 2. Caractéristiques et clés d'une bonne gouvernance (Source : Hamza 2009, modifiée)

### 2.2.2 La gouvernance de l'eau dans la nouvelle constitution

Dans la nouvelle *Constitution de la République Tunisienne* de 2014 (après la Révolution du 17 décembre 2010-14 janvier 2011), la gouvernance de l'eau a pris une place de choix. Des nouvelles caractéristiques de cette gouvernance ont été mises en évidence. En effet, la nouvelle loi renove le statut juridique de l'eau en fixant les droits et les obligations de chaque acteur. Des nouveaux principes de gestion et des nouveaux concepts ont été introduits traçant ainsi la politique publique de l'eau adoptée. Dans son article 44, la nouvelle loi consacre le droit universel à l'eau pour tous les tunisiens. Elle reconnaît aussi que l'État et la société civile toute entière doivent se mobiliser pour faire de ce droit une réalité : « *le droit à l'eau et la rationalisation de son exploitation incombent à l'État et à la société* » (*Constitution de la République Tunisienne*, p. 18). Au nom du peuple, l'État selon la nouvelle loi exécute **la politique de l'eau**. Il devra dans ce sens et conformément à l'article 12 garantir **la pérennité des ressources** et assurer une vie paisible pour **les prochaines générations** : « [...] *l'État œuvre également à l'exploitation rationnelle des richesses nationales... Conscients de la nécessité de contribuer à la préservation du climat et d'un environnement sain de manière à garantir la pérennité de nos ressources naturelles et à permettre aux générations futures de continuer de vivre dans la sécurité [...]* ». Le droit d'accès à une eau de qualité est confirmé par cette nouvelle constitution. La préservation et l'exploitation rationnelle de l'eau est un devoir qui incombe à l'État et à la société civile (article 44, deuxième alinéa). L'article 45 confirme le droit à un environnement sain : « *L'État garantit le droit à un environnement sain et équilibré et la participation à la sécurité du climat. L'État se doit de fournir les moyens nécessaires à l'élimination de la pollution environnementale* ».

Pour **une meilleure gestion de l'eau** la nouvelle constitution définit des normes qui se traduiront par des politiques publiques, des stratégies et des plans d'action. Le développement durable et le droit des générations futures sont les principaux objectifs.

### **3. Les atouts de la sécurité**

Outre l'adaptation et la stratégie adoptée en matière des CC, nous évoquons ici deux atouts fondamentaux : une gestion intégrée et une politique future qui prend en considération les impacts potentiels des CC. Rappelons dans ce contexte que la sécurité hydrique se définit comme l'adoption d'une série des mesures qui visent la protection contre tous les impacts néfastes des CC sur les ressources hydriques. Elle implique dans ce sens « *la mobilisation de ressources additionnelles non conventionnelles et le stockage stratégique souterrain des eaux, outre le stockage en surface de la réserve sécheresse* » (ITES, 2011).

#### **3.1. La gestion intégrée des ressources en eau (GIRE)**

Selon le Global Water Partnership (GWP), « *la GIRE est fondée sur une vision globale qui tient compte de la dynamique des ressources en eau au sein des espaces naturels que sont les bassins hydrographiques ou les aquifères, avec une implication de l'ensemble des acteurs du domaine de l'eau dans un nouveau cadre de gestion, permettant de concilier au mieux l'ensemble des usages pour le développement continu d'une région ou d'un pays, tout en préservant les besoins des générations futures* » (GWP, 2012 p. 1).

Dans ce contexte, l'eau est vue ici sous deux angles : (1) comme une source de vie d'utilisation multiple et perpétuellement progressive et (2) comme une ressource qui subit des impacts néfastes.

Le problème ici est d'équilibrer entre ces deux composantes d'une manière de rationaliser l'utilisation et de préserver et sauvegarder les ressources (eau de surface, souterraine et non conventionnelle) dans un contexte des CC. Deux objectifs à réaliser dans ce contexte : la disponibilité et la qualité de l'eau. Concernant la disponibilité, les résultats actuels de notre politique sont très encourageants : on est arrivée à la mobilisation de 95% des potentialités disponibles. Cependant et selon les projections des hypothèses des bilans R/B (Ressources/Besoins) « *l'année 2020 va être une date indicative à une diminution significative du potentiel en eau et à une augmentation de terme la demande en eau. La dégradation de la qualité des eaux s'impose suite à une fréquence accrue des périodes sèches et à une surexploitation dans un contexte de dérèglement dans le temps des régimes pluviométriques* » (Hajri, 2013 p. 269). Quant à la qualité le réseau du contrôle de la qualité de l'eau des nappes phréatiques et profondes s'intensifie de plus en plus.

#### **3.2. La politique future de l'eau en Tunisie**

Elle se fonde essentiellement sur les orientations suivantes (Hamza, 2009) : l'achèvement de la mobilisation de toutes les ressources identifiées, les économies d'eau, la gestion de la qualité des eaux, la valorisation des eaux saumâtres et de mer, la gestion des événements extrêmes (sécheresses et inondations), l'utilisation intégrée et rationnelle de l'eau et le renforcement des institutions chargées de la gestion de l'eau. L'objectif fondamental est de dépasser les insuffisances constatées dans ce contexte (MAE et GIZ, 2011) : des besoins accrus de meilleures connaissances des impacts des CC au niveau régional, un programme de gestion de l'eau qui tient compte des écosystèmes et de leurs services environnementaux, le code de l'eau qui doit tourner vers un contrôle rigoureux de la maîtrise de la demande en eau et la valorisation et l'efficacité économique de l'eau qui doit être perfectible dans une perspective de changement climatique.

Aujourd'hui on parle de « la diplomatie de l'eau (qui) n'oublie pas son chemin » (Amor, 2016). Il s'agit d'une coopération régionale entre les pays du Maghreb (Algérie, Maroc, Tunisie) dans le domaine de l'eau. Cette coopération a pu voir le jour grâce au projet de partenariat entre la Coopération Internationale Allemande (GIZ), l'Observatoire du Sahara et du Sahel (l'OSS) et l'Institut Fédéral des Géosciences et des Ressources Naturelles (BGR). « À partir d'un bagage de connaissance commun, les pays du Maghreb ont pu être convaincus de la nécessité de mettre en place une structure institutionnelle de coopération pérenne afin de gérer les risques auxquels se trouve confrontée la ressource en eau, et de disposer notamment d'un réseau commun de suivi de son état, afin de mieux planifier le développement socioéconomique de la zone [...] » (La Presse de Tunisie, le 04 janvier 2016).

## Conclusion

Il est certain, que la Tunisie est engagée de plein pied pour assurer la sécurité hydrique en adoptant plusieurs stratégies. Les résultats actuels sont encourageants. Cependant, il reste plusieurs handicaps à franchir : (1) des ressources en eau sont rares, limitées et vulnérables, une demande qui progresse sans cesse et une mobilisation qui commence à atteindre ses limites ; (2) disparité régionale : les ressources disponibles se concentrent dans les régions à faible demande ; (3) insuffisance des textes réglementaires et législatifs.

Il est fortement recommandé aujourd'hui de considérer la question hydrique non seulement comme une partie de la sécurité nationale, mais encore de la sécurité magrébine et qu'il faut la résoudre dans ce cadre géographique.

## Bibliographie

- Amor N., 2016, 2 janvier. La diplomatie de l'eau n'oublie pas son chemin. *La presse de Tunisie* [En ligne]. Disponible sur : <http://www.lapresse.tn/02012016/108477/la-diplomatie-de-leau%C2%A0noublie-pas-son-chemin.html> (consulté le 29 mai 2016)
- Global Water Partnership (GWP), 2012. *La Gestion Intégrée des Ressources en Eau (GIRE)* [En ligne]. Disponible sur: [www.gwpforum.org](http://www.gwpforum.org) (consulté le 29 mai 2016)
- Hajri J., 2013. Climats et ressources en Tunisie. *Actes du 26<sup>ème</sup> colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, 3-7 septembre 2013 (pp. 264-270). Cotonou, Benin.
- Hamza M., 2009. *La politique de l'eau en Tunisie*. Tunis, Ministère de l'Agriculture et de Ressources Hydrauliques, 37 p.
- IPCC, 2001. *Incidences de l'évolution du climat dans les régions : Evaluation de la vulnérabilité en Afrique*. Washington, Island Press, 53 p.
- Institut Tunisien des Etudes Stratégiques (ITES), 2011. *Étude stratégique « Eau 2050 en Tunisie »*. Rapport de synthèse, 59 p.
- Ministère de l'Agriculture et de l'Environnement (MAE), Gesellschaft für Internationale Zusammenarbeit (GIZ), 2011. *Elaboration de la Stratégie Nationale sur le Changement Climatique de la Tunisie. Rapport de diagnostic. Version finale*. 148 p.
- Ministère de l'Agriculture et de Ressources Hydrauliques (MARH) et GIZ, 2007. *Stratégie nationale d'adaptation de l'agriculture tunisienne et des écosystèmes aux changements climatiques, Cahiers 1-6*. Eschborn, GIZ, 51 p.
- Ministère de l'Environnement et du Développement Durable (MEDD), 2011. Changements climatiques. *Rapport National sur l'Etat de l'Environnement. Édition Spéciale*. 79-86.
- République Tunisienne, 2014. *Constitution de la République Tunisienne* [En ligne]. Disponible sur : [www.businessnews.com.tn/bnpdf/Constitutionfrançais.pdf](http://www.businessnews.com.tn/bnpdf/Constitutionfrançais.pdf) (consulté le 29 mai 2016).
- World Resource Institute (WRI), 2016. *Le classement des Pays en Stress Hydrique*.

## LES RESSOURCES EN EAU SUPERFICIELLES ET LA VULNERABILITE FACE AUX CHANGEMENTS CLIMATIQUES DANS LE BASSIN DE L'OUED MOUILLAH

MAMI A.<sup>1</sup>, YEBDRI D.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Département d'hydraulique, Université des Sciences et de la technologie d'Oran Mohamed Boudiaf, BP 1505, El Menouar ORAN, Algérie, mami.amina89@yahoo.fr, dyebdri@yahoo.fr.

**Résumé** – Le problème de l'eau en Algérie est lié à plusieurs causes le plus souvent à enchevêtrement relationnel assez complexe. Les changements climatiques annoncés pour le XXI<sup>e</sup> siècle ne peuvent être sans conséquences sur les ressources en eau. L'estimation quantitative de leurs impacts sur les systèmes hydrologiques est essentielle pour comprendre et prévenir les problèmes potentiels sur les ressources en eau et leur gestion future. Dans la région ouest de l'Algérie, la sécheresse persiste depuis des décennies, ce qui complique la gestion des ressources en eau superficielle résultant des précipitations soumises aux variabilités climatiques. L'objectif de ce travail est de quantifier les périodes sèches et humides et leurs récurrences spatio-temporelles par l'utilisation des indices techniques connus mondialement, sur le bassin versant de l'oued Mouillah.

**Mots-clés** : déficit, humidité, indice climatique, SPI.

**Abstract** – *Superficial water resources and the vulnerability face to climate change in the watershed of the oued Mouillah.* The problem of water in Algeria is linked to several causes the most often to enough complex entanglement relational. The climate change announcements for the XXI<sup>e</sup> century cannot be without consequences on water resources. The quantitative estimate of their impacts on the hydrological systems is essential to understand and prevent potential problems on water resources and their future management. Thus In the western region of Algeria the drought persists for decades, which complicates the management of resources in surface water results in precipitation subject to climatic variability. It is in identifying this situation, there has been the objective of this work on the quantification of wet and dry periods and their recurrences spatial-temporal by the use of technical indicators known worldwide, on the watershed of the oued Mouillah.

**Keywords:** climatic's index, deficit, moisture, SPI.

### Introduction

L'eau est un élément indispensable au développement socio-économique durable d'un pays. Il est alors nécessaire d'avoir une meilleure connaissance des ressources en eau existantes dans un bassin versant en particulier leur types, leurs potentialités, leur vulnérabilité à des éventuels facteurs et les mesures requises pour développer, gérer et protéger ces ressources.

Le degré de vulnérabilité d'un pays pour l'eau dépend de la quantité d'eau, de sa répartition spatio-temporelle, de sa qualité, et du niveau de la demande. Le climat est le facteur principal déterminant la quantité d'eau et sa répartition dans le temps. A cet effet, il devient impératif de mettre en relief l'importance de l'étude de la vulnérabilité des ressources en eau face aux changements climatiques. Plusieurs indices quantifiant la vulnérabilité des ressources en eau ont été développés à savoir : l'indice de l'écart à la moyenne, l'indice de déficit pluviométrique, l'indice pluviométrique et l'indice de précipitations standardisé. Ces derniers ont été déterminés et analysés pour la durée 1967-2009. Plusieurs études ont montré que dans la décennie 1970, la région Nord ouest de l'Algérie a connu une réduction de la pluviométrie (Meddi et al., 2007). Pour cela, la période étudiée est scindée en deux phases : la première avant 1975 supposée humide et la seconde après 1975 supposée sèche. Ce travail nous permettra de dégager la fréquence ainsi que l'amplitude des périodes sèches et humides de la région par l'utilisation des indicateurs mentionnés ci-dessus, ainsi que d'en tirer les conséquences sur les ressources en eau de la région.

## 1. Présentation de la zone d'étude

Le bassin versant de l'oued Mouillah représente une composante primordiale du bassin de la Tafna, dans sa partie occidentale. La Tafna est considérée comme l'un des bassins les plus importants dans le territoire algérien. Il appartient au bassin hydrographique Oranie Chott Chergui selon la structuration des unités hydrologiques en Algérie.

Le sous bassin d'Oued Mouillah situé à l'Ouest du bassin de la Tafna, s'étale sur une superficie de 2630 km<sup>2</sup> pour un périmètre de 230 km. Une bonne partie de cette surface se trouve dans le territoire marocain. Son cours d'eau, avec une longueur de 124 km, prend naissance dans la région d'El Abed en Algérie à 1250 m d'altitude. Il pénètre au Maroc pour s'appeler tantôt Oued Sly tantôt Oued Bou-Naim puis revient en Algérie au niveau de Maghnia sous l'appellation d'Oued Mouillah. Il draine un bassin constitué de zones très hétérogènes formées de montagnes (les monts des Traras au Nord-ouest et ceux de Tlemcen au Sud), de plaines et de vallées (Figure 1).

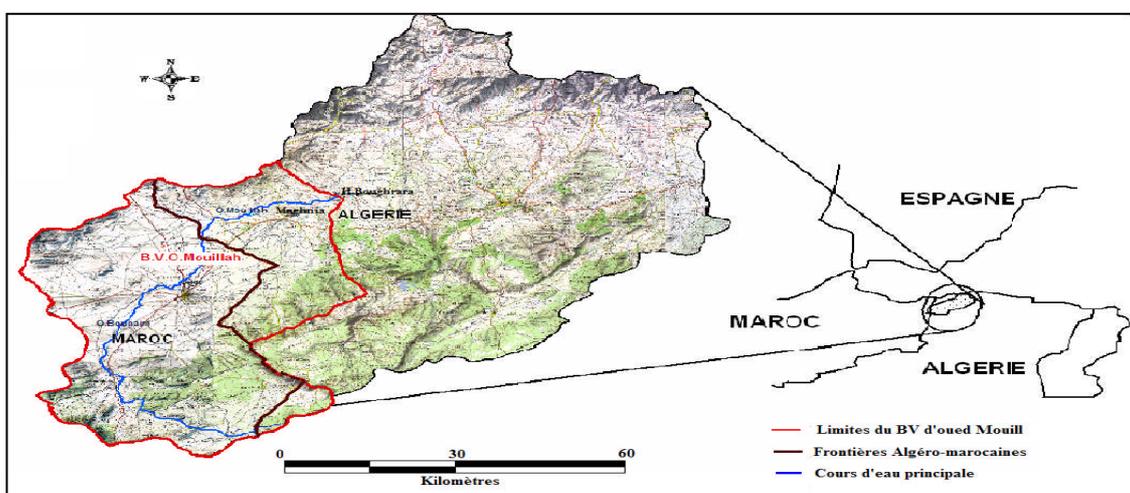


Figure 1. Situation géographique du bassin versant de l'oued Mouillah (Hamlat, 2005).

## 2. Méthodologie et application des résultats

La sécheresse est un phénomène résultant d'un déficit pluviométrique par rapport à une normale. Lorsqu'elle s'étend sur une période plus longue, les précipitations deviennent insuffisantes pour répondre aux besoins humains et environnementaux. Notons que différentes méthodologies existent pour le suivi de la sécheresse. Plusieurs indices quantifiant la vulnérabilité des ressources en eaux ont été développés tels que l'indice de l'écart à la moyenne, l'indice de déficit pluviométrique et l'indice climatique d'humidité. Dans ce travail, nous essayons de caractériser la vulnérabilité des ressources en eaux à l'échelle du bassin versant de l'oued Mouillah par plusieurs indices.

### 2.1 Indice de l'écart à la moyenne (Em)

Cet indice est utilisé pour l'estimation du déficit pluviométrique à l'échelle annuelle. Il est défini par la différence entre la précipitation annuelle « Pi » et la précipitation moyenne annuelle « Pm » (Jouilil et al., 2013).

$$Em = Pi - Pm \quad (1)$$

Cet indice (Em) peut être négatif indiquant une année sèche et déficitaire ; ou positif pour une année humide et excédentaire. Il permet de déterminer et de visualiser les années déficientes et leur succession. La figure 2 présente sa variation pour les cinq stations du bassin étudié. C'est ainsi que les stations de Béni-Boussaid, Maghnia, Sidi-Medjahed et

Bouhrara présentent souvent des déficits durant la période étudiée, ce qui témoigne de la semi-aridité du bassin versant. Cependant la station de Béni-Ouassine présente des années excédentaires de 1967 jusqu'à 1980 et devient déficitaire après.

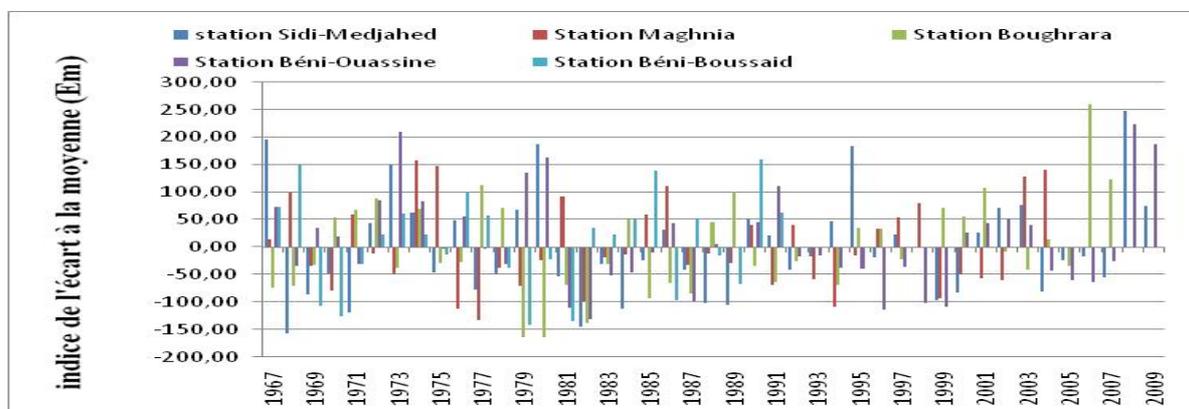


Figure 2. Variation de l'indice de l'écart à la moyenne dans le bassin de Mouillah.

## 2.2 Indice de déficit pluviométrique (IDP)

L'écart proportionnel à la moyenne (IDP), appelé indice de déficit pluviométrique, est utilisé pour situer une précipitation dans une longue série de relevés pluviométrique. Il permet de dégager les tendances humides et sèches d'une station pluviométrique. Il est défini par la relation suivante (Jouilil et al., 2013) :

$$IDP(\%) = \frac{(P_i - P_m)}{P_m} * 100 \quad (2)$$

où  $P_i$  est précipitation annuelle (en mm) et  $P_m$  : précipitation moyenne annuelle (en mm).

La figure 3 représente la variation de l'indice de déficit pluviométrique (IDP) des cinq stations pluviométriques du bassin de Mouillah.

On remarque que pour la période étudiée de 1967 à 2009, la phase humide est comprise entre 1967 et 1975 avec une valeur maximale d'humidité qui dépasse les 90 % dans la station de Béni-Ouassine durant l'année 1973. Par contre la période sèche s'étend de 1976 à 2006, avec une année remarquablement sèche dans les stations Béni-Boussaid et Béni-Ouassine : l'année 1982 affiche un taux inférieur à -30 %, ce qui implique une diminution des ressources en eau superficielle dans la région.

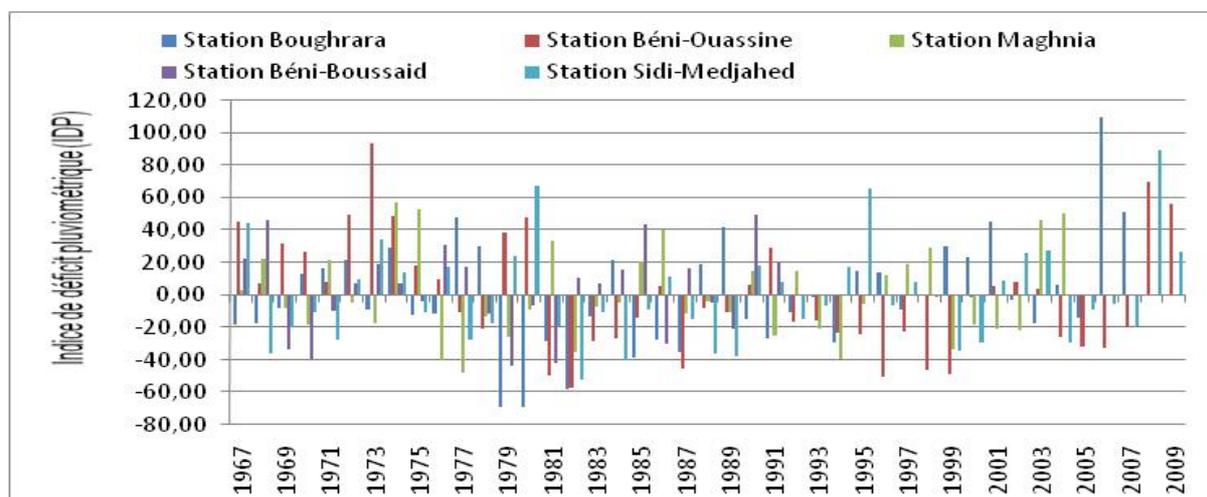


Figure 3. Variation de l'indice de déficit pluviométrique dans le bassin de Mouillah.

Cette figure montre qu'en général, le déficit pluviométrique persiste durant presque toute la période étudiée jusqu'à l'année 2006 là où commence une période relativement humide.

### 2.3 Indice pluviométrique ( $I_p$ )

Cet indice mesure l'écart par rapport à une moyenne établie sur une longue période en se référant aux données des stations. Il est défini par Lamb (1982) :

$$I_p = \frac{(P_i - P_m)}{\sigma} \quad (3)$$

Avec  $P_i$  : la pluviométrie annuelle,  $P_m$  : la pluviométrie moyenne interannuelle sur la période de référence et  $\sigma$  : l'écart type de la pluviométrie sur la période considérée.

Une année est qualifiée d'humide si ce rapport est supérieur à 0 et de sèche s'il est en dessous de 0. Il est utilisé pour situer une pluviométrie dans une longue série de relevés pluviométriques (Lamb, 1982).

La figure 4 présente la variation de l'indice pluviométrique ( $I_p$ ) dans le bassin étudié. On remarque que presque durant toute la période étudiée 1967-2009, notamment celle après 1975, les valeurs sont négatives, ce qui mène à une sécheresse persistante à l'exception des dernières années 2007 et 2008.

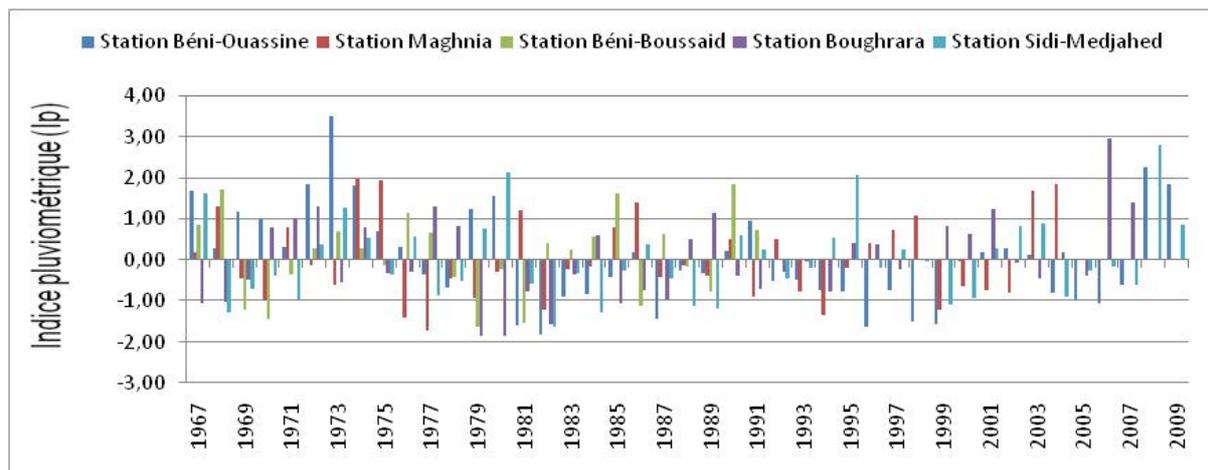


Figure 4. La variation de l'indice pluviométrique dans le bassin de Mouillah.

### 2.4 Indice de précipitation standardisé (SPI)

L'Organisation météorologique mondiale (OMM) a adopté l'indice de précipitations normalisé (SPI) en 2009 comme instrument mondial pour mesurer les sécheresses météorologiques, aux termes de la déclaration de Lincoln sur les indices de sécheresse « L'indice de précipitations normalisé ou standardisé est un indice simple. A la fois puissant et souple, il est basé uniquement sur des données pluviométriques » (Mc Kee et al., 1993 et 1995). Ainsi, il permet de bien vérifier les périodes humides que les périodes sèches. Le SPI compare les précipitations d'une certaine période (1 à 24 mois) à la moyenne des précipitations observées sur le même lieu (Guttmann, 1994 ; Edwards et Mc Kee, 1997).

Le résultat du SPI permet de classer la sécheresse en trois classes. Elle est supposée modérée quand les valeurs du SPI sont comprises entre -1.5 et -1, elle est sévère pour des valeurs entre -2 et -1.5 et au delà de -2, la sécheresse est supposée comme extrême (Jouilil et al., 2013). Les figures 5 et 6 montrent, pour les cinq stations pluviométriques, l'évolution de l'indice des précipitations normalisées «SPI» pour deux pas de temps différents : 1 mois et 12 mois.

Sachant que le SPI\_1mois, est calculé pour estimer l'humidité et la sécheresse du sol, la figure 5 montre que les mois les plus secs, pour les stations pluviométriques de la région étudiée, sont : pour « Béni Boussaid = janvier 1999 », « Boughrara = mars 1981 » et « Maghnia, Sidi Medjahed et Béni Ouassine = décembre 1973 » avec des valeurs comprises entre « -1.73 et -1.98 » indiquant une sécheresse sévère, avec un pourcentage par rapport à la période complète allant de 37 % à 46%. Pour les mois les plus humides, les valeurs estimées par le SPI\_1mois sont 2.7 pour décembre 1985 ; 2.93 pour avril 1974 ; 3.34 pour avril 1975 ; 2.86 pour juin 1980 et 2.84 pour avril 1975 indiquant une humidité extrême.

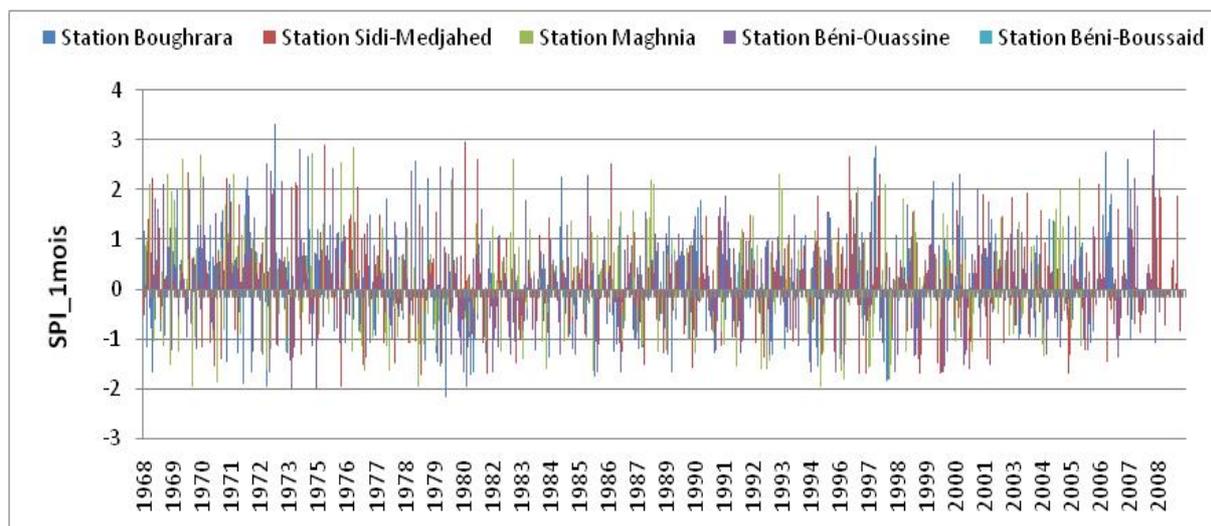


Figure 5. Évolution du SPI avec un pas de temps mensuel (1 mois) dans le bassin Mouillah.

En ce qui concerne l'alimentation en eau potable, l'échelle la plus fréquente est de 12 mois. Le SPI\_12mois (figure 6) dans les stations de Béni-Boussaid, Maghnia, Sidi-Medjahed, Boughrara et Béni-Ouassine, montre que les mois les plus secs sont respectivement : « septembre 1997 avec -2,49 », « novembre 1983 avec -2,9 », « octobre 1982 avec -2,82 », « novembre 1982 avec -3,19 » et « novembre 1995 avec -2,95 ». Ces périodes indiquant une sécheresse extrême, représentent ainsi des pourcentages par rapport à la période complète allant de 49 % à 51%. Pour les mois les plus humides, leurs valeurs sont estimées respectivement à : « 2.29 pour décembre 1985 », « 2.76 pour octobre 1973 », « 2.43 pour avril 1973 », « 1.89 pour avril 1973 » et « 2.53 pour novembre 1973 ». Ces valeurs expriment ainsi une humidité extrême.

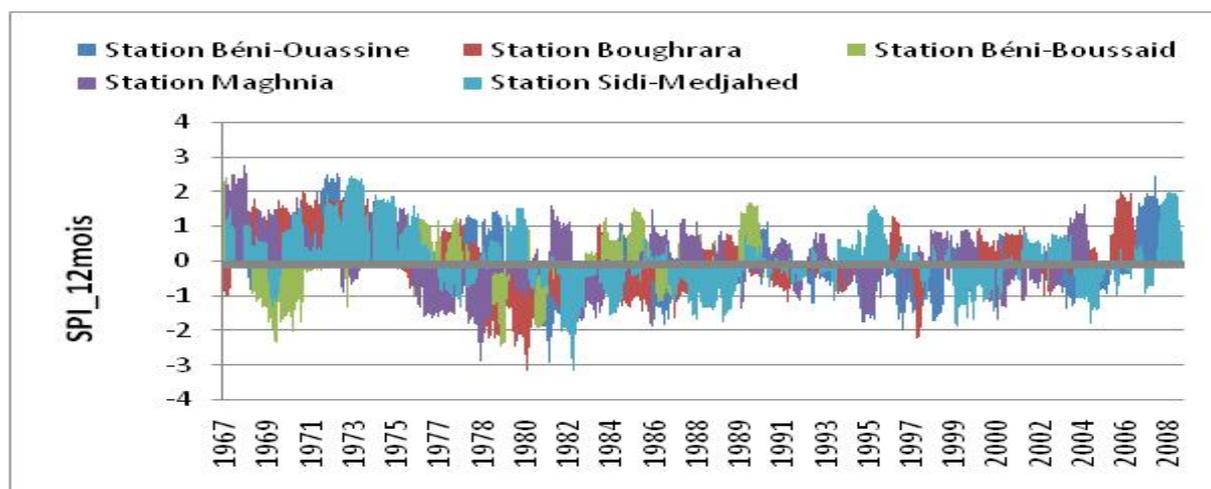


Figure 6. Evolution du SPI avec un pas de temps de 12 mois dans le bassin Mouillah.

## Conclusion

Ce travail montre l'importance de l'étude de la vulnérabilité des ressources en eau face aux changements climatiques. Cette étude de vulnérabilité a permis de tester et d'obtenir des résultats sur les données disponibles de la région et de définir les périodes de sécheresse et d'humidité. Les résultats présentés, en s'appuyant sur les stations pluviométriques du bassin étudié, montrent que :

- La durée et l'intensité de la sécheresse varient considérablement ;
- Le pourcentage d'années sèches calculées avec le SPI dépasse les 50% ;
- L'indice normalisé a permis de mettre en valeur, non seulement, les périodes sèches ou humides mais d'en estimer également leur durée et leur amplitude.

Ce qui permet de dégager par le calcul des indices cités ci-dessus- que durant la période étudiée (1967-2009), la durée de la sécheresse ainsi que son amplitude étaient beaucoup plus importantes que celles de l'humidité. Cette sécheresse météorologique se traduit par une sécheresse hydrologique laquelle, par conséquent, entraîne une réduction des ressources en eau superficielle, ce qui les rend vulnérables et complique leur gestion.

## Bibliographie

Edwards D. C., McKee T. B., 1997. *Characteristics of 20th century drought in the United States at multiple time scale*. Climatology Report No.97-2, Atmospheric Science Paper No.634. Department of Atmospheric Science, Colorado State University.

Guttman B., 1994. On the sensitivity of sample L moments to sample size. *Journal of Climatology*, **7**, 1026-1029.

Hamlat A., 2005. Application du modèle SWAT au bassin versant de la Tafna. Dans *Contribution à la gestion des ressources hydriques des bassins versants (bassin de la Tafna) par l'application du modèle «SWAT»* (pp. 86-130) (Mémoire de maîtrise). Université des sciences et de la technologie d'Oran « MOHAMED BOUDIAF », Oran, Algérie.

Jouilil I., Taji M. A., Amraoui F., Tahiri M., 2013. Variabilité climatique et ressources en eau dans le bassin hydrologique d'Oum ErRbi. *Science Lib Editions Mersenne*, **5**, 1026-1029.

Lamb J.P., 1982. Persistence of Sub-Saharan drought. *J. Nature*, **299**, 46-48.

McKee T. B., Doesken N. J., Kleist J., 15-22 jan. 1995. Drought monitoring with multiple times scales. Dans *American Meteorological Society, 9th conference on Applied Climatology* (pp. 233-236). Dallas, Texas, USA.

McKee T. B., Doesken N. J., Kleist J., 17-22 jan. 1993. The relationship of drought frequency and duration times scales. Dans *American Meteorological Society, 8th conference on Applied Climatology* (pp. 179-184). Anaheim, California, USA.

Meddi H., Meddi M., 2007. Variabilité spatiale et temporelle des précipitations du Nord-Ouest de l'Algérie. *Géographia technica*, **1**, 49-55.

## IMPORTANCE DE LA RESOLUTION SPATIALE ET TEMPORELLE DES APPROCHES REGIONALES DE MODELISATION DU STRESS HYDRIQUE

MILANO M.<sup>1</sup>, REYNARD E.<sup>1</sup>, RUELLAND D.<sup>2</sup>, SERVAT E.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Université de Lausanne, Institut de géographie et durabilité, Bâtiment Géopolis, CH-1015 Lausanne, Suisse. [marianne.milano@unil.ch](mailto:marianne.milano@unil.ch), [emmanuel.reynard@unil.ch](mailto:emmanuel.reynard@unil.ch)

<sup>2</sup>CNRS, HydroSciences Montpellier, Université de Montpellier, Place E. Bataillon, CC MSE, 34095 Montpellier Cedex 5, France, [denis.ruelland@um2.fr](mailto:denis.ruelland@um2.fr)

<sup>3</sup>IRD, Institut Montpellierain de l'Eau et de l'Environnement, Université de Montpellier, Place E. Bataillon, CC MSE, 34095 Montpellier Cedex 5, France, [eric.servat@umontpellier.fr](mailto:eric.servat@umontpellier.fr)

**Résumé** – Les pressions accrues sur les ressources en eau liées aux changements climatiques et sociétaux sont reconnues comme des enjeux mondiaux. Une approche régionale de modélisation intégrée, considérant des scénarios hydrologiques et d'usages de l'eau sous contraintes climatiques et anthropiques, a ainsi été développée. Celle-ci a d'abord été appliquée à l'échelle du bassin méditerranéen au pas de temps annuel, puis à l'échelle du canton de Vaud (Suisse) au pas de temps mensuel. Commune aux deux études, cette approche permet d'identifier les grandes tendances hydro-climatiques et d'usages de l'eau d'ici à l'horizon 2050 ainsi que les régions les plus vulnérables au stress hydrique. Ces études soulignent l'importance de pouvoir représenter les variations régionales et saisonnières de la disponibilité des ressources et des demandes en eau. S'appuyant sur les résultats de ces deux travaux, cette communication vise à discuter de la question de la résolution temporelle et spatiale des approches régionales de modélisation intégrée du stress hydrique.

**Mots-clés** : études régionales, stress hydrique, changements climatiques, demande en eau, vulnérabilité.

**Abstract** – *Importance of the spatial and temporal resolution of regional integrated models assessing water stress.* Increasing water tensions due to climatic and societal changes are recognized as world water stakes. A regional integrated modeling approach was developed taking into account evolution in water resources availability and water demands. It was first applied to the Mediterranean basin at a yearly time scale and then to the canton of Vaud (Switzerland) at a monthly time scale. This method identifies hydro-climatic and water use trends by the 2050 horizon as well as the areas most prone to water stress. These studies highlight the importance to represent regional and seasonal variations of water resources availability and water demands. Based on the results of these two assessments, this paper aims to discuss the spatial and temporal resolution of regional integrated models assessing water stress.

**Keywords:** regional studies, water stress, climate changes, water needs, vulnerability.

### Introduction

Les pressions accrues sur les ressources en eau liées aux changements climatiques et anthropiques ainsi que les compétitions entre usages de l'eau sont reconnues comme des enjeux mondiaux. Afin de souligner la nécessité de définir des politiques de mitigation et d'adaptation aux changements climatiques, des approches visant à évaluer le stress hydrique au niveau global ont été mises en œuvre (Alcamo et al., 2007 ; Menzel & Matovelle, 2010). Fondées sur des estimations globales des ressources et des demandes en eau, ces approches ne permettent toutefois pas d'intégrer correctement les impacts des activités humaines sur les hydrosystèmes. C'est pourquoi une approche régionale de modélisation intégrée, considérant des scénarios hydrologiques et d'usages de l'eau sous contraintes climatiques, a été développée (Milano et al., 2012 ; 2015). Celle-ci a été appliquée dans deux contextes différents : le bassin méditerranéen, défini comme un « hot-spot » de crise de l'eau, et le canton de Vaud, territoire situé dans un environnement de montagne où des épisodes locaux de pénurie d'eau émergent. A partir des résultats de ces deux études conduites indépendamment, cette communication vise à discuter de l'importance de la résolution spatiale et temporelle des approches régionales de modélisation du stress hydrique.

## 1. Zones d'étude

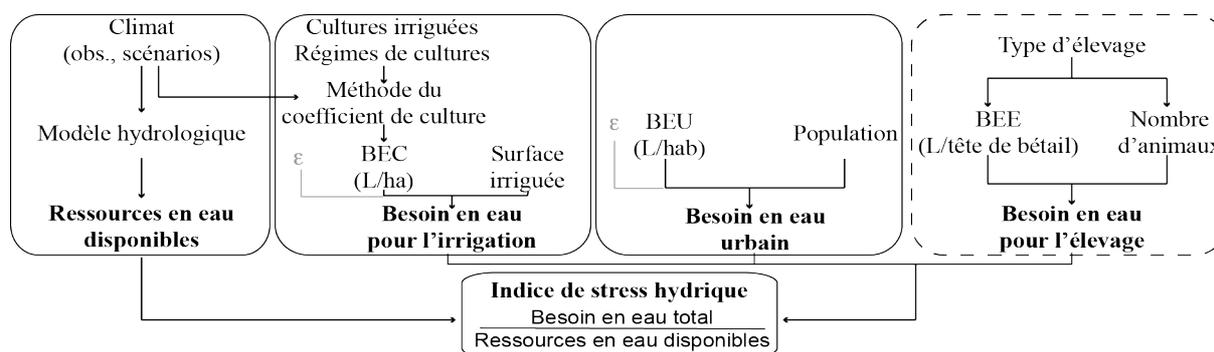
Le bassin méditerranéen a été défini par 73 groupes de bassins versants (Nil exclu) dont les exutoires se situent en mer Méditerranée. Cet espace recouvre une surface de 1,5 millions de km<sup>2</sup>. Son climat est caractérisé par des hivers doux et humides et des étés chauds et secs, avec, du Sud au Nord, des températures moyennes comprises entre 18.5 et 12.5°C et des précipitations annuelles moyennes comprises entre 315 et 820 mm/an (période 1980–2000 ; Milano et al., 2012). Cette inégale répartition des précipitations influence la répartition des ressources en eau dont 84.2 % se situent dans les bassins du Nord contre 10 % et 5,8 % dans les bassins versants situés respectivement au sud et à l'est. Le bassin méditerranéen est également marqué par une importante expansion urbaine liée à une population croissante, menaçant les terres agricoles pour lesquelles l'irrigation est de plus en plus utilisée.

Le canton de Vaud, situé en Suisse occidentale, couvre une surface de 2 822 km<sup>2</sup> et s'étend sur les trois régions naturelles de la Suisse (Jura, Plateau, Alpes). Neuf bassins versants dont la superficie est supérieure à 30 km<sup>2</sup> ont été considérés, représentant ainsi 67 % de la superficie du canton. Le climat est doux et humide sur le Plateau, avec une température moyenne de 9°C et des précipitations annuelles moyennes variant entre 800 et 1200 mm/an (période 1985–2005 ; Milano et al., 2015). Dans les massifs jurassiens et alpins, le climat est plus froid et plus humide, avec une température moyenne de 6.5°C et des précipitations annuelles moyennes variant entre 1075 et 1200 mm/an. Le canton est également marqué par des activités anthropiques diversifiées, avec un étalement urbain croissant dans les régions de l'arc lémanique et du lac de Neuchâtel, des plaines agricoles pour lesquelles l'irrigation est de plus en plus mobilisée et des prairies d'altitude favorables à l'élevage.

## 2. Méthode

### 2.1 Méthodologie régionale mise en œuvre

Afin d'évaluer l'évolution des pressions exercées sur les ressources en eau, une modélisation intégrée a été mise en place (Fig. 1). Celle-ci vise tout d'abord à évaluer la disponibilité des ressources en eau puis les besoins en eau des principaux secteurs d'activités pour chacun des bassins versants considérés. Ces variables sont ensuite confrontées au travers d'un indicateur renseignant sur l'état du stress hydrique, c'est-à-dire sur le niveau d'exploitabilité des ressources en eau (Shiklomanov, 1991).



**Figure 1.** Approche méthodologique générale. BEC – besoin en eau unitaire des cultures irriguées ; BEU – besoin en eau unitaire urbain ; BEE – besoin en eau unitaire selon le type d'élevage ;  $\varepsilon$  - coefficient d'efficacité hydraulique mobilisé dans le cas méditerranéen ; - - - module mobilisé dans le cas suisse.

Cette méthode a dans un premier temps été appliquée sur une période représentative du climat passé (1971–1990 en Méditerranée, Milano et al. 2012 ; 1985–2005 dans le canton de Vaud, Milano et al., 2015) afin de déterminer l'état actuel des pressions exercées sur les ressources en eau, puis à moyen terme (2041–2060 en Méditerranée ; 2051–2070 dans le canton de

Vaud) afin d'évaluer les impacts des changements climatiques et anthropiques sur l'évolution du stress hydrique.

## **2.2 Estimation des ressources en eau disponibles**

### **2.2.1 Outils mobilisés pour le cas méditerranéen**

Les écoulements mensuels ont été simulés selon le modèle de bilan hydrologique conceptuel Water Balance Model (Yates, 1997) en utilisant une distribution des bassins versants en un maillage régulier au demi-degré carré. Les données de précipitations et températures mensuelles nécessaires en entrée du modèle ont été extraites de la base de donnée mondiale CRU TS 2.1 (Mitchell & Jones, 2005). Les scénarios climatiques futurs ont été générés à partir des sorties de quatre modèles climatiques globaux (GCMs) selon le scénario d'émission de gaz à effet de serre A2 d'après la méthode des deltas (IPCC, 2007).

### **2.2.2 Outils mobilisés pour le cas vaudois**

Dans le cadre du canton de Vaud, le modèle semi-distribué PREVAH (Viviroli et al., 2007) a été appliqué au pas de temps journalier pour une meilleure représentation des processus hydrologiques de montagne. Les données climatiques passées ont été extraites de la base de données climatique suisse (MeteoSuisse, 2008) puis interpolées selon la méthode de pondération inverse à la distance avec élimination des tendances (Viviroli et al., 2007). Les changements climatiques futurs proviennent de scénarios climatiques suisses construits avec la méthode des deltas à partir de dix modèles climatiques régionaux sous contrainte du scénario d'émission de gaz à effet de serre A1B (Bosshard et al., 2011; CH2011, 2011).

## **2.3 Estimation des besoins en eau**

Les besoins en eau pour l'irrigation et les besoins en eau domestiques ont été considérés dans les deux études. Ils prennent en compte l'approvisionnement en eau des secteurs urbains et ruraux, ainsi que des industries raccordées aux réseaux d'eau potable. Dans les bassins versants méditerranéens, ces valeurs ont été évaluées au pas de temps annuel, faute de données plus fines, puis corrigées d'un coefficient d'efficacité hydraulique (PNUE-PAM, 2006) dans le but d'obtenir des estimations de prélèvements en eau. Dans l'étude menée sur le canton de Vaud, ils ont été évalués au pas de temps mensuel et les besoins en eau pour l'élevage ont également pu être estimés. Concernant les projections futures, les impacts des changements climatiques sur les besoins en eau des plantes ont été évalués au moyen du modèle CROPWAT (Allen et al., 1998), tandis qu'un scénario d'extrapolation tendanciel de la croissance démographique et de l'évolution des cheptels a été utilisé pour estimer les besoins en eau domestiques et les besoins en eau pour l'élevage.

## **3. Résultats**

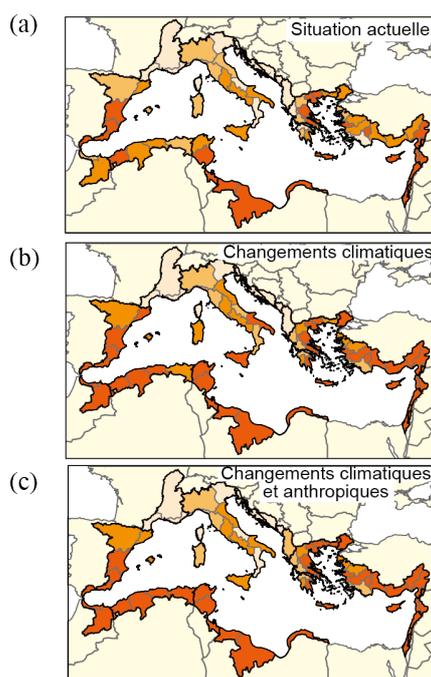
### **3.1 Evolution du stress hydrique en Méditerranée**

Le bassin méditerranéen est actuellement en situation de stress hydrique important (Fig. 2.1a). Les régions les plus vulnérables concernent le Sud de l'Espagne, la Tunisie, la Libye et le Sud-Est de la Méditerranée. Ces régions se caractérisent par des besoins en eau élevés et des ressources en eau disponibles faibles. Les bassins du Nord de l'Italie, de l'Ouest de la Grèce et de l'Ebre en Espagne sont en situation de stress hydrique modéré tandis que les bassins méditerranéens en France et dans les Balkans sont en situation de confort.

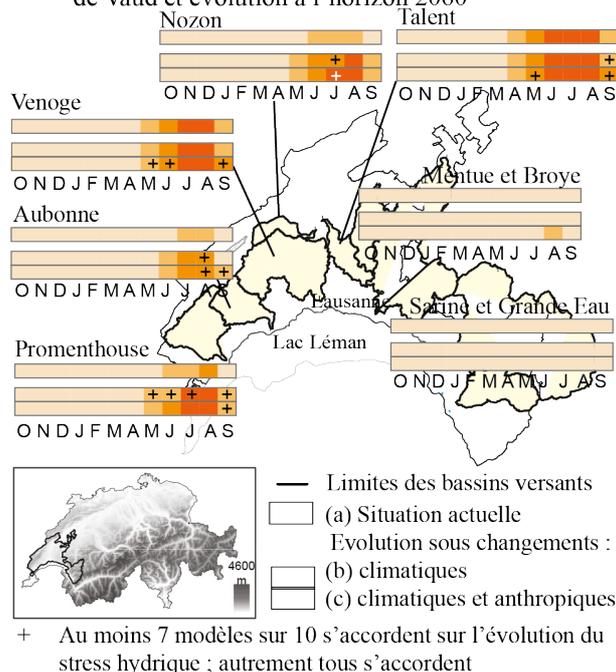
A moyen terme, les températures pourraient augmenter de 1,5 à 2,5°C et les précipitations diminuer de 5 à 20 % sur l'ensemble du bassin méditerranéen, provoquant des épisodes de sécheresse plus longs et plus intenses. Les plus importantes variations devraient être

observées en Espagne, au Maroc, en Algérie et au Proche-Orient, où une diminution de 20–40 % des précipitations est projetée. Ces variations climatiques devraient induire une diminution de 15–35 % des ressources en eau sur la rive Nord et de plus de moitié sur les autres bassins. Ces variations hydro-climatiques devraient provoquer une détérioration du stress hydrique de modéré à sévère sur la rive Nord (Fig. 2.1b). Seuls les bassins méditerranéens en France et dans les Balkans devraient maintenir une situation de confort. Sur l'ensemble des bassins versants des rives Sud et Est de la Méditerranée, une situation de pénurie devrait apparaître. En considérant également les projections anthropiques (croissance démographique, accroissement des surfaces irriguées), 70 % du bassin méditerranéen pourrait se situer dans un contexte de stress hydrique élevé, voire de pénurie (Fig. 2.1c).

2.1 Situation actuelle du stress hydrique dans le bassin méditerranéen et évolution à l'horizon 2050



2.2 Situation actuelle du stress hydrique dans le canton de Vaud et évolution à l'horizon 2060



**Figure 2.** Situation actuelle du stress hydrique dans le bassin méditerranéen et dans le canton de Vaud (a) et évolution à moyen terme sous contraintes climatiques (b) et sous l'effet conjugué des changements climatiques et anthropiques (c).

**3.2 Evolution du stress hydrique dans le canton de Vaud**

Dans le canton de Vaud, un net contraste est visible entre l'Est et l'Ouest du territoire (Fig. 2.2a). Les bassins situés à l'Est sont actuellement en situation de confort et cette situation devrait se maintenir à moyen terme. En effet, ces bassins bénéficient d'eau suffisamment abondante pour satisfaire les besoins en eau grâce aux précipitations élevées et la fonte des neiges au printemps et en été. L'Ouest du canton, quant à lui, subit actuellement une situation de stress hydrique modéré pendant la saison estivale, voire même de pénurie dans les bassins de la Venoge et du Talent. Ceci est lié à des besoins urbains et d'irrigation élevés, représentant plus de 40 % des besoins annuels, associés à un régime hydrologique pluvial.

A moyen terme, les températures pourraient augmenter de 2–3°C sur l'année et de 3–4°C en été. Dans les régions alpines et du Plateau, les volumes précipités devraient peu évoluer mais la proportion de précipitations sous forme liquide devrait augmenter par rapport aux

précipitations sous forme solide. Dans la région lémanique et jurassienne, les précipitations devraient augmenter de 10–30 %, avec une proportion de pluie plus importante que de neige. Les écoulements devraient donc augmenter en automne et en hiver (15–30 %) et diminuer en été (25–35 %). La fonte des neiges risque de n'être plus suffisante pour soutenir les basses eaux, entraînant des étiages plus longs et plus sévères. Les bassins de la région lémanique et jurassienne devraient donc subir un stress hydrique modéré dès le mois de mai et un stress important les mois d'été (Fig. 2.2b). En considérant également les projections anthropiques, des situations de stress hydrique important devraient apparaître en juin et septembre et des situations de pénurie en juillet et août (Fig. 2.2c).

#### 4. Discussion

Cette synthèse offre une vision régionale de la vulnérabilité des ressources en eau face aux changements climatiques et anthropiques. La hausse des températures et l'évolution saisonnière des précipitations devraient diminuer ou modifier la distribution saisonnière des ressources en eau disponibles et provoquer des étiages plus longs et plus sévères. Combinées à des pressions anthropiques croissantes, les situations de stress hydrique sévère voire de pénurie devraient s'accroître dans l'ensemble du bassin méditerranéen mais également durant la période estivale dans les régions tempérées de moyenne montagne telles que le canton de Vaud. Appliquée dans deux régions géographiques différentes, l'approche développée montre sa capacité à être facilement adaptée et transférée dans différents contextes. Néanmoins, au-delà des limites traditionnelles des approches intégrées (équifinalité des paramètres hydrologiques, estimation statistique des besoins en eau, influence des stratégies économiques et politiques sur les usages), ces travaux soulignent l'importance du choix de l'espace géographique et du pas de temps étudiés.

Par rapport aux études globales, les approches régionales permettent d'intégrer des spécificités et enjeux régionaux, tels que des stratégies d'adaptation. La capacité de ces dernières à réduire les tensions d'usages de l'eau peut ainsi être évaluée (Milano et al., 2012). Les approches régionales ont ainsi l'avantage de fournir aux décideurs un champ d'action plus précis. *A contrario*, elles ne permettent pas de considérer explicitement les particularités locales spécifiques à un bassin versant (par exemple les stocks d'eau souterrains ou artificiels, types d'usages locaux et priorités d'allocation) de part la diversité des territoires étudiés. Ceci est aussi lié à une volonté de proposer une méthode commune à un ensemble de bassins versants, favorisant ainsi les comparaisons.

La disponibilité de données homogènes sur l'ensemble des territoires complexifie également une approche dynamique et fine du stress hydrique dans le temps. A l'échelle du bassin méditerranéen, la vulnérabilité des territoires au stress hydrique n'a pu être évaluée qu'au pas de temps annuel. Les espaces plus petits, tels que le canton de Vaud, permettent d'accéder à davantage de données à un pas de temps plus fin, favorisant une analyse saisonnière. Par ailleurs, les variations hydro-climatiques futures sont évaluées sur une moyenne de 20 ans, masquant la variabilité interannuelle. Afin de pouvoir l'intégrer dans la démarche ou évaluer la probabilité d'occurrence d'épisode de sécheresse à moyen terme, des scénarios climatiques s'appuyant sur d'autres techniques statistiques de désagrégation spatiale des GCMs devraient être considérés (voir par ex. van Pelt et al., 2012). Ceci permettrait aussi d'évaluer l'évolution des besoins en eau, notamment pour l'irrigation, selon si l'année est sèche ou humide. La méthode des deltas, mobilisée dans ces travaux, extrait les tendances des modèles climatiques et les applique sur des chroniques observées de températures et précipitations. Cette méthode est considérée comme adéquate pour étudier l'impact des changements climatiques sur la variabilité saisonnière des ressources et besoins en eau.

## Conclusion

Les approches régionales permettent (i) de définir les grandes tendances évolutives du stress hydrique, (ii) d'identifier les régions les plus vulnérables et (iii) d'en déterminer les principales causes. Elles encouragent par la suite à se concentrer sur les bassins identifiés comme les plus sensibles. Les approches plus locales permettent en effet une représentation plus fine de la complexité spatiale des hydrosystèmes et de leur fonctionnement hydraulique. Les espaces institutionnels de gestion, qui ne correspondent pas toujours aux limites du bassin versant, ainsi que les règles de gestion locales parfois complexes sont également plus faciles à intégrer à ces échelles. Enfin, c'est au niveau local que les besoins en eau sont évalués, favorisant une meilleure appréhension de leur dynamique spatiale et temporelle ainsi que la détermination des facteurs les influençant. Dès lors, les démarches locales offrent une vision complémentaire et contribuent davantage à l'élaboration de plans d'actions locaux.

## Bibliographie

- Alcamo J., Florke M., Marker M., 2007. Future long-term changes in global water resources driven by socio-economic and climatic changes. *Hydrol. Sci. J.*, **52**, 247-275.
- Allen R., Pereira L., Raes D., Smith M., 1998. Crop evapotranspiration – guidelines for computing crop water requirements. *FAO Irrigation and drainage paper*, **56**, 300 p.
- Bosshard T., Kotlarski T., Ewen T., Schär C., 2011. Spectral representation of the annual cycle in the climate change signal. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **15**, 2777-2788.
- CH2011, 2011. *Swiss Climate Change Scenarios CH2011*. Zurich, C2SM, MeteoSwiss, ETH, NCCR Climate and OcCC, 88 p.
- IPCC, 2007. Climate Change 2007: the physical science basis. In Solomon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K., Tignor M., Miller H. (éds). *Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, Cambridge University Press, 1008 p.
- Menzel L., Matovelle A., 2010. Current state and future development of blue water availability and blue water demand: a view at seven case studies. *J. Hydrol.*, **384**, 245-263.
- MeteoSuisse, 2008. *Séries chronologiques de variables météorologiques*. Zurich, Office fédéral de météorologie et de climatologie. Disponible sur : [www.meteoswiss.admin.ch](http://www.meteoswiss.admin.ch) (consulté en janvier 2015).
- Milano M., Ruelland D., Fernandez S., Dezetter A., Fabre J., Servat, E., 2012. Facing climatic and anthropogenic changes in the Mediterranean region: What will be the medium-term impact on water stress? *C.R. Geoscience*, **344**, 432-440.
- Milano M., Reynard E., Köplin N., Weingartner R., 2015. Climatic and anthropogenic changes in Western Switzerland: Impacts on water stress. *Sci. Total Environ.*, **536**, 12-24.
- Mitchell T., Jones, P., 2005. An improved method of constructing database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. *Int. J. Climatol.*, **25**, 693-712.
- PNUE-PAM, 2006. *Stratégie méditerranéenne pour le développement durable*. Athènes, PNUE-PAM, 64 p.
- Shiklomanov I., 1991. The World's water resources. In UNESCO (éd.). *Proc. Int. Symp. to commemorate 25 Years of the IHP*. Paris, UNESCO/IHP, 93-126.
- van Pelt S., Beersma J., Buisants T., van der Hurk B., Kabat P., 2012. Future changes in extreme precipitation in the Rhine basin based on global and regional climate model simulations. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **16**, 4517-4530.
- Viviroli D., Gurtz J., Zappa M., 2007. *The hydrological modelling system PREVAH*. University of Bern, Institute of Geography, Geographica Bernensia P40.
- Yates D., 1997. Approaches to continental scale runoff for integrated assessment models. *J. Hydrol.*, **201**, 289-310.

## LES CARACTERISTIQUES CLIMATIQUES DE LA CRISE HYDRIQUE DE 2013-2014 DANS LA REGION METROPOLITAINE DE SAO PAULO, BRESIL

MIRANDA G. M.<sup>1</sup>, REYNARD E.<sup>1</sup>, MILANO M.<sup>1</sup>, GUERRIN J.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Université de Lausanne, Institut de géographie et durabilité, Bâtiment Géopolis, CH-1015 Lausanne, Suisse, graziele.munizmiranda@unil.ch, emmanuel.reynard@unil.ch, marianne.milano@unil.ch, joana.guerrin@unil.ch

**Résumé** – La région métropolitaine de São Paulo a vécu une situation de crise hydrique aiguë durant les années 2013 et 2014, qui s'est traduite par des interruptions d'approvisionnement en eau potable de certaines villes et industries. Dans la littérature, cette crise est souvent attribuée à une diminution exceptionnelle des précipitations couplée à des températures élevées. Après avoir caractérisé le climat régional, cette étude analyse l'évolution à long terme (1944-2015) de la pluviométrie et des débits du Piracicaba, l'un des bassins versants alimentant en eau la métropole. La pluviométrie, les températures et les débits de la période 2013-2015 sont ensuite confrontés aux normes climatologiques et hydrologiques et à l'évolution à long terme du climat et de l'hydrologie. On conclut que la période 2013-2015 a certes été relativement sèche, mais qu'elle n'est pas exceptionnelle à l'échelle des 70 dernières années. Les causes de la crise hydrique de 2013-2014 doivent donc être cherchées ailleurs que dans la seule situation climatique.

**Mots-clés** : stress hydrique, crise hydrique, normes climatologiques, São Paulo, Brésil

**Abstract** – *Climatological characteristics of the 2013-2014 water crisis in São Paulo Metropolis, Brazil.* São Paulo metropolitan region experienced an acute water crisis in the years 2013 and 2014, which resulted in interruptions of drinking water supply for some cities and industries. In the literature, this crisis is generally attributed to an exceptional decrease in rainfall coupled with high temperatures. After characterizing the regional climate, this study analyses the long-term evolution (1944-2015) of rainfall and flow rates in the Piracicaba River, one of the basins that supply water to the metropolis. Rainfall, temperatures and flow rates of the 2013-2015 period are then confronted to the climatic and hydrological norms, and the long-term evolution of climate and hydrology. The main conclusion is that the 2013-2015 period has indeed been relatively dry, but is not unique according to the past 70 years. The origin of the 2013-2014 water crisis is not only related to the climatic situation, other factors must be addressed.

**Keywords**: water stress, water crisis, climatological norms, São Paulo, Brazil

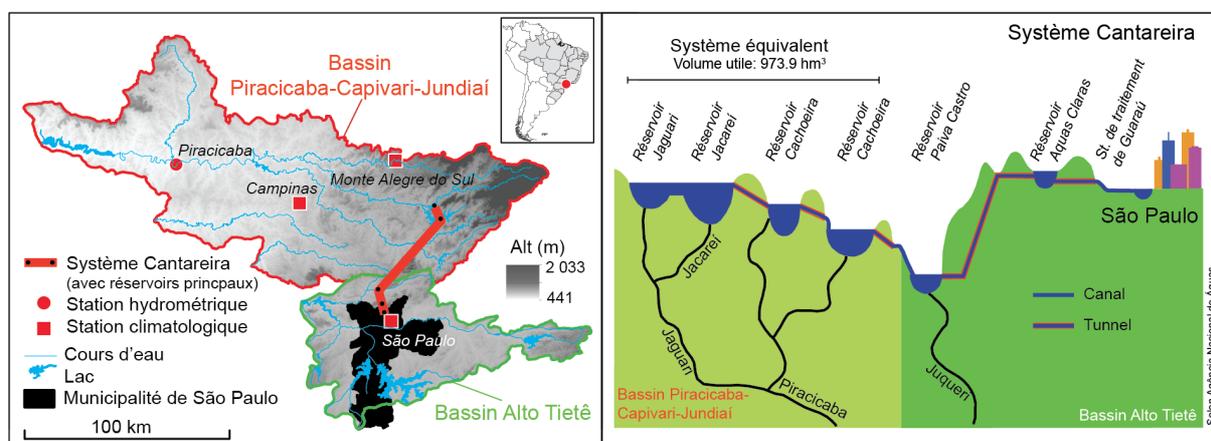
### Introduction

Plusieurs municipalités de la région métropolitaine de São Paulo ont vécu une crise hydrique sans précédent durant les années 2013 et 2014 (Agência Nacional de Águas, 2014 ; Jacobi et al., 2015). Cette crise s'est traduite par des difficultés d'approvisionnement en eau potable dans plusieurs villes et l'interruption de l'activité de certaines industries dans la plus importante région économique du pays. Le principal système d'approvisionnement en eau de la métropole est le système Cantareira, qui permet le transfert de 31 m<sup>3</sup>/s d'eau depuis la région métropolitaine de Campinas, dans les bassins versants Piracicaba, Capivari et Jundiá (PCJ), vers la région métropolitaine de São Paulo (Fig. 1). Durant les années 2013 et 2014, les volumes d'eau stockés dans les réservoirs ont fortement diminué et le « volume mort » (c'est-à-dire l'eau stockée en dessous des cotes de prélèvement et donc en principe non mobilisable) a dû être utilisé pour l'approvisionnement en eau. Selon la presse brésilienne et internationale, la principale cause de cette crise est à chercher dans le manque exceptionnel de précipitations et l'augmentation des températures, ce qui aurait provoqué une diminution considérable du volume stocké dans le système Cantareira. Cette étude vise ainsi à préciser les caractéristiques climatiques de la crise hydrique.

## 1. Zone d'étude et méthodes

La région métropolitaine de São Paulo compte 20 millions d'habitants et se situe dans le bassin versant Alto-Tietê (Fig. 1), considéré comme l'un des plus problématiques du pays à cause de l'urbanisation intense et de la détérioration de la qualité des rivières (Agência Nacional de Águas, 2014). Afin de pallier aux difficultés d'approvisionnement en eau dans les années 1960, un système de transfert interbassins, le système Cantareira (Fig. 1), a été développé à partir de 1966 et mis en eau pour la première fois en 1976. Il s'agit de l'un des plus grands systèmes de transfert d'eau au monde, formé de six réservoirs – Jaguari, Jacareí, Cachoeira, Atibainha, Paiva Castro et Águas Claras – couvrant une superficie de 22 579.5 km<sup>2</sup> sur le territoire de 12 municipalités, à cheval sur les états de Minas Gerais et de São Paulo. Les quatre premiers réservoirs – situés dans le bassin PCJ, dans la métropole de Campinas – forment un ensemble unique appelé Système équivalent, dont le volume utile maximal est de l'ordre de 973,9 hm<sup>3</sup> (Consórcio PCJ, 2013 ; Agência Nacional de Águas, 2014). Des galeries transfèrent les eaux du bassin PCJ vers la rivière Juqueri, dans le bassin Alto Tietê. Elles sont ensuite stockées dans le réservoir Paiva Castro, puis pompées dans le réservoir Águas Claras, à partir duquel elles sont traitées pour permettre d'approvisionner 45% de la population de la région métropolitaine de São Paulo, soit 8.8 millions d'habitants (Artigo 19 Brasil, 2014). Le système est géré par la société de l'eau et de l'assainissement de l'Etat de São Paulo (SABESP) qui alimente en eau et traite les eaux usées de plus de la moitié des 645 municipalités de l'Etat de São Paulo.

Nous avons mené trois types d'analyses : (1) une caractérisation du climat et de l'hydrologie des bassins étudiés ; (2) une étude de l'évolution sur plusieurs décennies des paramètres climatiques et hydrologiques ; (3) une analyse plus ciblée de la situation des années 2013–2015. Les données climatiques (précipitations, températures) et hydrologiques (débits) proviennent respectivement de l'Institut national de météorologie (Instituto Nacional de Meteorologia – INMET) et du Département des eaux et de l'énergie électrique de l'Etat de São Paulo (Departamento de Águas e Energia Elétrica de São Paulo – DAEE). Les données des stations suivantes (Fig. 1) ont été exploitées : des données de température et de précipitations de la station de São Paulo (Mir. de Santana ; BZ-83781) pour la période 1961–2015 (avec une lacune en 1983) ; des données pluviométriques de la station de Monte Alegre do Sul (D3-027) pour la période 1943–2015 ; des chroniques de débits de la station hydrométrique de Piracicaba (4D-007) pour la période 1944–2015. Nous avons également utilisé les données des stations météorologiques de Campinas (BZ-83729) et São Paulo - Horto Florestal (BZ-83856) pour la période 1961–1990, à titre de comparaison.

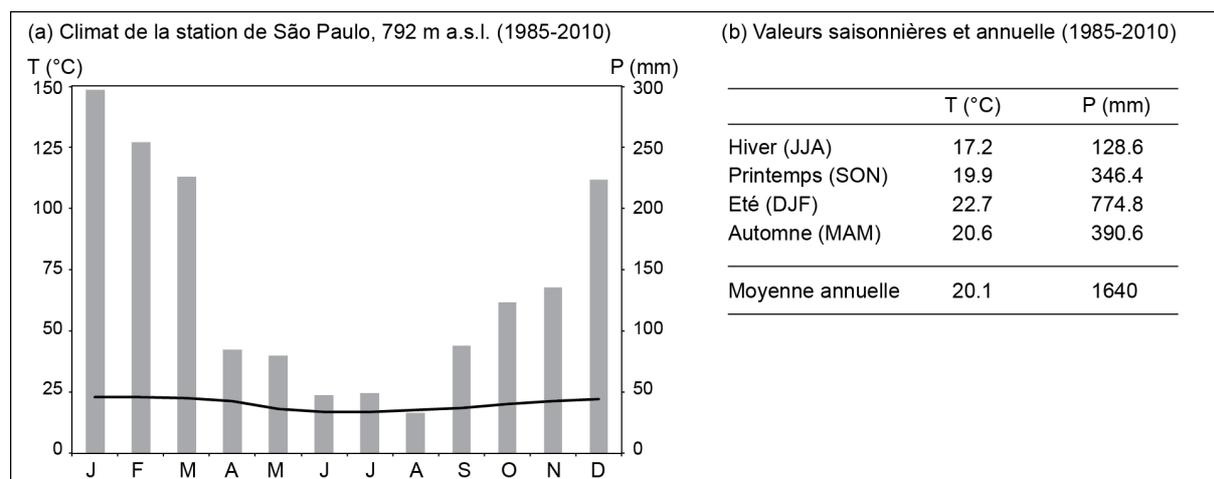


**Figure 1.** A gauche : situation des bassins versants étudiés, de la région métropolitaine de São Paulo et du Système Cantareira ; à droite : coupe simplifiée du Système Cantareira.

## 2. Résultats

### 2.1 Caractérisation climatique

Le climat régional est caractérisé à partir des données de la station climatologique de São Paulo (Mir. de Santana) sur la période 1985–2010 (Fig. 2). Cette période de 26 ans a été choisie car les données de l'année 1984 sont incomplètes et afin de se calquer au mieux sur la norme climatologique internationale (1981–2010). Cette période permet également de ne pas empiéter sur les trois années concernées par la crise hydrique. L'Etat de São Paulo jouit d'un climat tempéré avec des variations géographiques allant d'un climat humide à été très chaud (type Cfa selon la classification de Köppen-Geiger ; Peel et al., 2007), humide à été chaud (Cfb) et à un climat à hiver sec et été très chaud (Cwa). A São Paulo, les températures moyennes sont régulières et les normes saisonnières oscillent entre 17.2°C en hiver et 22.7°C en été, pour une moyenne annuelle de 20.1°C (Fig. 2a). Les précipitations annuelles moyennes sont relativement abondantes et s'élèvent à 1640 mm, avec une saison sèche en hiver et une saison humide en été (Fig. 2b). Les mois de décembre à mars sont les plus arrosés, le mois de janvier cumulant à lui seul près de 300 mm, alors que les mois d'avril à septembre sont les plus secs, avec un minimum de précipitations en août (32.5 mm en moyenne pour la période ; Fig. 2). La période 1961–1990 a été un peu plus sèche (moyenne annuelle des précipitations : 1441 mm) et un peu plus fraîche (température moyenne annuelle : 19.2°C). Toujours pour la période 1961–1990, les normes de la station de São Paulo (Horto Florestal) présentent des valeurs moyennes annuelles de 18.5°C pour les températures et de 1591 mm pour les précipitations.



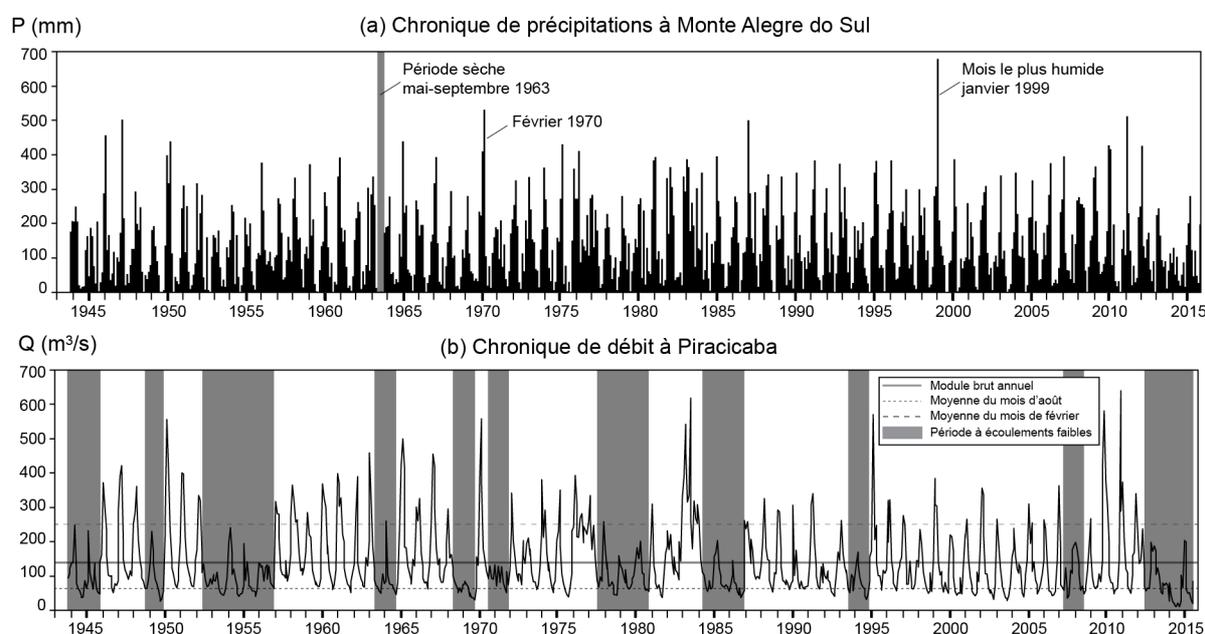
**Figure 2.** a) Climogramme de la station de São Paulo (Mir. de Santana) pour la période 1985–2010 ; b) Valeurs saisonnières et annuelles de température et précipitations de la station de São Paulo (Mir. de Santana) pour la période 1985–2010 (Source des données : Instituto Nacional de Meteorologia – INMET).

Le climat des bassins PCJ est assez proche de celui régnant à São Paulo. Les valeurs de températures et précipitations annuelles moyennes pour la période 1961–1990 sont de 20.7°C et de 1358 mm, respectivement, à la station de Campinas (altitude : 678 m), de 18.9°C et de 1447 mm à la station de Monte Alegre do Sul (altitude : 771 m). A cette dernière station, les précipitations annuelles moyennes s'élèvent à 1664 mm durant la période 1981–1990. Cela permet de conclure que tant dans le bassin PCJ que dans celui du Alto Tietê, la pluviométrie a été plus élevée (de l'ordre de 200 mm par an) durant la période 1981–2010 que durant la période 1961–1990. La crise hydrique des années 2013–2014 semble donc avoir été précédée d'une période relativement humide pendant trois décennies.

## 2.2 Evolution de la pluviométrie et des débits depuis 1944

Sur la base de chroniques pluviométriques de la station de Monte Alegre do Sul et de chroniques de débit de la rivière Piracicaba à Piracicaba (Fig. 1), nous étudions l'évolution de la pluviométrie et des débits mensuels entre octobre 1943 et septembre 2015 (Fig. 3). Aucune tendance à long terme ne se dégage. Une droite de régression linéaire a été calculée pour les deux chroniques. Les coefficients de corrélation ne sont que de 0.002 et 0.007, respectivement. La stationnarité des chroniques observées a été testée en appliquant une série de tests statistiques : tests de Pettitt (1979), Lee & Heghinian (1977) et Buishand (1984) ainsi que la segmentation de Hubert et al. (1989). Ces tests recherchent une rupture dans les chroniques en testant une hypothèse de stationnarité. Pour les précipitations, ils ont mis en évidence les mois de janvier 1999 et février 1970, mois très humides qui ont totalisé 678 mm et 532 mm, respectivement, soit 245 % et 253 % des précipitations moyennes des mois de janvier et février pour la période considérée.

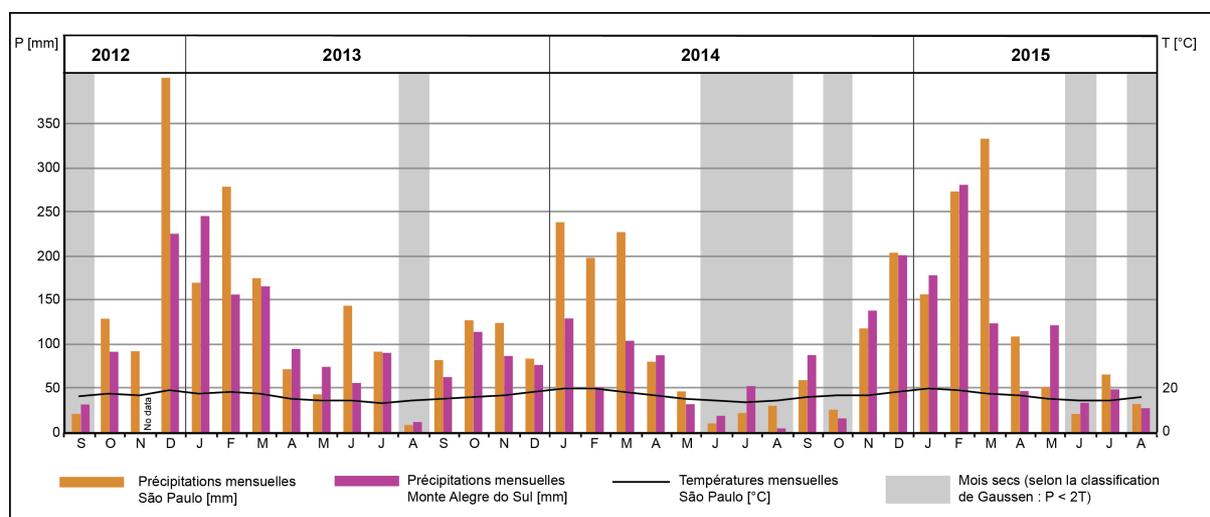
Le module brut du Piracicaba pour la période 1944–2015 est de 138 m<sup>3</sup>/s. Le mois d'août présente les débits mensuels moyens les plus bas (68 m<sup>3</sup>/s), alors que les débits mensuels moyens les plus élevés ont lieu en février (253 m<sup>3</sup>/s ; Fig. 3). Les différents tests statistiques ont mis en évidence les années hydrologiques (octobre à septembre) 1983 et 2010, des années aux écoulements particulièrement élevés avec des débits annuels moyens de 342 m<sup>3</sup>/s et 205 m<sup>3</sup>/s, soit 2.5 et 0.5 fois supérieurs au module de la période. Par ailleurs, les périodes présentant des écoulements faibles – durant lesquelles les débits moyens hivernaux sont inférieurs au débit moyen du mois d'août pour la période et sont suivis de mois estivaux dont les débits mensuels moyens sont inférieurs à la moyenne du mois de février pour la période – ont été identifiées (en grisé sur la figure 3). Avec un module de 79 m<sup>3</sup>/s, la période 2013–2015 est l'une de ces périodes mais ce n'est pas la seule. Le milieu des années 1950 en particulier semble avoir été marqué par des écoulements relativement faibles (92 m<sup>3</sup>/s), tout comme les périodes 1977–1980 (105 m<sup>3</sup>/s) et 1984–1986 (87 m<sup>3</sup>/s).



**Figure 3.** a) Chronique des précipitations mensuelles à Monte Alegre do Sul (Source des données : Instituto Nacional de Meteorologia – INMET) ; b) Chronique des débits à Piracicaba (Source des données : Departamento de Águas e Energia Elétrica de São Paulo – DAEE).

### 2.3 Les caractéristiques climatiques de la période 2013-2015

Afin de préciser les contours climatiques de la crise hydrique de 2013–2014, une étude plus approfondie de la période comprise entre septembre 2012 et août 2015 a été entreprise. Globalement, Monte Alegre do Sul, située dans le bassin PCJ, reçoit moins de précipitations que São Paulo (80% sur la période considérée ; Fig. 4), sauf pendant la phase de crise la plus aiguë (juin-août 2014) où c'est São Paulo qui présente les conditions les plus sèches. Par ailleurs, en comparaison avec la période 1985–2010, le climat sur l'ensemble des trois années n'est pas particulièrement sec, avec des précipitations à hauteur de 88 % de la norme annuelle à São Paulo (Tabl. 1). La période de sécheresse débute en avril 2013 et se prolonge jusqu'en octobre 2014 (1241 et 1702 mm à Monte Alegre do Sul et São Paulo). Les précipitations hivernales (mai-oct. 2014) ne représentent que 49%/45% par rapport à la normale à Monte Alegre do Sul/São Paulo, tandis qu'au cours de la période précédente (sept. 2013-avril 2014), les précipitations représentent 49%/80% de la normale. Le cœur de la sécheresse s'étend de juin à août 2014, avec respectivement 65% et 47% des précipitations normales.



**Figure 4.** Précipitations et températures mensuelles d'octobre 2012 à septembre 2015 (Source des données : Instituto Nacional de Meteorologia – INMET).

**Tableau 1.** Valeurs de précipitations pour les stations de São Paulo et de Monte Alegre do Sul et comparaison avec les normes saisonnières et annuelles de la période 1985-2010 (Source des données : Instituto Nacional de Meteorologia – INMET). \* Lacune de données en novembre 2012.

Période	Monte Alegre do Sul	São Paulo	Monte Alegre do Sul	São Paulo
	[mm]	[mm]	[% par rapport à 1985-2010]	
Sept. 2012 – août 2015 (moyenne)	–*	1441	–*	87.9
Sept. 2012 – août 2013	–*	1618	–*	98.6
Sept. 2013 – août 2014	814	1263	50.0	77.0
Sept. 2014 – août 2015	1298	1442	79.8	87.9
Avril 2013 – octobre 2014	1241	1702	–	–
Septembre 2013 – avril 2014	707	1157	49.3	80.3
Mai – octobre 2014	210	191	49.2	45.3
Juin – août 2014	74	61	65.5	47.2

### Conclusion

Plusieurs conclusions peuvent être tirées de cette brève analyse. Tout d'abord, si elle est remise dans un contexte temporel large (70 ans), la crise hydrique de 2013–2014 ne peut pas être qualifiée d'exceptionnelle du point de vue climatique. Aucune tendance vers un assèchement du climat n'a pu être détectée dans les séries à disposition et l'utilisation de tests

statistiques n'a pas permis de déceler de rupture dans les chroniques qui pourrait mettre en évidence une situation de précipitations anormalement faibles. En outre, une réduction forte et prolongée des débits du Piracicaba a déjà pu être observée par le passé, notamment au milieu des années 1950 et 1980. Sur le court terme (septembre 2012 à août 2015), les données pluviométriques à disposition montrent par contre que São Paulo n'a reçu que 88% des précipitations moyennes de la période 1985–2010 et que la station de Monte Alegre do Sul a reçu environ 20% de précipitations en moins que São Paulo. Le déficit a même été de l'ordre de 49% à Monte Alegre do Sul durant l'été 2013-2014 (septembre-avril). Or, c'est normalement au cours de cette période que les réservoirs du système Cantareira se rechargent en eau. Par ailleurs, les trois mois d'hiver 2014 (JJA) ont été particulièrement secs, surtout à São Paulo qui a reçu 47% des valeurs normales de précipitations. C'est donc la conjonction d'un été 2013–2014 plus sec que la normale dans le bassin PCJ n'ayant pas permis une recharge des réservoirs du système Cantareira et d'un hiver 2014 déficitaire en pluie qui semble être à l'origine climatique de la crise hydrique de 2013–2014 dans l'agglomération de São Paulo. Il n'en demeure pas moins que de telles situations hydro-climatiques ont déjà eu lieu par le passé, notamment au milieu des années 1950, sans provoquer une telle crise. Certains auteurs considèrent que la crise a également été due à un manque d'efficacité et de transparence de la gestion de l'eau (Tuffani, 2014 ; Artigo 19 Brasil, 2014 ; Jacobi et al., 2015 ; Zonta & Adame, 2015). Cela nous amène donc à supposer que le climat n'est pas la seule raison de la crise hydrique de 2013–2014 et que des causes anthropiques doivent aussi être recherchées. C'est l'objectif d'un projet lancé par l'Institut de géographie et durabilité de l'Université de Lausanne, en collaboration avec le Centre d'études sur les métropoles (CEM) de São Paulo.

## Bibliographie

- Agência Nacional de Aguas, 2014. *Conjuntura dos recursos hídricos no Brasil – Encarte especial sobre a crise hídrica*. Brasília, Agência Nacional de Aguas, Ministério do Meio Ambiente, 31 p.
- Artigo 19 Brasil, 2014. *Sistema Cantareira e a crise da água em São Paulo: a falta de transparência no acesso à informação*. São Paulo : Department for International Development [En ligne]. Disponible sur : <http://artigo19.org/> (consulté le 26.01.2016).
- Buishand T., 1982. Some methods for testing the homogeneity of rainfall records. *J. Hydrol.*, **58**, 11–27.
- Consórcio PCJ, 2013. *Sistema Cantareira: um mar de desafios* [En ligne]. Disponible sur : [http://agua.org.br/apresentacoes/71557\\_ApostilaCantareira-ConsorcioPCJ.pdf](http://agua.org.br/apresentacoes/71557_ApostilaCantareira-ConsorcioPCJ.pdf) (consulté le 26.01.2016).
- Hubert P., Carbonnel J., Chaouche A., 1989. Segmentation des séries hydro et météorologiques. Application à des séries de précipitations et de débits de l'Afrique de l'Ouest. *J. Hydrol.*, **110**, 349–367.
- Jacobi P. R., Cibim J., Leão R. S., 2015. Crise na macrometrópole paulista e respostas da sociedade civil. *Estudos avançados*, **29**, 27-42.
- Lee A., Heghinian, S., 1977. A shift of the mean level in a sequence of independent normal random variables - A Bayesian approach. *Technometrics*, **19**(4), 503–506.
- Peel M. C., Finlayson B. L., McMahon T. A., 2007. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **11**, 1633-1644
- Pettitt A. N., 1979. A non-parametric approach to the change-point problem. *Appl. Stat.* **28**, 126–135.
- Tuffani, M., 2014. *Um alerta de 1977 para a crise da água* [Article de journal en version électronique]. Disponible sur: <http://mauriciotuffani.blogfolha.uol.com.br/2014/11/13/um-alerta-de-1977-para-a-crise-da-agua/> (consulté le 26.01.2016).
- Zonta Y. S., Adame A. I., 2015. *A crise hídrica – por que está faltando água em parte do Brasil ?*. Disponible sur : <http://site.ajes.edu.br/seminario/arquivos/20150715013325.pdf> (consulté le 26.01.2016).

# ANALYSE DE LA SENSIBILITE DU MODELE HYDROLOGIQUE GR4J A L'EVAPOTRANSPIRATION ESTIMEE AVEC DIFFERENTES METHODES. ETUDE DE CAS : LE BASSIN HYDROGRAPHIQUE DE LA RIVIERE JIU

MOROȘANU G. A.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Université de Bucarest, Faculté de Géographie, 1 Boulevard N. Bălcescu, 010041, Secteur 1, Bucarest Roumanie, gabriela.adina.m@gmail.com

**Résumé** – L'évapotranspiration et la pluie sont des paramètres de base d'entrée pour les modèles hydrologiques, grâce à leur rôle majeur dans l'écoulement des rivières et l'élaboration du Bilan hydrique. Le but de cette étude est de tester la sensibilité du modèle hydrologique GR4J (créé par l'IRSTEA-Paris), à l'évapotranspiration potentielle (ETP) qui a été estimée par différentes formules de calcul. A partir de six formules de calcul de l'ETP, nous avons modélisé, à pas de temps journalier, les débits des 4 stations hydrométriques situées dans le bassin versant de la rivière Jiu (au sud-ouest de la Roumanie). Les résultats montrent que les coefficients de détermination les plus élevés sont obtenus par la formule de Hamon et Oudin et par le critère de Nash pour la relation statistique entre débits observés et simulés. Par ailleurs l'efficacité d'une formule ou d'une autre est plus faible dans le cas où l'écoulement est influencé non seulement par le climat, mais aussi par des facteurs locaux, comme la lithologie (le cas des stations Câmpu lui Neag et Jieț), ou par des pressions anthropiques (le cas des stations Podari et Filiași).

**Mots-clés** : évapotranspiration, modèle hydrologique GR4J, bassin versant de Jiu, Roumanie.

**Abstract** – Analyzing the sensitivity of the GR4J hydrological model in relationship to evapotranspiration estimated using various methods. Case study: the Jiu River watershed. Evapotranspiration and rain are the basic input parameters for hydrological models, due to their major role in determining a river's water balance and runoff. The aim of this study is to test the sensitivity of the GR4J hydrological model (created by CEMAGREF) to potential evapotranspiration (PET), which has been estimated using various formulae. Starting with six formulae for estimating PET (Hammon 1 and 2, Oudin, Hargreaves, Jensen-Haise and Romanenko), we have modeled, at a daily timescale, discharge recorded at four hydrometric stations situated in the Jiu River watershed (in southwestern Romania). The results have shown that the ETP formulae of Hamon and Oudingave offered the highest coefficients of determination and also the highest value of the Nash criterion for the statistical relationship between observed and simulated discharges. The effectiveness the formulae used was lower in river basins where discharge depends not so much on climate factors, but is more likely to be influenced by local factors, such as lithology (for stations Câmpu lui Neag and Jieț), or human intervention in the watershed (as noticed for the stations Podari and Filiași).

**Keywords**: evapotranspiration, GR4J hydrological model, Jiu watershed, Romania

## Introduction

L'évapotranspiration potentielle est un paramètre climatique largement utilisé dans des études hydro-climatiques et environnementales (Oudin, 2004 ; Zhao *et al.*, 2013 ; Yu *et al.*, 2015). Elle est une des principales variables d'entrée dans les modèles hydrologiques. Dans le contexte des changements climatiques et des multiples impacts qui leurs sont liés, la modélisation hydro-climatique est devenue un des défis majeurs pour les chercheurs.

Ainsi, l'utilisation des modèles simplifiés, basés sur un nombre réduit de variables d'entrée et relativement facile à appliquer, suscite un intérêt croissant de la part des hydrologues. Un tel modèle est GR4J, créé dans les années 1980, par le CEMAGREF (Perrin *et al.*, 2007). Les données d'entrée du modèle sont uniquement climatiques : hauteur de la pluie moyenne journalière ( $P$ , en mm) et l'évapotranspiration potentielle (ETP, en mm). Le modèle GR4J a un caractère empirique et global. Il estime, à partir de la pluie et de l'ETP, le comportement des facteurs de l'écoulement au niveau de l'ensemble du bassin versant (Oudin, 2004).

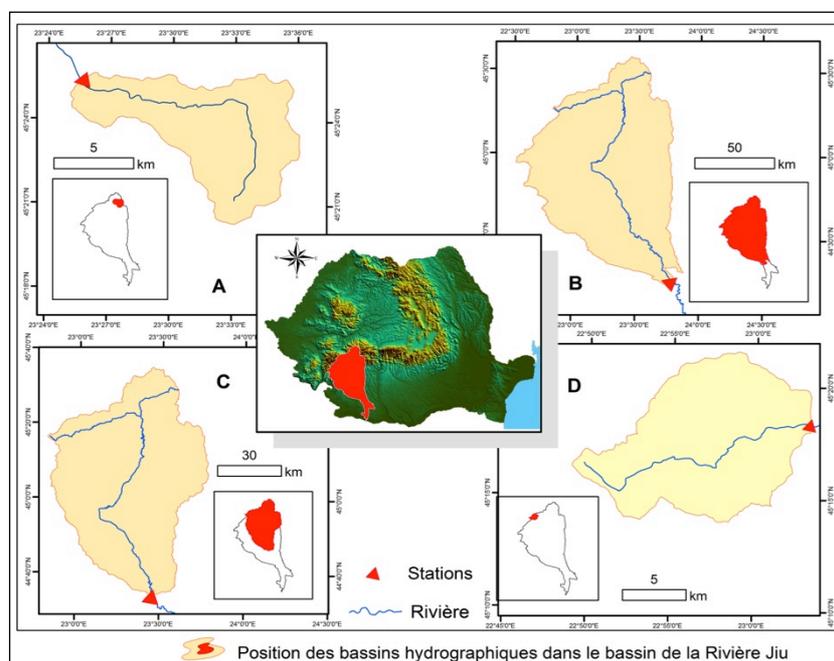
Après plusieurs décennies où les formules proposées par des climatologues renommés, comme Thornthwaite, Penman et Turc, ont été largement utilisées par les scientifiques du monde entier, un long débat sur la complexité de la méthode d'estimation de l'ETP s'en est suivi (Oudin *et al.*, 2005 ; Yu *et al.*, 2015). Ainsi, le défi des différentes formules de l'ETP est de prendre en considération un ensemble de plus en plus complexe de facteurs contrôlant les processus hydrologiques, aussi ceux climatiques que ceux reflétant l'hétérogénéité spatiale et la morphométrie du bassin versant (Xu & Singh, 2002).

Il n'y a aucune règle d'or concernant les équations optimales pour estimer l'évapotranspiration potentielle sous divers climats et dans des bassins versants ayant des différentes caractéristiques, même dans le cas des bassins très similaires, les études ont donné des résultats différents en ce qui concerne la performance des formules de l'ETP (Morton, 1983 ; Lu *et al.*, 2005). Dans ce contexte, l'objectif de ce travail est de tester la sensibilité du modèle hydrologique GR4J à l'évapotranspiration potentielle, estimée par de différentes formules, afin d'identifier celles les plus adéquates pour une région d'étude considérée.

## 1. La zone d'étude

La zone d'étude correspond au bassin versant de la rivière Jiu, l'une des plus importantes de la Roumanie (331 km de longueur et 95 m<sup>3</sup>/s débit module). Ce bassin est localisé au sud-ouest du pays (Fig. 1) et s'étale sur environ 10 070 km<sup>2</sup> au niveau des Carpates Méridionales (le secteur supérieur), des Sous-Carpates Gétiques et du Plateau Gétique (le secteur moyen) et de la Plaine Roumaine (le secteur inférieur).

Notre analyse se focalise sur quatre stations hydrométriques (s.h.), localisées dans les différents secteurs du bassin versant de Jiu : supérieur (montagneux) - s.h. *Câmpu lui Neag* et s.h. *Jieț*, moyen (collinaire) - s.h. *Filiași* et inférieur (de plaine) - s.h. *Podari* (Fig. 1).



**Figure 1.** Localisation du bassin versant de la rivière Jiu (carte centrale) et des quatre bassins versants analysés, avec les stations hydrométriques qui les contrôlent : A – Jieț ; B – Podari, C – Filiași et D – Câmpu lui Neag

La variété topographique des quatre bassins versants induit une variation spatiale des paramètres climatiques, dont les précipitations et l'évapotranspiration sont essentielles pour l'écoulement et l'application du modèle hydrologique. Ainsi, comme le montre le Tableau 1,

les quatre stations retenues ont des caractéristiques hydro-climatiques et morphométriques très variées.

**Tableau 1.** Caractéristiques morphométriques et hydro-climatiques des stations hydrométriques analysées

Nom de la station	Nom de la rivière	Alt. (m)	Sup. [km <sup>2</sup> ]	T <sub>air</sub> [°C]	P [mm]	Q [m <sup>3</sup> /s]
<i>Câmpu lui Neag</i>	Jiul de Vest	1385	159	3.7	1103	3.6
<i>Jieț</i>	Jieț	1544	74,4	6.1	956	1.8
<i>Filiași</i>	Jiu	498	5281.5	8.2	820	65
<i>Podari</i>	Jiu	446	9334	8.9	760	44

*Alt* – altitude de la station ; *Sup* – superficie du bassin versant ; *T<sub>air</sub>* – température moyenne multi-annuelle de l'air ; *P* – précipitations moyennes multi-annuelles ; *Q* – Débit liquide moyen multi-annuel. La période d'analyse pour les données hydro-climatiques est 1961 – 1989

## 2. Données et méthodes

L'évapotranspiration potentielle utilisée comme donnée d'entrée dans le modèle GR4J a été calculée comme une moyenne pour l'ensemble du bassin hydrographique correspondant à chaque station hydrométrique considérée. L'ETP journalière a été déterminée avec 6 formules empiriques, Hamon (1961) - version 1 et 2, Oudin, Hargreaves (1975), Jensen-Haise (1963) et Romanenko, choisies parmi d'autres, en fonction de la variation de leurs valeurs journalières interannuelles (Oudin *et al.*, 2005 ; Raes, 2009 ; Jovanovic & Israel, 2012). Ainsi, les formules qui ont donné des valeurs sous-estimées en hiver (ETP = 0 mm) et surestimées en été, ont été rejetées (l'exemple le plus évident est celui de la formule Thorntwaite - 1948). Les différentes formules utilisées sont présentées dans le Tableau 2.

**Tableau 2.** Formules utilisées pour estimer l'ETP (Morton, 1983 ; Allen *et al.*, 1998 ; Oudin, 2004 ; Oudin *et al.*, 2005 ; Matzarakis & Rutz, 2007)

<i>Hargreave</i>	<i>Romanenko</i>	<i>Hamon V.1</i>	<i>Hamon V.2</i>	<i>Jensen-Haise</i>	<i>Oudin</i>
$PET_{Har} = \frac{0.0023 \cdot (R_a / \lambda) \cdot \sqrt{T_{max} - T_{min}} \cdot (T_{moy} + 17.8)}$	$PET_{Rom} = \frac{4.5 \cdot T_{moy}}{1 + \frac{25 \cdot e_a}{es}} \cdot (1 - \frac{e_a}{es})$	$PET_{Ham1} = \frac{0.1651 \cdot \frac{DL}{12} \cdot (216.7 \cdot \frac{es}{T_{moy} + 273.3})}{es}$	$PET_{Ham2} = \left(\frac{DL}{12}\right)^2 \cdot \exp\left(\frac{T_{moy}}{16}\right)$	$PET_{Jen} = \frac{R_s}{\lambda} \cdot (0.025 \cdot T_{moy} + 0.08)$	Si $T_{moy} > 0$ $PET_{Oudin} = \frac{R_a \cdot T_{moy} + 5}{\lambda \rho \cdot 100} + K_2$ Autrement, $PET_{Oudin} = 0$
$T_{moy}, T_{max}, T_{min}$ = Température moyenne, maximale et minimale de l'air (2 m au dessus du sol) [°C]		$R_a, R_s$ = Radiation extra-terrestre et globale (totale) [MJ/m <sup>2</sup> ], dépend de la latitude et du jour julien		$e_s, e_a$ = La pression de vapeur saturante et réelle [kPa]	
$e_s, e_a$ = La pression de vapeur saturante et réelle [kPa]		$\lambda$ = La chaleur latente de vaporisation [MJ/kg]	$DL$ = Longueur de la journée [h]	$\rho$ - la densité de l'eau [kg m <sup>-3</sup> ] K - coefficient	

Concernant la Radiation globale ( $R_s$ ), la formulation est détaillée par Oudin *et al.* (2005). Pour les intégrer dans le modèle hydrologique, les valeurs ont été traitées à pas de temps journalier et dérivées à partir de la température moyenne de l'air. Ce paramètre a été obtenu dans l'environnement GIS comme résultat d'un produit de type GRID des jeux de données climatiques homogénéisées pour la Roumanie, à une résolution spatiale de 0,1 degrés.

L'analyse a été menée pour 365 jours (l'année 1961 - période de calage du modèle GR4J) et pour les 28 années suivantes (1962 - 1989), période qui représente la mise en route du modèle. De même, nous avons utilisé, comme données d'entrée, les précipitations journalières pour chaque bassin, extraites de la base de données météorologiques de type GRID de la Roumanie, disponible sur la plateforme ROCADA (Dumitrescu & Bîrsan, 2015). Les logiciels utilisés dans la mise en œuvre de ce flux méthodologique sont : ArcGIS 10.0, Microsoft Excel et Scilab.

### 3. Résultats et discussions

Les six équations utilisées pour l'estimation de l'ETP ont généré des valeurs quotidiennes de l'ETP ayant relativement une faible variabilité spatiale et ce, malgré les différences concernant la localisation des stations et l'extension spatiale des bassins versants.

#### 3.1 Variation spatiale et temporelle de l'évapotranspiration

L'analyse de la variation des moyennes journalières (1961-1989) des valeurs de l'ETP, obtenues par les différentes formules, révèle une amplitude annuelle plus importante pour la série de valeurs issue de la formule Jansen-Haise (une tendance de surestimer l'ETP pendant la saison chaude) et une amplitude annuelle minimale pour l'ETP par les formules de Hargreave et Romanenko (Fig. 2).

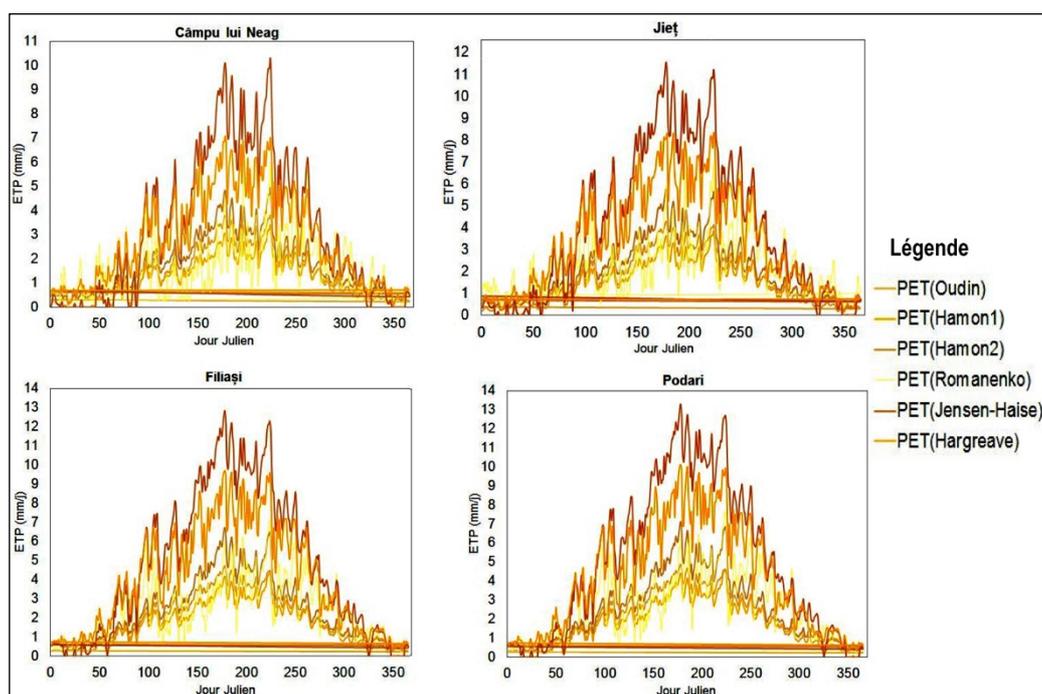


Figure 2. La variation des valeurs journalières de l'ETP obtenues par les six formules utilisées (1961-1989)

Les valeurs de l'ETP obtenues avec les six formules varient de 7 mm (station Podari), au mois de Juillet à 0,1 mm (station Câmpu lui Neag) au mois de Janvier. De même, les différences des résultats entre les quatre bassins versants ont montré pour chaque méthode une baisse de l'ETP avec l'altitude ainsi qu'un écart d'environ 2 mm en été et d'environ 0,3 mm en hiver entre les stations Câmpu lui Neag et Podari ; stations situées dans les extrémités nord et sud du bassin.

#### 3.2 Comparaison de la performance du modèle GR4J en fonction des valeurs de l'ETP obtenues par les six différentes formules

Afin d'évaluer la qualité des résultats, nous avons adopté deux critères d'ajustement - le coefficient de corrélation «  $r$  » et le coefficient de Nash ( $E$ ). Le dernier est couramment utilisé pour apprécier le pouvoir prédictif des modèles hydrologiques (Nash & Sutcliffe, 1970 ; Perrin *et al.*, 2007) :

$$E = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (X_{obs,i} - X_{model})^2}{\sum_{i=1}^n (X_{obs,i} - \overline{X_{obs}})^2}$$

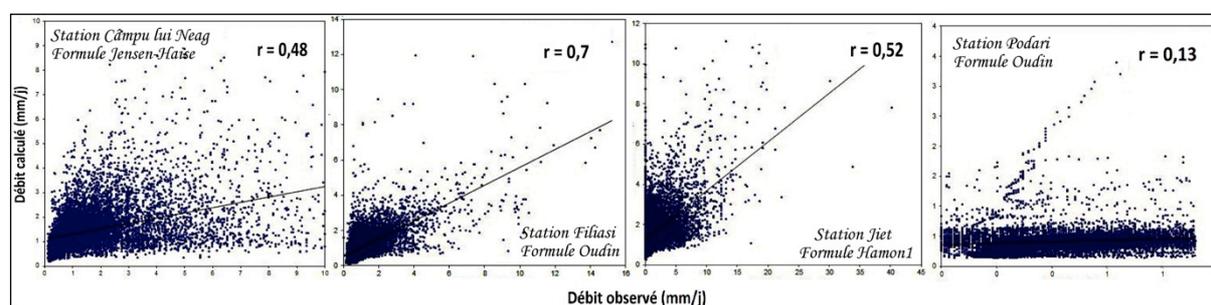
Le calcul de ces critères a exclu la période de mise en route utilisée pour « l'échauffement » ou l'initialisation du modèle (Zhao *et al.*, 2013), afin d'éviter les erreurs éventuelles à cause des mauvaises conditions initiales.

À partir du critère classique de Nash, trois sous-critères d'efficacité ont été utilisés pour évaluer les performances du modèle : E - calculé sur les valeurs des débits (le NASH classique) –  $[Nash_{(Q)}]$  ; E - calculé sur les valeurs carrées -  $[Nash_{(VQ)}]$  et E - calculé sur les valeurs logarithmiques transformées du débit –  $[Nash_{(\ln(Q))}]$ . Ces critères ont servi ensuite, un par un, comme fonctions objectifs du modèle GR4J, pour identifier le meilleur d'entre eux dans le calcul du critère de Nash maximal possible pour chaque formule (Tableau 3).

**Tableau 3.** Les plus grands scores du critère de Nash (E) obtenus après l'application de chaque formule

Station hydrométrique		E S.h. Câmpu lui Neag	E S.h. Jieț	E S.h. Filiași	E S.h. Podari
Méthode de l'ETP utilisée	Romanenko	23,84 ( $Nash_{(Q)}$ )	20,72 ( $Nash_{(Q)}$ )	48,93 ( $Nash_{(Q)}$ )	-8,7 ( $Nash_{(VQ)}$ )
	Hargreave	24,8 ( $Nash_{(Q)}$ )	11,39 ( $Nash_{(\ln(Q))}$ )	46,4 ( $Nash_{(\ln(Q))}$ )	1,01 ( $Nash_{(Q)}$ )
	Hamon v.1.	34,8 ( $Nash_{(\ln(Q))}$ )	25,5 ( $Nash_{(\ln(Q))}$ )	58,9 ( $Nash_{(\ln(Q))}$ )	0,12 ( $Nash_{(\ln(Q))}$ )
	Hamon v.2.	34,7 ( $Nash_{(\ln(Q))}$ )	13,8 ( $Nash_{(\ln(Q))}$ )	58,1 ( $Nash_{(VQ)}$ )	-12,2 ( $Nash_{(\ln(Q))}$ )
	Jensen-Haise	38,3 ( $Nash_{(\ln(Q))}$ )	0,12 ( $Nash_{(Q)}$ )	46,6 ( $Nash_{(\ln(Q))}$ )	-13,89 ( $Nash_{(\ln(Q))}$ )
	Oudin	28,1 ( $Nash_{(Q)}$ )	27,5 ( $Nash_{(Q)}$ )	50,9 ( $Nash_{(Q)}$ )	-8,13 ( $Nash_{(Q)}$ )

Les résultats obtenus ont montré que les meilleurs scores de Nash ont été obtenus par l'utilisation de la fonction objective logarithmique du débit et que dans le cas de la station Filiași, le score de Nash a dépassé 50%. Bien que l'estimation de l'écoulement dans les 4 bassins étudiés dépende très peu des formules de l'ETP utilisées, les formules Hamon<sub>v.2</sub>, Romanenko et Oudin ont conduit à la réalisation de la performance la plus élevée du modèle (Fig. 3).



**Figure 3.** Les meilleures corrélations entre le débit mesuré et le débit simulé (1961-1989)

Ainsi, les graphiques de la Figure 3, choisis en fonction du coefficient de corrélation le plus élevé obtenu pour chaque station hydrométrique analysée, donnent des résultats satisfaisants avec les formules Oudin à Filiași ( $r_{\max} = 0,7$ ), Jensen-Haise à Câmpu lui Neag ( $r_{\max} = 0,48$ ) et la première formule de Hamon<sub>v.1</sub> à Jieț ( $r_{\max} = 0,52$ ), tandis qu'à Podari, on n'a pas pu établir une corrélation. Par conséquent, la variation de l'efficacité de l'ETP dans le modèle hydrologique pourrait s'expliquer par les particularités non-climatiques des bassins : les stations de Câmpu lui Neag et Jieț contrôlent des bassins versants de karst. Les débits de ces stations sont plus bas que la normale, en raison de la circulation de l'eau souterraine, alors que l'écoulement entre Filiași et Podari est influencé par des retenues et par des réservoirs.

## Conclusion

L'analyse comparative des débits sortis du modèle GR4J avec les débits mesurés aux stations hydrométriques a montré la sensibilité du modèle aux valeurs de l'évapotranspiration potentielle estimée avec différentes formules. On note une meilleure adéquation avec les débits observés pour les formules prenant en compte plusieurs variables climatiques comme celles de Romanenko et Oudin. Cependant la performance de ces deux formules varie selon

les particularités géographiques des quatre bassins hydrographiques. Ainsi, pour les bassins des stations Jieț et Filiași, l'ETP joue un rôle plus important dans l'écoulement. Tandis que pour la station Podari, l'écoulement est influencé par les activités anthropiques du secteur inférieur de la rivière et, par conséquent, l'ETP joue un rôle moins important dans l'écoulement.

## Remerciements

L'auteur exprime ses vifs remerciements à Liliana Zaharia, Ludovic Oudin, Marius Bîrsan et Mohamed Bendaoud pour leur précieuse aide à la réalisation de ce travail.

## Bibliographie

- Allen R., Pereira L., Raes D., Smith M., 1998. Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements. *FAO Irrigation and drainage paper*, **56**, 300 p.
- Dumitrescu A, Bîrsan M.V., 2015. ROCADA: a gridded daily climatic dataset over Romania (1961–2013) for nine meteorological variables. *Natural Hazards*, **78**, 1045-1063.
- Hamon W. R., 1961. Estimating potential evapotranspiration. *Hydraul. Div. Proc. Am. Soc. Civil Eng.*, **87**, 107–120.
- Hargreaves G. H., 1975. Moisture availability and crop production. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers ASAE*, **18**, 980–984.
- Jensen M. E., Haise H. R., 1963. Estimation of evapotranspiration from solar radiation. *Journal of Irrigation and Drainage Division*, **89**, 15–41.
- Jovanovic N., Israel S., 2012. Critical review of methods for the estimation of actual evapotranspiration in hydrological models. *Intechopen*, 329- 350.
- Lu J. B., Sun G., McNulty S. G., Amatya D. M., 2005. A comparison of six potential evapotranspiration methods for regional use in the southeastern United States. *Journal of the American Water Resources Association*, **41**, 621-663.
- Morton F. I., 1983. Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology. Appendix C. *Journal of Hydrology*, **66**, 1-76.
- Nash J. E., Sutcliffe J. V., 1970. River flow forecasting through conceptual models. Part I. A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, **10**, 282-290.
- Oudin L., 2004. *Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle pertinent comme entrée d'un modèle pluie-débit global* (Thèse de doctorat). Sciences de l'eau, Paris, France.
- Oudin L., Hervieu F., Michel C., Perrin C., Andreassian V., Ancti F., Loumagne, C., 2005. Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model? Part 2-Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall-runoff modeling. *Journal of Hydrology*, **303**, 290-306.
- Paparrizos S., Maris F., Matzarakis A., 2014. Estimation and comparison of potential evapotranspiration based on daily and monthly data from Sperchios Valley in Central Greece. *Global NEST Journal*, **16**, 204-217.
- Perrin C., Michel C., Andréassian V., 2007. *Modèles hydrologiques du Génie Rural (GR)*. Paris, CEMAGREF, 16 p.
- Raes D., 2009. *The ET<sub>o</sub> Calculator. Evapotranspiration from a reference surface*. Reference Manual Version 3.1, FAO, Rome, 38 p.
- Xu C.Y., Singh, V.P., 2002. Cross comparison of empirical equations for calculating potential evapotranspiration with data from Switzerland. *Water Resources Management*, **16**, 197-219.
- Yu X., Lamačová A., Duffy C., Krám P., Hruška J., 2015. Hydrological model uncertainty due to spatial evapotranspiration estimation methods. *Computers & Geosciences*, 1-12.
- Zhao L., Xia J., Xu C.-Y., Wang Z., Sobkowiak L., Long C., 2013. Evapotranspiration estimation methods in hydrological models. *Journal of Geographical Sciences*, **23**(2), 359-369.

## VARIABILITE DE L'EVAPORATION ET IMPACT SUR LA RESSOURCE EN EAU DU LAC CALDARUSANI (ROUMANIE)

STAN F. I.<sup>1,2</sup>, NECULAU G.<sup>2</sup>, ZAHARIA L.<sup>1</sup>, IOANA-TOROIMAC G.<sup>1</sup>, MIHALACHE S.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Université de Bucarest, Faculté de Géographie, 1 Boulevard N. Bălcescu, 010041, Secteur 1, Bucarest, Roumanie, stanflorentinauliana@yahoo.com, zaharialili@hotmail.com, gabriela.toroimac@geo.unibuc.ro

<sup>2</sup>Institut National d'Hydrologie et de Gestion des Eaux, 97 București – Ploiești, 013686, Secteur 1, Bucarest, Roumanie, gianina.neculau@hidro.ro

<sup>3</sup>Académie Roumaine, Institut de Géographie, 12 Dimitrie Racoviță, 023991, Bucarest, Roumanie, sorinmh@yahoo.com

**Résumé** – L'évaporation et l'évapotranspiration sont des processus fondamentaux du cycle de l'eau et du bilan hydrologique. Leur étude permet une meilleure connaissance et compréhension des mécanismes et des lois régissant le mouvement de l'eau et les processus qui lui sont associés. L'objectif de ce travail est, d'une part, d'analyser la variabilité temporelle de l'évaporation et de l'évapotranspiration mesurées à la surface du lac Căldărușani, et, d'autre part, d'estimer les volumes d'eau perdus par ces processus, afin d'évaluer leur impact sur la ressource en eau du lac. Les résultats ont montré qu'au niveau du lac étudié, les valeurs annuelles de l'évapotranspiration sont supérieures à 1800 mm, tandis que celles de l'évaporation ne dépassent pas 1100 mm. L'évaporation et l'évapotranspiration jouent un rôle majeur dans l'analyse du bilan hydrologique du lac, générant des pertes annuelles d'eau allant jusqu'à 40% de son volume. L'eau perdue par ces processus est récupérée au printemps, grâce aux précipitations importantes et aux débits plus élevés alimentant le lac durant cette saison.

**Mots-clés** : évaporation, évapotranspiration, volume d'eau, lac Căldărușani, Roumanie.

**Abstract** – *Variability of evaporation and the impact on water resources of the Căldărușani Lake (Romania).* Evaporation and evapotranspiration are major components of the water cycle and water balance. Studying them allows a better knowledge and understanding of the mechanisms and regularities that guides the natural water cycle and the associated processes. This paper focuses on the Căldărușani Lake and has as objective to analyse the temporal variation of the measured values of the evaporation and evapotranspiration and to estimate the volume of water lost by these processes in order to assess their impact on water resources of this lake. The results showed that, the annual evapotranspiration values are greater than 1800 mm, while the evaporation does not exceed 1100 mm. Open water evaporation and evapotranspiration play an important role in the analysis of lake's water budget, generating annual losses up to 40% of the water volume of the lake. The water lost by these processes is recovered in spring due to large amounts of rainfall and high rivers' flow supplying the lake during this season.

**Keywords**: evaporation, evapotranspiration, water volume, Căldărușani Lake, Romania.

### Introduction

L'évaporation et l'évapotranspiration sont des composantes de base du cycle et du bilan hydrologiques. Leur connaissance permet d'analyser les variations du niveau et du volume d'eau stockée dans un lac. L'étude de l'évaporation de la surface de l'eau libre et de l'évapotranspiration des plantes aquatiques s'avère ainsi très utile pour les gestionnaires des ressources en eau, qui sont intéressés à estimer l'impact possible de ces processus sur le volume d'eau des lacs, afin de les gérer le mieux possible (Boyd, 1987). Cette évaluation est d'autant plus nécessaire dans le contexte du changement climatique qui impose des stratégies d'adaptation à la diminution des ressources en eau (IPCC, 2014).

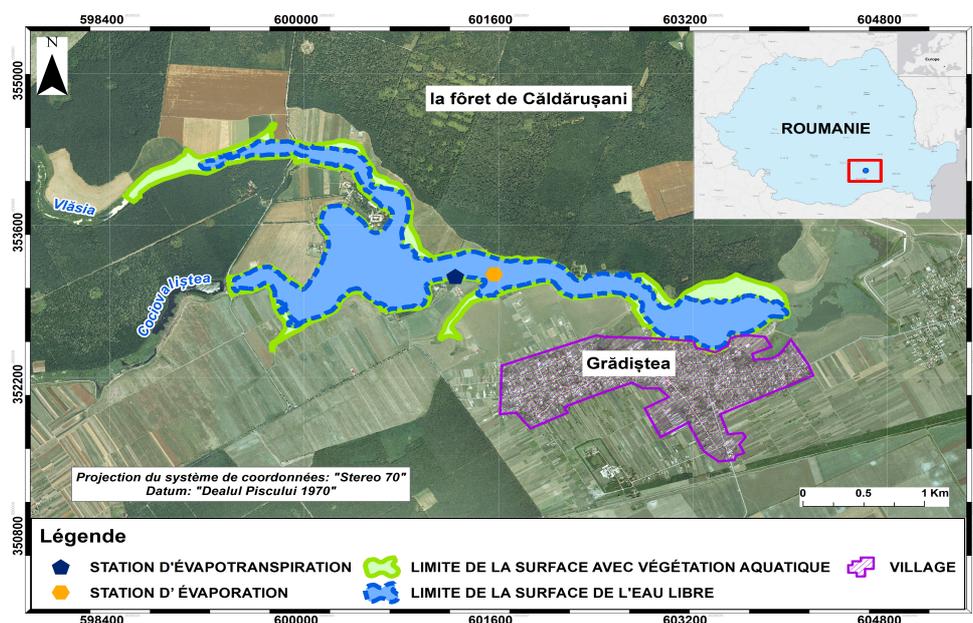
Ce travail a pour objectifs (i) d'analyser la variation temporelle de l'évaporation et de l'évapotranspiration mesurées à la surface d'un lac de Roumanie (le lac Căldărușani) et (ii) d'évaluer les volumes d'eau perdus par ces deux processus afin d'estimer leur impact sur la réserve en eau du lac.

Les résultats de notre travail complètent et actualisent ceux des quelques études antérieures réalisées en Roumanie dans ce domaine. Nous mentionnons les recherches menées par

Bădescu et al. (1975), Stan et al. (2015), Neculau et al. (2016) portant sur l'analyse de la variation spatiale et temporelle de l'évaporation mesurée directement au niveau du réservoir GGI-3000. Quant à l'évapotranspiration des plantes aquatiques, seules quelques études ont été élaborées jusqu'à présent dans le delta du Danube (Rudescu et al., 1965), fondées soit sur des données mesurées à la station de Maliuc (non fonctionnelle depuis les années 1960), soit sur des images satellite (Covaliov et al., 2010). De nos jours, des mesures concernant l'évapotranspiration des plantes aquatiques sont menées uniquement sur le lac Căldărușani (à partir de 2009).

## 1. Région d'étude, données et méthodes

Cette étude porte sur le lac Căldărușani, situé dans la partie sud de la Roumanie (Figure 1), dans la Plaine roumaine, à environ 85 m d'altitude et à 37,5 km au nord de Bucarest, la capitale du pays. Par sa position géographique, le lac correspond à un climat tempéré continental, avec des températures moyennes annuelles de 10-11 °C et des précipitations de 591 mm/an. Ce lac est formé à la confluence de deux rivières (Cociovașiștea et Vlășia) et son bassin versant a une superficie de 219,3 km<sup>2</sup>. Le lac s'étale sur une superficie de 2,39 km<sup>2</sup>, avec une longueur de 6 km, une largeur de 100 à 200 m et une profondeur maximale de 5 m (Gâștescu, 2006). Le volume total du lac Căldărușani est de 9,78 millions de m<sup>3</sup> pour un niveau du lac de 72,0 m (selon la bathymétrie de l'Administration des Eaux des Bassins Ialomița-Buzău, réalisée en 2009). Il est pourvu d'un déversoir et d'une chaîne par lequel l'eau est évacuée dans la rivière Ialomița. Les fonctions principales du lac sont piscicole, d'irrigation des serres des agriculteurs locaux et de loisir.



**Figure 1.** La localisation du lac Căldărușani en Roumanie (cadre en haut, à droite), des stations de mesure analysées et l'extension de la végétation aquatique (à partir de l'orthophotoplan de 2011)

En 1954, pour la mesure de l'évaporation, à la surface du lac Căldărușani a été installé un bac flottant de type GGI-3000, de forme cylindrique, d'une aire de 3000 cm<sup>2</sup>, rempli d'eau (Figure 2). Les mesures d'évaporation sont réalisées tous les jours à 7 heures et 19 heures (UTC + 2h), durant la saison chaude, soit de mars à novembre. Pour calculer le taux quotidien de l'évaporation, les valeurs mesurées durant 24 heures sont cumulées. Afin de mesurer les paramètres climatiques influençant l'évaporation, les appareils suivants sont aussi placés à la surface du lac : un anémomètre, un pluviomètre, un thermomètre pour la température de l'eau du bac et du lac, ainsi qu'un psychromètre. La température de l'air et la vitesse du vent à des

hauteurs de 0,2 et 2 m sont mesurées tous les jours à 7 heures, 13 heures et 19 heures. La température de la surface de l'eau et à une profondeur de 0,4 m est relevée à 7 heures, 13 heures et 19 heures tous les jours ; les précipitations sont enregistrées à 7 heures et 19 heures.

Étant donné l'extension importante de la surface couverte de végétation aquatique, en mai 2009 un évapotranspiromètre a été installé au bord du lac (Figure 1). Il est constitué d'une cuve (Figure 3) dans laquelle la perte totale d'eau est mesurée (mêmes caractéristiques que le bac GGI-3000). À l'intérieur de l'évapotranspiromètre, en avril, des roseaux sont semés à une profondeur d'environ 50 cm de sol. Leurs hauteurs moyennes atteignent 1,75-2,0 m, tandis que celles des roseaux naturels augmentent jusqu'à 3,0 m. Le niveau de l'eau dans l'évapotranspiromètre est mesuré deux fois par jour, à 7 heures et à 19 heures durant la période avril-novembre ; les valeurs quotidiennes de l'évapotranspiration des plantes aquatiques sont calculées comme celles de l'évaporation, par cumul en 24 heures.



**Figure 2.** Le bac flottant de type GGI-3000 au bord du lac Căldărușani (Photo : Stan, 2015)



**Figure 3.** Le bac évapotranspiromètre au bord du lac Căldărușani (Photo : Stan, 2015)

L'étude repose principalement sur le traitement de séries de données portant sur l'évaporation et l'évapotranspiration mesurées à la surface du lac Căldărușani, pendant la période 1961-2014 pour l'évaporation, et 2009-2014 pour l'évapotranspiration. Nous avons utilisé également des données morphométriques (superficie, volume) et hydrologiques (niveau d'eau) du lac, obtenues auprès de l'Administration des Eaux des Bassins Ialomița-Buzău. Pour déterminer la superficie de la végétation aquatique et la superficie de l'eau libre, nous avons utilisé des images aériennes (orthophotoplans) effectuées au cours des années 2010, 2011 et 2012.

Les méthodes englobent des analyses classiques des paramètres statistiques, analyse de tendance avec le test de Mann-Kendall, des représentations cartographiques et analyses spatiales sous SIG. À partir des valeurs mesurées de l'évaporation (E), de l'évapotranspiration (ET) et de la superficie du lac (A), nous avons estimé les volumes d'eau perdus ( $P_E$ ) par ces processus et ainsi leur impact sur la ressource en eau du lac, en utilisant la relation (Drobot et al., 1999) :  $P_E = 10^3 * E * A$ .

## 2. Résultats

### 2.1. Variabilité de l'évaporation

L'analyse des valeurs mesurées de l'évaporation a montré qu'entre 1961 et 2014 se sont évaporés annuellement de la surface de l'eau du lac Căldărușani en moyenne 970 mm (Figure 4), avec un coefficient de variation interannuelle ( $C_v$ ) de 0,10. Les valeurs extrêmes ont été comprises entre 1202,9 mm (1986) et 772,0 mm (1976). En comparant les ratios d'évaporation sur le lac Căldărușani avec celles d'autres pays européens, nous observons qu'ils sont relativement proches aux mesures effectuées en Pologne ou en France (Walkusz et al., 2009 ; Al Domany et al., 2013).

Pour les valeurs annuelles, on a identifié une tendance positive de l'évaporation, qui est statistiquement significative (Figure 4), déterminée par une intensification du cycle hydroclimatique (phénomènes pluviogènes plus intenses et phases de sécheresse plus longues et plus intenses) à l'échelle nationale et mondiale (Giorgi et al., 2011). Durant l'année, les plus importantes quantités d'eau évaporées (>160 mm/mois) ont été enregistrées en juillet et août (Figure 5), quand les températures moyennes mensuelles de l'air et de l'eau sont supérieures à 20°C et la durée de l'ensoleillement maximale (>300 h/mois).

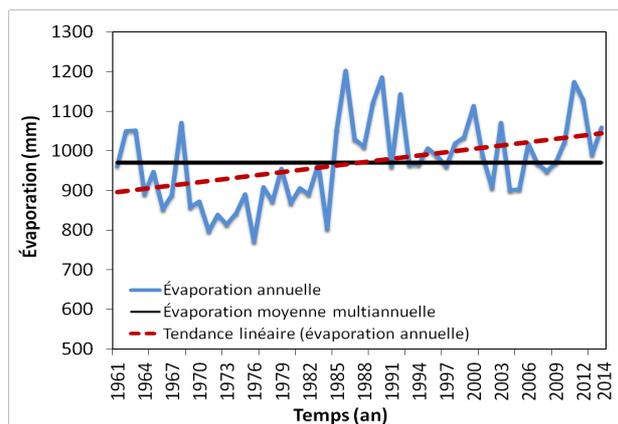


Figure 4. La variation annuelle de l'évaporation et la tendance linéaire au lac Căldărușani (1961-2014)

## 2.2. Variabilité de l'évapotranspiration

Durant la période 2009-2014, les valeurs de l'évapotranspiration ont varié entre 1200 mm/an (en 2009, quand les précipitations ont cumulé 428,0 mm et la température moyenne a été de 13,9°C) et 3000 mm/an (en 2012, année caractérisée par des températures moyennes de 15,0°C et des précipitations de 391,1 mm). La valeur moyenne quotidienne de l'évapotranspiration de la surface de la végétation aquatique (roseau) a été de 10,3 mm/jour pendant la période étudiée, similaire à celles proposées dans d'autres études concernant Nebraska – États-Unis d'Amérique ou Sicile – Italie (Irmak et al., 2013 ; Borin et al., 2011).

La comparaison des valeurs de l'évaporation à la surface libre de l'eau et de l'évapotranspiration des plantes aquatiques indique des différences plus ou moins importantes (Figures 5 et 6). Ces différences sont liées au cycle de croissance des plantes. Ainsi, l'influence du roseau sur l'évapotranspiration est de plus en plus importante au fur et à mesure que les plantes se développent : elle est maximale en juillet et août lorsque le roseau atteint sa maturité, puis diminue avec le flétrissement de la plante (Figure 5). De plus, les différences qui apparaissent entre les valeurs quotidiennes de l'évaporation et de l'évapotranspiration sont dues à leur réponse différente aux conditions climatiques. Pendant l'été, surtout en juillet et août, l'évapotranspiration dépasse 20,0 mm/jour, grâce aux conditions climatiques qui favorisent la production de vapeur d'eau et à la surface étendue des feuilles de la plante.

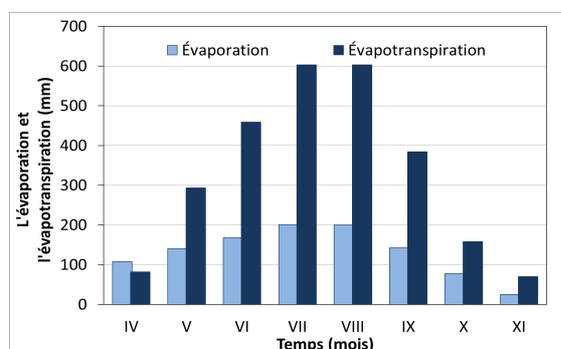


Figure 5. Comparaison entre l'évaporation et l'évapotranspiration mensuelle à Căldărușani (2009-2014)

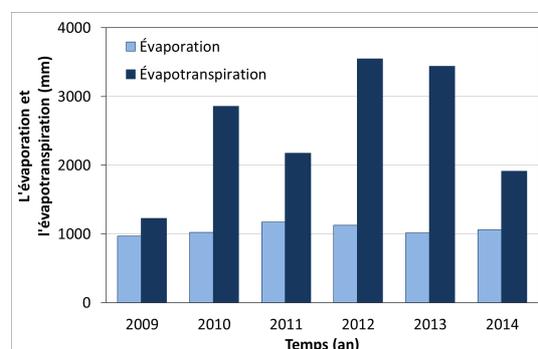


Figure 6. Comparaison entre l'évaporation et l'évapotranspiration annuelle à Căldărușani (2009-2014)

### 2.3. Le volume d'eau perdu par évaporation et évapotranspiration

L'évaporation et l'évapotranspiration jouent un rôle majeur dans l'analyse du bilan hydrologique du lac, générant des pertes annuelles d'eau allant jusqu'à 40% de son volume. La réserve d'eau perdue par ces processus est reconstituée au printemps, grâce aux quantités importantes de précipitations tombées durant cette saison et aux débits élevés qui alimentent le lac. Le volume d'eau perdu par évaporation et évapotranspiration à Căldărușani a été estimé à partir des orthophotoplans de 2010, 2011 et 2012, qui ont permis de calculer la surface occupée par la végétation aquatique. Pour estimer le volume d'eau correspondant à une certaine surface, nous avons utilisé la courbe volumétrique du lac, réalisée en 2009 par l'Administration des Eaux des Bassins Ialomița-Buzău. Pendant cette période (2010-2012), la superficie moyenne du lac a atteint 2,39 km<sup>2</sup> (la végétation aquatique occupant en moyenne 30%), ce qui correspond à un volume d'eau d'environ 8,5 millions de m<sup>3</sup>.

Le volume moyen d'eau perdu annuellement par évaporation et évapotranspiration pendant la période 2010-2012 a été de 3,7 millions de m<sup>3</sup>, représentant 44% du volume du lac. La perte d'eau causée par l'évaporation a varié entre 1,7 et 2 millions de m<sup>3</sup> (Figure 7), considérant les taux d'évaporation et la surface de l'eau. Le volume d'eau perdu par évapotranspiration a été en moyenne d'environ 1,85 million de m<sup>3</sup> (2010-2012), représentant 21,7% du volume de lac Căldărușani. L'évapotranspiration des plantes aquatiques contribue au déséquilibre du bilan hydrologique.

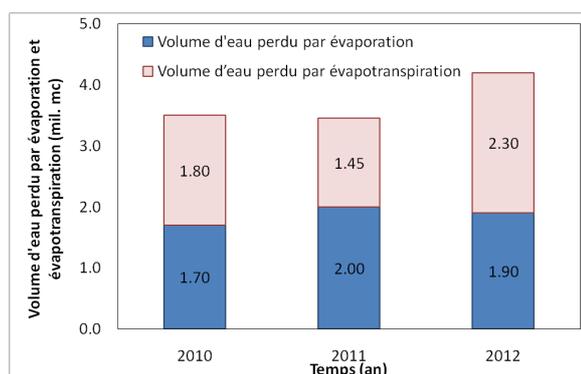


Figure 7. Les volumes d'eau perdus par évaporation et évapotranspiration à Căldărușani (2010-2012)

Ainsi, la présence de la végétation aquatique peut contribuer au doublement de la perte du volume d'eau du lac Căldărușani. D'autres auteurs ont trouvé des déséquilibres entre les entrées et les sorties du bilan hydrologique d'un lac causées par l'évapotranspiration des plantes aquatiques (Herbst et al., 1999 ; Al Domany et al., 2013). Par conséquent, ils proposent l'utilisation de l'évapotranspiration dans l'équation du bilan hydrologique, à côté de ses autres composants (i.e., évaporation, précipitation).

### Conclusions

Cette étude révèle et quantifie précisément la variabilité de l'évaporation et de l'évapotranspiration à l'échelle du lac Căldărușani, en Roumanie, ainsi que l'impact de ces deux processus sur le volume d'eau du lac. Les résultats indiquent que l'évaporation de la surface de l'eau libre est en moyenne de 970 mm/an, tandis que l'évapotranspiration des plantes aquatiques dépasse 1200 mm/an. Les deux processus peuvent générer une perte d'environ 40% du volume d'eau du lac. En absence de la végétation aquatique, le volume d'eau perdue aurait été plus réduit. Plus généralement, l'étude montre le rôle important de l'évaporation et de l'évapotranspiration dans la variabilité de la réserve en eau d'un lac, d'où la nécessité de mesurer les deux paramètres et de les intégrer dans les équations du bilan hydrologique. Dans le contexte du changement climatique, les études portant sur l'évaporation et l'évapotranspiration de la surface des lacs pourraient offrir des résultats utiles pour la gestion adéquate des ressources en eau des lacs.

## Bibliographie

- Al Domany M., Touchart L., Bartout P., Nedjai R., 2013. The evaporation from ponds in the French Midwest. *Lakes, reservoirs and ponds*, **7**, 75-88.
- Bădescu V., Tibacu L., 1975. Determinarea evaporăției reale de la suprafața lacurilor de dimensiuni medii. *Studii și Cercetări partea a II-a Hidrologie*, **44**, 103-118.
- Borin M., Milani M., Salvato M., Toscano A., 2011. Evaluation of Phrogmites australis (Cav.) Trin. Evapotranspiration in northern and southern Italy. *Ecol. Eng.*, **37**, 721-728.
- Boyd C., 1987. Evapotranspiration/Evaporation (E/Eo) ratios for aquatic plants. *J Aquat Plant Manage*, **25**, 1-3.
- Covaliov S., Doroftei M., Hanganu J., 2010. Danube Delta Biosphere Reserve (D.D.B.R.): reed dynamics within actual context. *AES BIOFLUX*, **2**, 69-80.
- Drobot R., Șerban P., 1999. *Aplicații de Hidrologie și Gospodărirea Apelor*. Bucurest, HGA, 375 p.
- Giorgi F., Im E. S., Coppola E., Diffenbaugh N.S., Gao X., Mariotti L., Shi Y., 2011. Higher Hydroclimatic Intensity with Global Warming. *J Climate*, **24**, 5309-5324.
- Gâștescu P., 2006. *Lacurile Terrei*. Bucharest: CD PRESS, 264 p.
- Herbst M., Kappen L., 1999. The ratio of transpiration versus evaporation in a reed belt as influenced by weather conditions. *Aquat Bot*, **63**, 113-125.
- Irmak S., Kabenge I., Rudnicka D., Knezevic S., Woodward D., Moravek M., 2013. Evapotranspiration crop coefficients for mixt riparian community and transpiration crop coefficients for common reed, cottonwood and peach-leaf willow in the Platte River Basin. *J Hydrol*, **481**, 177-190.
- IPCC, 2014, Summary for Policymakers. Dans C.B. Field, V.R. Barros, D.J. Dokken, K.J. Mach, M.D. Mastrandrea, T.E. Bilir, M. Chatterjee, K.L. Ebi, Y.O. Estrada, R.C. Genova, B. Girma, E.S. Kissel, A.N. Levy, S. MacCracken, P.R. Mastrandrea, and L.L. White (éds.) *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press, 32 p.
- Neculau G., Stan F., Adler M.J., 2016. The role of Evaporation in Evaluating the Water Reserve of Romanian Lakes – A Case Study. *Lucrările Seminarului Geografic "Dimitrie Cantemir"*, **41**, 5-15.
- Rudescu L., Niculescu C., Chivu IP., 1965. *Monograph of the Danube Delta's reed*. Bucurest, Academia Română, 542 p.
- Stan F., Zaharia L., Neculau G., Ioana-Toroimac G., 2015. Variabilité spatiale et temporelle de l'évaporation dans la Plaine roumaine. *Actes du 28<sup>ème</sup> colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, 1-4 juillet 2015 (pp. 621-626). Liège, Belgique.
- Walkusz E, Jańczak J., 2009. Comparative study of evaporation rate from surface water of Lake Raduńskie Górne and that from an evaporimeter pan placed on land. *Limnological Review*, **7**, 241-246.

## Table des matières

<b>Introduction au XXIX<sup>ème</sup> colloque de l'AIC</b>	8
---	---

### Climat et pollution de l'air

<b>Cellier P., Genermont S., Huber L.</b>	
Interactions changement climatique, pollution de l'air et agriculture	13
<b>Josse B., Marecal V., Arteta J., Guth J.</b>	
Changement climatique et qualité de l'air	19
<b>Castelhana F. J., Mendonça F.</b>	
Pollution de l'air par les particules totales en suspension (TSP) à Curitiba (Brésil)	27
<b>Dahech S., Bouaziz R.</b>	
Perception de la pollution atmosphérique à Sfax (centre-est de la Tunisie)	33
<b>Diokhane A. M., Sagna P., Diop C., Sambou P. C., Dioh A. J. M. N.</b>	
Importante dégradation de la qualité de l'air à Dakar au premier trimestre 2015 : éléments d'explication	39
<b>Euichi H., Dahech S.</b>	
Variations temporelles des particules fines (PM10) dans la ville de Gabes (Sud-Est tunisien)	45
<b>Hachicha N., El Melki T.</b>	
Contribution à l'étude des effets des brises littorales sur les concentrations d'O <sub>3</sub> et de CO en milieu urbain : cas de la banlieue d'El Mourouj (Tunis)	51
<b>Joly M., Josse B., Arteta J., Guth J., Plu M.</b>	
Prévision de la qualité de l'air à haute résolution sur la France	57
<b>Martin N.</b>	
Pics de pollution par l'ozone à Nice : comparaison entre 2007 et 2015 des mesures itinérantes et des conditions météorologiques associées	63
<b>Mendonça, F. A., Castelhana, F. J.</b>	
Les types de temps et la qualité de l'air à Curitiba (Brésil)	69
<b>Renard F., Fujiki K., Langlois De Septenville W., Soto D.</b>	
L'augmentation de la pollution atmosphérique par temps de brouillard à Lyon	75
<b>Roussel I.</b>	
Qui contrôle les pics de pollution ? La situation météorologique ou le préfet ?	81
<b>Zito S., Richard Y., Pohl B., Pergaud J., Dodet M.-F., Codet-Hache O., Dumaitre F., Jeanneret M., Tissot A.-C., Thévenin D., Monteiro S., Thévenin T., Joly D.</b>	
Ilot de chaleur urbain et qualité de l'air, Dijon, hiver 2014-2015	87

### Climatologie appliquée

<b>Amorim M. C. C. T., Dubreuil V.</b>	
Intérêts des images visible et infrarouge du satellite Landsat-8 pour modéliser l'îlot de chaleur urbain à Presidente Prudente (SP) – Brésil	95
<b>Bigot S., Philippon N., Gond V., Moron V., Pokam W., Bayol N., Boyemba F., Kahindo B., Samba G., Ngomanda A., Gapia M., Yongo O. D., Laurent J.-P., Gourlet-Fleury S., Doumenge C., Forni E., Camberlin P., Martiny N., Dubreuil V., Brou T.</b>	
État actuel des réseaux de mesures éco-climatiques en Afrique centrale : Les ambitions du projet de recherche international <i>FORGREENE</i>	101
<b>Boko N. P. M., Medeou F. K., Vissin E. W., Amelung B., Houssou C. S., Błażejczyk K.</b>	
Ambiances climato-touristiques à l'horizon de 2020-2039 dans l'espace côtier béninois (Afrique de l'Ouest)	107

<b>Charfi S.</b>	
Variabilité spatio-temporelle du confort thermique dans la métropole de Tunis pendant la saison chaude	113
<b>Fратиanni S., Giaccone E., Colombo N.</b>	
Estimation de la couverture neigeuse à l'aide de la température de surface du sol dans le glacier rocheux du Col de Solen (Alpes occidentales italiennes) : installation expérimentale et premiers résultats	119
<b>Giaccone E., Fratianni S., Mari S., Antognini M., Ambrosi C., Scapozza C.</b>	
Le pergélisol au sud des Alpes suisses (Tessin) : étude de sept glaciers rocheux et relations avec le climat	125
<b>Holobâca I. H</b>	
Relations entre les quantités journalières des précipitations et les types de circulation atmosphérique en Roumanie	131
<b>Jarraya M., Beltrando G.</b>	
Poussées d'asthmes à Sfax (Tunisie) : aspects multiples de vulnérabilité accrue par le contexte climatique	137
<b>Kastendeuch P. P., Najjar G., Philipps N., Nerry F., Roupioz L., Colin J., Luhache R.</b>	
Mesures pour l'étude des ambiances climatiques à Strasbourg lors de la canicule de juillet 2015	143
<b>Najjar, G., Colin J., Kastendeuch P., Ngao J., Saudreau M., Landes T., Ameglio T., Roupioz L., Luhache R., Guillemin S., Schreiner G., Kleinpeter J., Bruckmann F., Obrecht P., Nerry F.</b>	
Étude du rôle du végétal, en particulier les arbres, dans la création de microclimats en milieu urbain	149
<b>Pinson L., Ruas A., Masson V.</b>	
Différentiation de températures intérieures et extérieures par type d'appartements pendant une canicule à Paris	155
<b>Planchon O., Schneider P., Cantat O., Allinne C.</b>	
Les connaissances gréco-romaines de l'Antiquité en climatologie tropicale	161
<b>Roupioz L., Kastendeuch P., Najjar G., Landes T., Nerry F., Colin J., Luhache R.</b>	
Validation du modèle laser/F par des images thermiques dans le cadre de la campagne bioclimatologique sur Strasbourg	167
<b>Schiavone S., Tolle F., Bernard E., Friedt J. M., Griselin M., Joly D.</b>	
Évaluation de l'influence des facteurs climatiques sur le bilan de masse du glacier Austre Loven (Spitsberg, 79°N) par une approche multivariée	173

## Topoclimatologie et agroclimatologie

<b>Abderrahmani B., Dobbi A., Hassini N.</b>	
Impact de la sécheresse sur les paramètres agronomiques du blé tendre en zones arides et semi-arides en Algérie	181
<b>Avila F.</b>	
L'enneigement exceptionnel des Alpes japonaises	187
<b>Ben Fraj T., Abderrahmen A., Ben Ouezdou H., Reynard E., Milano M., Calianno M., Fallot J.-M.</b>	
Les Jessour dans le Sud-Est tunisien : un système hydroagricole ancestral dans un milieu aride	193
<b>Carmello V., Alvares D., Dubreuil V., Sant'anna Neto J. L.</b>	
Comparaison des précipitations pendant la période de culture de soja dans deux régions au Brésil	199
<b>Chevalier F., Doll N., Bonnardot V., Planchon O., Burgos S., QuénoI H.</b>	
Identification et variabilité des circulations de brises dans des régions viticoles de la bordure helvétique sud-ouest du lac Léman	205

<b>Correa M. G. G., Galvani E.</b>	
Évaluation de l'effet orographique dans le bassin versant du Piquiri – Paraná/Brésil	211
<b>Philippon N., De Lapparent B., Gond V., Bigot S., Brou T., Camberlin P., Cornu G., Dubreuil V., Martiny N., Morel B., Moron M., Seze G.</b>	
Apport de l'analyse des cycles diurnes de nébulosité et de radiation solaire pour comprendre le cycle saisonnier moyen d'activité photosynthétique de la forêt en Afrique centrale	217
<b>Právãlie R., Zaharia L., Bandoc G., Mitof I.</b>	
Tendances du bilan hydrique climatique et impact sur la productivité agricole au sud-ouest de la Roumanie	223

## Variabilités et aléas climatiques

<b>Amoussou E., Totin Vodounon S. H., Cledjo F. P., Allagbe Y. B. S., Akognongbe J. S. A., Houndenou C., Mahe G., Camberlin P., Boko M., Pérard J.</b>	
Evolution climatique du Bénin de 1950 à 2010 et son influence sur les eaux de surface	231
<b>Buffon E. A. M., Mendonça F. A.</b>	
Inondations urbaines et leptospirose humaine : risques et vulnérabilité à San José dos Pinhais (Brésil)	237
<b>Carablaia S., Grecu F., Chitan A.</b>	
Tendances pluviométriques et risques géomorphologiques dans le Parc naturel des Portes de Fer en Roumanie	243
<b>EI Melki T.</b>	
Précipitations saisonnières à Tunis-Carthage et indices de radiosondages	249
<b>Eveno M., De Rességuier L., Van Leeuwen C., Cantat O., QuénoI H., Planchon O.</b>	
Analyse de la variabilité spatio-temporelle du climat dans le vignoble de Saint-Emilion : étude combinée des types de temps et des types de circulation	255
<b>Faci M., Matari A., Oubadi M., Farhi Y.</b>	
Analyse des journées de forte chaleur en Algérie	261
<b>Fehri N., Hlaoui Z.</b>	
Étude de l'évolution des séries pluviométriques dans des stations de plaines intérieures de la Tunisie	267
<b>Gnele J. E., Soglohoun H. T., Gibigaye M.</b>	
Contraintes pluviométriques à la production agricole dans la dépression d'Issaba dans la commune de Pobe (Bénin)	273
<b>Hanchane M.</b>	
Variabilité des pluies exceptionnelles dans le bassin versant de Selous (Maroc) : intensité et période de retour selon l'hypothèse de non-stationnarité temporelle	279
<b>Hoarau K., Pirard-Hoarau F.</b>	
Quel est le cyclone tropical le plus intense du globe depuis l'existence des données ?	285
<b>Ibiassi Mahoungou G., Ndinga P., Maniaka F. W.</b>	
Problématique de la modification des régimes pluviométriques du Sud-Congo (République du Congo) de 1932 à 2012	291
<b>Juvanon Du Vachat R.</b>	
La conférence climat de Paris en 2015 : enjeux et perspectives	297
<b>Karambiri B. L. C. N., Dipama J. M., Vissin E. W.</b>	
Variabilité hydroclimatique dans le bassin versant du gourou au Burkina Faso	303
<b>Maheras P., Kolyva-Machera F., Tolika K., Anagnostopoulou C.</b>	
Les précipitations exceptionnelles de l'année 2014 dans la Grèce septentrionale	309
<b>Marchand J.-P., Planchon O., Bonnardot V.</b>	
La variabilité des types de temps mensuels au XVIII <sup>e</sup> siècle à Laval : approche méthodologique	315

<b>Nouaceur Z.</b>	
Analyse de la variabilité pluviométrique sur près d'un demi-siècle au Maghreb central (Maroc, Algérie, Tunisie)	321
<b>Oueslati B., Sambou M.-J. G., Pohl B., Rome S., Moron V., Janicot S.</b>	
Les vagues de chaleur au Sahel : caractérisation, mécanismes, prévisibilité	327
<b>Pulina M. A.</b>	
Tendances des températures extrêmes en Sardaigne pendant la période 1951- 2010	333
<b>Raymond F., Ullmann A., Camberlin P., Drobinski P.</b>	
Épisodes secs en hiver dans le bassin méditerranéen : variabilité et forçages atmosphériques (1957-2013)	339
<b>Rome S., Oueslati B., Moron V., Pohl B., Diedhiou A.</b>	
Les vagues de chaleur au Sahel : définition et principales caractéristiques spatio-temporelles (1973-2014)	345
<b>Rousseau D.</b>	
Variabilité des températures mensuelles en France à l'échelle séculaire : caractérisation du Petit âge glaciaire	351
<b>Sare B. A., Yabi I. F., Houssou C. S., Sinsin B.</b>	
Analyse de la qualité de la saison pluvieuse dans la périphérie de la réserve de biosphère transfrontalière du W (Bénin)	357
<b>Sebaibi A. B., Kazi-Tani L. M.</b>	
Evolution du climat et son impact sur l'environnement de la région de l'Oranie (nord-ouest de l'Algérie)	363
<b>Totin V. S. H., Amoussou E., Odoulami L., Boko M., Blivi B. A.</b>	
Seuils pluviométriques des niveaux de risque d'inondation dans le bassin de l'Ouémé au Bénin (Afrique de l'Ouest)	369
<b>Traboulsi M.</b>	
Évolution des précipitations au Proche-Orient. Relation avec les paramètres d'altitude (température et géopotential 500 hPa)	375
<b>Vandiepenbeeck M., Mievis P.</b>	
Les vagues de chaleur en Belgique	381
<b>Yabi I., Issa M.-S., Zakari S., Afouda F.</b>	
Instabilité intrasaisonnière des pluies dans le département de l'Atacora (nord-ouest du Bénin)	387

## Télédétection et climat, Modélisation climatique

<b>Bennour T., Guettouche M. S.</b>	
Un système d'information géographique pour l'analyse des données climatiques de l'Algérie	395
<b>O. Abidine M. M., El Aboudi A., Inejih C. A., O. Soule A.</b>	
Télédétection et SIG en appui à la caractérisation du climat en Mauritanie : cas du Parc national du Diawling (PND) et sa zone périphérique	401
<b>Filahi S., Mouhir L., Tramblay Y.</b>	
Évaluation des modèles climatiques au Maroc : indices des précipitations et des températures	407
<b>Receanu R., Fallot J.-M.</b>	
Distribution spatio-temporelle des précipitations de type PMP utilisant un modèle de champ de pluie : application en Suisse	413
<b>Ullmann, A., Roucou, P.</b>	
Le concept de « Time of Emergence » appliqué aux températures maximales d'été sur le bassin méditerranéen	419

## Climat et ressources en eau

<b>Beulant A.-L., Viel C., Soubeyrou J.-M., Demerliac S., Ceron J.-P.</b>	
Une nouvelle application des prévisions saisonnières en France pour la gestion de la ressource en eau	427
<b>Bodian A., Bacci M., Diop M.</b>	
Impact du changement climatique sur les ressources en eau du bassin de la Casamance	433
<b>Calianno M., Reynard E.</b>	
Influence des facteurs climatiques sur la distribution de l'eau d'irrigation dans le vignoble de Montana (Suisse)	439
<b>Etene C. G.</b>	
Variabilité pluviométrique et problème d'approvisionnement en eau dans la ville de Parakou au Bénin	445
<b>Hajri J., Hajri M.</b>	
La sécurité hydrique en Tunisie face aux changements climatiques	451
<b>Mami A., Yebdri D.</b>	
Les ressources en eau superficielle et la vulnérabilité face aux changements climatiques dans le bassin de l'Oued Mouillah	457
<b>Milano M., Reynard E., Ruelland D., Servat E.</b>	
Importance de la résolution spatiale et temporelle des approches régionales de modélisation du stress hydrique	463
<b>Miranda G. M., Reynard E., Milano M., Guerrin J.</b>	
Les caractéristiques climatiques de la crise hydrique de 2013-2014 dans la région métropolitaine de Sao Paulo, Brésil	469
<b>Moroşanu G. A.</b>	
Analyse de la sensibilité du modèle hydrologique GR4J à l'évapotranspiration estimée avec différentes méthodes. Étude de cas : le bassin hydrographique de la rivière Jiu	475
<b>Stan F. I., Neculau G., Zaharia L., Ioana-Toroimac G., Mihalache S.</b>	
Variabilité de l'évaporation et impact sur la ressource en eau du Lac Căldăruşani (Roumanie)	481
<b>Index des noms des auteurs</b>	492

## Index des noms des auteurs

### A

Abderrahmani, B.	181	Amelung, B.	107
Abderrahmen, A.	193	Ameglio, T.	149
Afouda, F.	387	Amorim, M.C.C.T.	<b>95</b>
Akognongbe, J.S.A.	231	Amoussou, E.	<b>231, 369</b>
Allagbe, Y.B.S.	231	Anagnostopoulou, C.	309
Allinne, C.	161	Antognini, M.	125
Alvares, D.	199	Arteta, J.	19, 57
Ambrosi, C.	125	Avila, F.	187

### B

Bacci, M.	433	Blivi, B.A.	369
Bandoc, G.	223	Bodian, A.	<b>433</b>
Bayol, N.	101	Boko, M.	231, 369
Beaulant, A.-L.	<b>427</b>	Boko, N.P.M.	<b>107</b>
Beltrando, G.	137	Bonnardot, V.	205, 315
Ben Fraj, T.	<b>193</b>	Bouaziz, R.	33
Ben Ouezdou, H.	193	Boyemba, F.	101
Bennour, T.	<b>395</b>	Brou, T.	101, 217
Bernard, E.	173	Bruckmann, F.	149
Bigot, S.	<b>101, 217</b>	Buffon, E.A.M.	<b>237</b>
Błasejczyk, K.	107	Burgos, S.	205

### C

Calianno, M.	193, <b>439</b>	Chevalier, F.	<b>205</b>
Camberlin, P.	101, 217, 231, 339	Chitan, A.	243
Cantat, O.	161, 255	Cledjo, F.P.	231
Carablaisă, S.	<b>243</b>	Codet-Hache, O.	87
Carmello, V.	<b>199</b>	Colin, J.	143, 149, 167
Castelhana, F.J.	<b>27, 69</b>	Colombo, N.	119
Cellier, P.	<b>13</b>	Cornu G.	217
Ceron, J.-P.	427	Correa, M.G.G.	<b>211</b>
Charfi, S.	<b>113</b>		

**D**

Dahech, S.	33, 45	Dipama, J.M.	303
De Lapparent, B.	217	Dobbi, A.	181
De Rességuier, L.	255	Dodet, M.-F.	87
Demerliac, S.	427	Doll, N.	205
Diedhiou, A.	345	Doumenge, C.	101
Dioh, A.J.M.N.	39	Drobinski, P.	339
Diokhane, A.M	39	Dubreuil, V.	95, 101, 199, 217
Diop, C.	39	Dumaitre, F.	87
Diop, M.	433		

**E**

El Aboudi, A.	401	Euchi, H.	45
El Melki, T.	51, 249	Eveno, M.	255
Etene, C.G.	445		

**F**

Faci, M.	261	Forni, E.	101
Fallot, J.-M.	193, 413	Fратиanni, S.	119, 125
Farhi, Y.	261	Friedt, J.M.	173
Fehri, N.	267	Fujiki, K.	75
Filahi, S.	407		

**G**

Galvani, E.	211	Gourlet-Fleury, S.	101
Gapia, M.	101	Greco, F.	243
Genermont, S.	13	Griselin, M.	173
Giaccone, E.	119, 125	Guerrin, J.	469
Gibigaye, M.	273	Guettouche, M.S.	395
Gnele, J.E.	273	Guillemin, S.	149
Gond, V.	101, 217	Guth, J.	19, 57

**H**

Hachicha, N.	51	Hanchane, M.	279
Hajri, J.	451	Hassini, N.	181
Hajri, M.	451	Hlaoui, Z.	267

Hoarau, K.	<b>285</b>	Houssou, C.S.	107, 357
Holobâca, I.H.	<b>131</b>	Huber, L.	13
Houndenou, C.	231		
<b>I</b>			
Ibiassi Mahoungou, G.	<b>291</b>	Ioana-Toroimac, G.	481
Inejih, C.A.	401	Issa, M.-S.	387
<b>J</b>			
Janicot, S.	327	Joly, M.	<b>57</b>
Jarraya, M.	<b>137</b>	Josse, B.	<b>19, 57</b>
Jeanneret, M.	87	Juvanon Du Vachat, R.	<b>297</b>
Joly, D.	87, 173		
<b>K</b>			
Kahindo, B.	101	Kleinpeter, J.	149
Karambiri, B.L.C.N.	<b>303</b>	Kolyva-Machera, F.	309
Kastendeuch, P.P.	<b>143, 149, 167</b>		
Kazi-Tani, L.M.	363		
<b>L</b>			
Landes, T.	149, 167	Laurant, J.-P.	101
Langlois de Septenville, W.	75	Luhahe, R.	143, 149, 167
<b>M</b>			
Mahe, G.	231	Mendonça, F.	27, <b>69</b> , 237
Maheras, P.	<b>309</b>	Mievis, P.	381
Mami, A.	<b>457</b>	Mihalache, S.	481
Maniaka, F.W.	291	Milano, M.	193, <b>463</b> , 469
Marchand, J.-P.	<b>315</b>	Miranda, G.M.	<b>469</b>
Marecal, V.	19	Mitof, I.	223
Mari, S.	<b>125</b>	Monteiro, S.	87
Martin, N.	<b>63</b>	Morel, B.	217
Martiny, N.	101, 217	Moron, M.	217
Masson, V.	155	Moron, V.	101, 327, 345
Matari, A.	261	Moroşanu, G.A.	<b>475</b>
Medeou, F.K.	107	Mouhir, L.	407

**N**

Najjar, G.	143, <b>149</b> , 167
Ndinga, P.	291
Neculau, G.	481
Nerry, F.	143, 149, 167

Ngao, J.	149
Ngomanda, A.	101
Nouaceur, Z.	<b>321</b>

**O**

O. Abidine, M.M.	<b>401</b>
O. Soule, A.	401
Obrecht, P.	149

Odoulami, L.	369
Oubadi, M.	261
Oueslati, B.	<b>327</b> , 345

**P**

Pérard, J.	231
Pergaud, J.	87
Philippon, N.	101, <b>217</b>
Philipps, N.	143
Pinson, L.	<b>155</b>
Pirard-Hoarau, F.	285

Planchon, O.	<b>161</b> , 205, 255, 315
Plu, M.	57
Pohl, B.	87, 327, 345
Pokam, W.	101
Prävălie, R.	<b>223</b>
Pulina, M.A.	<b>333</b>

**Q**

Quénol, H.	205, 255
------------	----------

**R**

Raymond, F.	<b>339</b>
Receanu, R.	<b>413</b>
Renard, F.	<b>75</b>
Reynard, E.	193, 439, 463, 469
Richard, Y.	87
Rome, S.	327, <b>345</b>

Roucou, P.	419
Roupioz, L.	143, 149, <b>167</b>
Rousseau, D.	<b>351</b>
Roussel, I.	<b>81</b>
Ruas, A.	155
Ruelland, D.	463

**S**

Sagna, P.	39
Samba, G.	101
Sambou, M.-J.G.	327
Sambou, P.C.	39
Sant'Anna, Neto, J.L.	199
Sare, B.A.	<b>357</b>
Saudreau, M.	149
Scapozza, C.	125

Schiavone, S.	<b>173</b>
Schneider, P.	161
Schreiner, G.	149
Sebaibi, A.B.	<b>363</b>
Servat, E.	463
Seze, G.	217
Sinsin, B.	357
Soglohoun, H.T.	273

Soto, D.	75	Stan, F.I.	<b>481</b>
Soubeyroux, J.-M.	427		
<b>T</b>			
Thévenin, D.	87	Tolle, F.	173
Thévenin, T.	87	Totin Vodounon, S.H.	231, <b>369</b>
Tissot, A.-C.	87	Traboulsi, M.	<b>375</b>
Tolika, K.	309	Tramblay, Y.	407
<b>U</b>			
Ullmann, A.	339, <b>419</b>		
<b>V</b>			
Van Leuuwen, C.	255	Viel, C.	427
Vandiepenbeeck, M.	<b>381</b>	Vissin, E.W.	107, 303
<b>Y</b>			
Yabi, I.F.	357, <b>387</b>		
Yebdri, D.	457	Yongo, O.D.	101
<b>Z</b>			
Zaharia, L.	223, 481	Zito, S.	<b>87</b>
Zakari, S.	387		

Ce volume est édité par Jean-Michel FALLOT (IGD-UNIL), Daniel JOLY (ThéMA-UBFC) et Nadine BERNARD (Chrono-Environnement, UBFC) dans le cadre du XXIX<sup>e</sup> colloque de l'Association Internationale de Climatologie (AIC), qui s'est tenu à Besançon du 6 au 9 juillet 2016. Il rassemble pour chaque sous-thème, dans l'ordre alphabétique selon le nom du premier auteur, les résumés élargis de 2 conférences invitées et de 75 présentations validées par le Comité scientifique. Ce panel d'articles présente des recherches sur plusieurs thèmes de climatologie (Climat et pollution de l'air, Climatologie appliquée, Topoclimatologie et agroclimatologie, Variabilités et aléas climatique, Modélisation climatique, Télédétection et climat, Climat et ressources en eau) confrontant des travaux issus de l'observation et de la modélisation du climat.

## Composition du comité scientifique

BEN BOUBAKER Habib (Université de La Manouba, Tunisie)  
 BIGOT Sylvain (Université de Grenoble-Alpes, France)  
 BONNARDOT Valérie (Université Rennes 2, France)  
 CAMBERLIN Pierre (Université Bourgogne Franche Comté, France)  
 CANTAT Olivier (Université de Caen Basse-Normandie, France)  
 CARREGA Pierre (Université de Nice, France)  
 CHAMPEAUX Jean-Luc (Retraité Météo-France, France)  
 CLAPPIER Alain (Université de Strasbourg, France)  
 DAHECH Salem (Université de Sfax, Tunisie)  
 DROGUE Gilles (Université de Lorraine, France)  
 DUBREUIL Vincent (Université de Rennes 2, France)  
 ENDLICHER Wilfried (Université de Berlin, Allemagne)  
 ERPICUM Michel (Université de Liège, Belgique)  
 FORTIN Guillaume (Université de Moncton, Canada)  
 FRATIANNI Simona (Université de Turin, Italie)  
 FURY René (Retraité Météo-France, France)  
 HENIA Latifa (Université de Tunis, Tunisie)  
 HOARAU Karl (Université de Cergy-Pontoise, France)  
 KASTENDEUCH Pierre (Université de Strasbourg, France)  
 KERMADI Saida (Université de Lyon 2, France)

LAUFFENBURGER Mireille (Université de Nancy, France)  
 MADELIN Malika (Université Paris 7, France)  
 MAHERAS Panagiotis (Université de Thessalonique, Grèce)  
 MARTIN Nicolas (Université de Nice, France)  
 MENDONCA Francisco (Université fédérale de Parana, Brésil)  
 MOREL Béatrice (Université de La Réunion, France)  
 PAUL Patrice (Retraité Université de Strasbourg, France)  
 PLANCHON Olivier (Université Rennes 2, France)  
 POHL Benjamin (Université Bourgogne Franche-Comté, France)  
 PONCHE Jean-Luc (Université de Strasbourg, France)  
 QUENOL Hervé (Université Rennes 2, France)  
 RICHARD Yves (Université Bourgogne Franche-Comté, France)  
 ROME Sandra (Université de Grenoble-Alpes, France)  
 SAGNA Pascal (Université de Cheikh Anta Diop, Sénégal)  
 SOUBEYROUX Jean-Michel (Météo-France Toulouse, France)  
 TRABOULSI Myriam (Université libanaise, Liban)  
 VANDIEPENBECK Marc (Institut Royal Météorologique, Belgique)  
 VERMOT-DESROCHES Bruno (Météo-France Besançon, France)  
 VISSIN Expédit (Université d'Abomey-Calvi, Bénin)  
 ZAHARIA Liliana (Université de Bucarest, Roumanie)

Ce colloque a bénéficié de l'aide financière et logistique des partenaires suivants :

